©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTEN FORSCHUNG

ISSN 0253 – 097X ISBN 3-900312-98-2

1997
BAND 19

LEOPOLD WEBER (Hrsg.)

mit Beiträgen von

Immo CERNY, Fritz EBNER, Roland EICHHORN, Günter B.L. FETTWEIS, Wolfgang FRANK, Richard GÖD, Michael A. GÖTZINGER, Walter GRÄF, Wilhelm GÜNTHER, Rudolf HÖLL, Elisabeth C. KIRCHNER, Viktor KÖPPEL, Heinrich MALI, Frank MELCHER, Werner H. PAAR, Walter PROCHASKA, Johann G. RAITH, Gerd RANTITSCH, Reinhard F. SACHSENHOFER, Erich SCHROLL, Oskar SCHULZ, Robert SEEMANN, Axel SPIELER, Georg STERK, Werner TUFAR, Franz VAVTAR, Alfred WEISS

Für den wissenschaftlichen Inhalt der einzelnen Beiträge sind die jeweiligen Autoren verantwortlich

HANDBUCH DER LAGERSTÄTTEN DER ERZE, INDUSTRIEMINERALE UND ENERGIEROHSTOFFE ÖSTERREICHS

ERLÄUTERUNGEN ZUR METALLOGENETISCHEN KARTE VON ÖSTERREICH 1 : 500.000 UNTER EINBEZIEHUNG DER INDUSTRIEMINERALE UND ENERGIEROHSTOFFE

393 Abbildungen, 37 Tabellen, 2 Farbkarten (Beilagen) und 1 Lagerstättenliste (Beilage)

Dieser Band wurde vom FWF
(Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung)
finanziell unterstützt

Geologische Bundesanstalt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Umschlagbild:

Aus Georgius AGRICOLA
„De re metallica“

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Leopold Weber, Dr. Albert Daurer.
Layout: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Archivs für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse.
Satz: Geologische Bundesanstalt, nach Konvertierung der auf Datenträger gelieferten Texte.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

„ … Sodann verbirgt die Erde die Metalle in der Tiefe sicher nicht deshalb, weil sie nicht möchte, daß sie von den Menschen ausgegraben würden; sondern weil die vorsichtige und kluge Natur jedem Dinge seinen Ort gegeben hat, so erzeugt sie die Metalle in Gängen und Klüften und Verwerfungen der Felsen, gleichsam in den ihnen eigenen Gefäßen und Schlupfwinkeln der Materie; denn in anderen Elementen können sie entweder nicht entstehen, weil ihnen ja die Materie dazu fehlt; oder wenn sie an der Luft entstanden sind, was sehr selten geschieht, so finden sie keinen Ort, wo sie liegen bleiben, sondern durch ihre eigene Kraft und ihr eigenes Gewicht stürzen sie herab auf die Erde …“

GEORGIUS AGRICOLA (1494–1555):
Zwölf Bücher vom Berg- und Hüttenwesen
Erstes Buch

In memoriam

emer. Univ. Prof. Dr. mult.
Walther Emil PETRASCHECK

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Anschriften der Autoren

Univ.-Doz. Dr. Immo CERNY
A-9530 Bad Bleiberg 41

o. Univ.-Prof. Dr. Fritz EBNER
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Geologie und Lagerstättenlehre
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

Dr. Roland EICHHORN
Bayerisches Geologisches Landesamt
Heßstraße 128
D-80797 München

em.Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.-Ing. e.h. Dr.h.c. Günter B.L. FETTWEIS
Institut für Bergbaukunde der Montanuniversität Leoben
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

ao. Univ.-Prof. Dr. Wolfgang FRANK
Institut für Geologie der Universität Wien
Geozentrum
Althanstraße 14
A-1091 Wien

Dr. phil. Richard GÖD
Geotechnisches Institut der Österreichischen
Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal Ges.m.b.H
Postfach 8
A-1031 Wien

Ass.-Prof. Dr. Michael A. GÖTZINGER
Institut für Mineralogie der Universität Wien
Geozentrum
Althanstraße 14
A-1091 Wien

Univ.-Prof. Dr. Walter GRÄF
Landesmuseum Joanneum
Raubergasse 10
A-8010 Graz

Dr. Wilhelm GÜNTHER
Amt der Salzburger Landesregierung
Friedensstraße 11
A-5010 Salzburg

Univ.-Prof. Dr. Rudolf HÖLL
Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie
der Ludwig-Maximilians-Universität München
Luisenstraße 37
D-80333 München

a.o. Univ.-Prof. Dr. Elisabeth KIRCHNER
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34
A-5020 Salzburg

Univ.-Prof. Dr. Viktor KÖPPEL
ETH-Zentrum
Institut für Isotopengeologie und Rohstoffe
CH-8092 Zürich.

Dipl.-Ing. Dr. mont. Heinrich MALI
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Geologie und Lagerstättenlehre
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

Mag. rer. nat. Dr. mont. Dr. Frank MELCHER
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Mineralogie und Petrologie
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

ao. Univ.-Prof. Dr. Werner PAAR
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34
A-5020 Salzburg

Univ.-Doz. Dr. phil. Walter PROCHASKA
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Geologie und Lagerstättenlehre
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

Univ.-Doz. Dr. phil. Johann G. RAITH
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Mineralogie und Petrologie
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

Mag. rer. nat. Dr.mont. Gerd RANTITSCH
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Mineralogie und Petrologie
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

Univ.-Doz. Dr. mont. Reinhard F. SACHSENHOFER
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Abteilung Mineralogie und Petrologie
Franz-Josef-Straße 18
A-8700 Leoben

HR i.R. Univ.-Prof. Dr. Erich SCHROLL
Haidbrunngasse 14
A-2700 Wiener Neustadt

ao. Univ.-Prof. i.R. Dr. Oskar SCHULZ
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck.

HR Dr. Robert SEEMANN
Naturhistorisches Museum
Mineralogisch-petrographische Abteilung
Burgring 7
A-1010 Wien

Axel SPIELER
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck.

SC i.R. Dr. Georg STERK
St.-Anna-Weg 104
A-9082 Maria Wörth

Univ.-Prof. Dr. Werner TUFAR
Phillips-Universität Marburg
Fachbereich Geowissenschaften
Hans-Meerwein-Straße
D-35032 Marburg

Univ.-Doz. Dr. Franz VAVTAR
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck

Min.-Rat Univ.-Doz. phil Dr. Leopold WEBER
Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten
Oberste Bergbehörde – Roh- und Grundstoffe
Landstraßer Hauptstraße 55–57
A-1031 Wien

Min.-Rat Dipl.-Ing. Mag. iur. Alfred WEISS
Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten
Oberste Bergbehörde – Roh- und Grundstoffe
Landstraßer Hauptstraße 55–57
A-1031 Wien

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTENFORSCHUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A. | ISSN 0253-097X | Band **19** | S. 1–607 | Wien, September 1997

Inhalt

Zusammenfassung 13
Abstract 14
Vorwort 14

I. Vorbemerkungen und Begriffsbestimmungen

1. Vorbemerkungen 16
2. Begriffsbestimmungen 16

II. Lagerstätten, Bergbau, Forschung

(G.B.L. FETTWEIS, G. STERK & A. WEISS)

1. Lagerstätten und Bergbau (G.B.L. FETTWEIS) 19
   1.1. Grundlegende Begriffe und Sachverhalte 19
   1.2. Über Lagerstätten, Bergbau und Zivilisation 22
   1.3. Faktoren der Abbauwürdigkeit 28
   1.4. Exploration und bergbauorientierte Lagerstättenforschung 34
2. Systematische Basisuntersuchungen des Bundesgebietes (G. STERK) 41
   2.1. Aeromagnetische Vermessung des Bundesgebietes 41
   2.2. Geochemische Untersuchung des Bundesgebietes 43
   2.3. Hubschraubergeophysik in ausgewählten Bereichen 45
   2.4. Integrative Auswertung von Meßergebnissen 45
3. Zur Entstehungsgeschichte der Lagerstättenkarten der Ostalpen (A. WEISS) 46

III. Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe

(F. EBNER)

1. Einleitung 49
2. Böhmische Masse (Außeralpines Kristallin) 51
   2.1. Moldanubikum und Moravikum im Wald- und Weinviertel 52
   2.2. Moldanubikum im Mühlviertel 55
      2.2.1. Südböhmischer Pluton 56
   2.3. Spät- bis post-variszische Ganggesteine 58
   2.4. Spät-variszische Scherzonen 59
   2.5. Sedimente über der Böhmischen Masse 59
3. Ostalpen (inkl. der tertiären Molassebildungen) 59
   3.1. Tertiärbecken 62
      3.1.1. Molassezone und ihr Untergrund 62
         3.1.1.1. Untergrund der Molassezone (Autochthones Mesozoikum) 64
         3.1.1.2. Schichtentwicklung und Rohstoffe der Molassezone 66
         3.1.1.3. Tektonische Gliederung der Molassezone 69
      3.1.2. Inneralpine (Intramontane) Tertiärbecken 71
         3.1.2.1. Wiener Becken 74
         3.1.2.2. Eisenstädter (Mattersburger) Becken 77
         3.1.2.3. Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht) 78
         3.1.2.4. Steirisches Becken 81
         3.1.2.5. Klagenfurter Becken 86
         3.1.2.6. Lavanttaler Becken 87
         3.1.2.7. Ennstaltertiär und Tertiär der Norischen Senke 87
         3.1.2.8. Anteile des Pannonischen Beckens 89
   3.2. Helvetische Einheiten 90
      3.2.1. Helvetikum 90
      3.2.2. Ultrahelvetikum 92
      3.2.3. Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone des Wienerwaldes 93
   3.3. Penninische Einheiten 93
      3.3.1. Rhenodanubischer Flysch 94
         3.3.1.1. Ybbsitzer und St. Veiter Klippenzone 99
         3.3.1.2. Tektonischer Bau im Helvetikum und im Rhenodanubischen Flysch 99
      3.3.2. Penninikum an der West-/Ostalpengrenze 99
      3.3.3. Penninische Fenster 103
         3.3.3.1. Gargellenfenster 103
         3.3.3.2. Engadiner Fenster 103
         3.3.3.3. Tauernfenster 106
            3.3.3.3.1. Prä-alpidische Entwicklung 106
            3.3.3.3.2. Permomesozoische (alpidische) Entwicklung 111
         3.3.3.4 Rechnitzer Fenstergruppe 118

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3.4. Ostalpine Einheiten (Ostalpin) ... 120
3.4.1. Prä-alpidische Entwicklung ... 121
3.4.2. Post- bis spät-variszische Sedimente ... 124
3.4.3. Alpidische Entwicklung ... 128
3.4.4. Unterostalpiner Rahmen des Tauernfensters ... 133
3.4.5. Ostalpines Kristallin mit auflagerndem Zentralalpinem Mesozoikum ... 135
3.4.5.1. Kristallin westlich des Tauernfensters ... 136
3.4.5.1.1. Silvretta, Samnaun- und Verwallgruppe ... 136
3.4.5.1.2. Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner-Mesozoikum ... 137
3.4.5.2. Kristallin nördlich des Tauernfensters ... 140
3.4.5.3. Kristallin südlich des Tauernfensters (Deferegger Alpen, Schober-, Kreuzeck-, Goldeckgruppe) ... 141
3.4.5.4. Kristallin östlich des Tauernfensters ... 147
3.4.5.4.1. UnterostalpinesKristallin am Alpenostrand ... 149
3.4.5.4.2. Unterostalpines Kristallin in den Schladminger Tauern ... 153
3.4.5.4.3. Mittelostalpines Kristallin östlich des Tauernfensters ... 154
3.4.5.4.3.1. Radentheiner/Liesertaler Gebirge, Nockalm ... 156
3.4.5.4.3.2. Wölzer Komplex (Wölzer Tauern) ... 157
3.4.5.4.3.3. Muriden-Einheit (Muralpen-Kristallin) ... 158
3.4.5.4.3.4. Koriden-Einheit (Sau-, Koralpe) ... 165
3.4.6. Ostalpines Paläozoikum ... 170
3.4.6.1. Ostalpine Phyllitzonen ... 171
3.4.6.2. Oberostalpines Paläozoikum ... 173
3.4.6.2.1. Grauwackenzone ... 173
3.4.6.2.2. Grazer Paläozoikum inkl. auflagernde Kainacher Gosau ... 183
3.4.6.2.3. Prä-tertiäre Einheiten im Untergrund des Steirischen Beckens, der Südburgenländischen Schwelle, des Sausal und Remschnigg ... 188
3.4.6.2.4. Gurktaler Deckensystem inkl. Mittelkärntner Permomesozoikum und Krappfeld-Gosau ... 188
3.4.7. Ostalpines Mesozoikum ... 195
3.4.7.1. Nördliche Kalkalpen ... 196
3.4.7.1.1. Permotrias ... 196
3.4.7.1.2. Jura ... 200
3.4.7.1.3. Kreide, Tertiär ... 202
3.4.7.1.4. Tektonischer Bau ... 204
3.4.7.2. Drauzug (Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen, Nordkarawanken) ... 208
3.4.7.2.1. Basiskristallin und Paläozoikum des Drauzuges ... 210
3.4.7.2.2. Drauzug-Permomesozoikum ... 214
4. Periadriatische Intrusivgesteine und Periadriatisches Lineament ... 220
5. Südalpen ... 222
5.1. Südalpines Paläozoikum ... 222
5.2. Südalpines Mesozoikum ... 225
5.3. Tektonik ... 226
6. Quartär ... 229

IV. Die metallogenetischen Einheiten Österreichs

(L. WEBER und Mitarbeiter)

1. Böhmische Masse (Außeralpines Variszikum) ... 230
1.1. Moravikum ... 230
1.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 230
1.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 230
1.1.3. Energierohstoffe ... 230
1.2. Moldanubikum ... 230
1.2.1. „Moldanubisches Metamorphikum“ ... 230
1.2.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 230
1.2.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 230
1.2.1.3. Edelmetalle ... 230
1.2.1.4. Sonder- und Leichtmetalle ... 231
1.2.1.5. Industrieminerale ... 231
1.2.1.5.1. Graphitbezirk Bunte Serie (L. WEBER & M.A. GÖTZINGER) ... 231
1.2.1.5.2. Vermiculitbezirk Moldanubikum (M.A. GÖTZINGER) ... 232
1.2.1.5.3. Magnesit-(Vermiculit-)Bezirk Dunkelsteiner Wald (M.A. GÖTZINGER) ... 233
1.2.2. Süd-Böhmisches Granitmassiv (R. GÖD & L. WEBER) ... 233
1.2.2.1. Eisen- und Stahlveredler ... 233
1.2.2.1.1. Molybdänbezirk Süd-Böhmische Granite (R. GÖD) ... 233
1.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 233
1.2.2.3. Edelmetalle ... 233
1.2.2.4. Sonder- und Leichtmetalle (R. GÖD) ... 233
1.2.2.4.1. Uran-(F-)Bezirk Süd-Böhmische Granite (R. GÖD) ... 233
1.2.2.5. Industrieminerale ... 235
1.2.2.5.1. Kaolinbezirk Mühl- und Waldviertel ... 235
1.3. Jüngere Sedimente auf der Böhmischen Masse ... 235
1.3.1. Industrieminerale ... 235
1.3.2. Energierohstoffe ... 235
2. Ostalpen (inkl. der tertiären Molassebildungen) ... 237
2.1. Molasse ... 237
2.1.1. Autochthone Molasse (inkl. autochthones Mesozoikum) ... 237
2.1.1.1. Industrieminerale ... 237
2.1.1.1.1 Quarzsand-Ton-Bezirk der Melk-Formation s.l. ... 237

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.1.1.2. Energierohstoffe ... 237
2.1.1.2.1. Kohlenwasserstoffbezirk Molassezone ... 239
2.1.1.2.2. Braunkohlenbezirk Salzachkohle ... 239
2.1.1.2.3. Braunkohlenbezirk Hausruck ... 241
2.1.1.2.4. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Südrand Böhmische Masse ... 242
2.1.2. Allochthone Molasse (inkl. Waschbergzone) ... 243
2.1.2.1. Energierohstoffe ... 243
2.1.2.1.1. Braunkohlenbezirk Vorarlberger Molasse ... 243
2.1.3. Parautochthone Molasse (Unterinntal-Tertiär) ... 245
2.1.3.1. Energierohstoffe ... 245
2.1.3.1.1. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Häring (O. SCHULZ) ... 245
2.1.3.1.2. Braunkohlenbezirk Kössen (O. SCHULZ) ... 245
2.1.4. Inneralpine Molassebecken (inkl. Anteile des Pannonischen Beckens) (F. EBNER, R.F. SACHSENHOFER & L. WEBER) ... 247
2.1.4.1. Wiener Becken ... 247
2.1.4.1.1. Industrieminerale ... 247
2.1.4.1.2. Energierohstoffe ... 247
2.1.4.1.2.1. Kohlenwasserstoffbezirk Wiener Becken ... 247
2.1.4.1.2.2. Braunkohlenbezirk Wiener Becken ... 248
2.1.4.2. Eisenstädter Becken (F. EBNER) ... 250
2.1.4.3. Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht) ... 250
2.1.4.3.1. Eisen und Stahlveredler ... 250
2.1.4.3.1.1. Eisenerzbezirk Landseer Bucht ... 250
2.1.4.3.2. Energierohstoffe ... 251
2.1.4.3.2.1. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Landseer Bucht ... 251
2.1.4.4. Steirisches Becken ... 251
2.1.4.4.1. Industrieminerale (L.WEBER & F. EBNER) ... 251
2.1.4.4.1.1. Bentonitbezirk Steirisches Becken (F. EBNER) ... 251
2.1.4.4.2. Energierohstoffe (L.WEBER & F. EBNER) ... 252
2.1.4.4.2.1. Glanzbraunkohlenbezirk Wies – Eibiswald (? Ottnang–Karpat) (F. EBNER) ... 252
2.1.4.4.2.2. Braunkohlenbezirk Köflach – Voitsberg (Ottnang–Karpat) (F. EBNER) ... 253
2.1.4.4.2.3. Braunkohlenbezirk Rein – Stiwoll (Baden) ... 254
2.1.4.4.2.4. Braunkohlenbezirk Tauchen – Mariasdorf (Baden) ... 255
2.1.4.4.2.5. Braunkohlenbezirk Graz – Weizer Bucht (Karpat–Baden bzw. O-Sarmat–U-Pannon) (F. EBNER) ... 256
2.1.4.4.2.6. Braunkohlenbezirk Feldbach (O–Sarmat/U-Pannon) (F. EBNER) ... 256
2.1.4.4.2.7. Braunkohlenbezirk Ilz (Pannon C) (F. EBNER) ... 257
2.1.4.4.2.8. Braunkohlenbezirk Henndorf (Pannon D–E) ... 257
2.1.4.5. Klagenfurter Becken ... 257
2.1.4.5.1. Industrieminerale ... 257
2.1.4.5.2. Energierohstoffe ... 257
2.1.4.5.2.1. Braunkohlenbezirk Karawankenvorland ... 257
2.1.4.6. Lavanttaler Tertiärbecken ... 258
2.1.4.6.1. Industrieminerale ... 258
2.1.4.6.2. Energierohstoffe ... 258
2.1.4.6.2.1. Braunkohlenbezirk Lavanttal ... 258
2.1.4.7. Norische Senke (R.F. SACHSENHOFER & L. WEBER) ... 260
2.1.4.7.1. Industrieminerale ... 260
2.1.4.7.2. Energierohstoffe ... 260
2.1.4.7.2.1. Braunkohlenbezirk Norische Senke (R.F. SACHSENHOFER) ... 260
2.1.4.8. Ennstaltertiär ... 261
2.1.4.8.1. Energierohstoffe ... 261
2.1.4.8.1.1. Braunkohlenbezirk Ennstaltertiär (R.F. SACHSENHOFER) ... 261
2.1.4.9. Pannonisches Becken (Eisenstädter Bucht, Oberwart – Güssing, Raabgraben) (F. EBNER & L. WEBER) ... 261
2.1.4.9.1. Industrieminerale ... 261
2.1.4.9.2. Energierohstoffe ... 262
2.1.4.9.2.1. Braunkohlenbezirk Pannonisches Becken ... 262
2.2. Helvetikum (inkl. Ultrahelvetikum, Grestener und Hauptklippenzone (R.F. SACHSENHOFER & L. WEBER) ... 262
2.2.1. Westösterreichisches Helvetikum ... 263
2.2.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 263
2.2.1.2. Industrieminerale ... 263
2.2.1.2.1. Phosphoritbezirk Helvetikum Vorarlberg ... 263
2.2.2. Ostösterreichisches Helvetikum ... 265
2.2.2.1. Industrieminerale ... 265
2.2.2.2. Energierohstoffe (R.F. SACHSENHOFER) ... 265
2.2.2.2.1. Stein-(Glanzbraun-)Kohlenbezirk Lias (Grestener Kohle) (R.F. SACHSENHOFER) ... 265
2.3. Penninikum ... 265
2.3.1. Flysch ... 265
2.3.2. Penninische Fenster ... 266
2.3.2.1. Engadiner Fenster (F. VAVTAR & L. WEBER) ... 266
2.3.2.1.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 266
2.3.2.1.1.1. Polymetallischer Erzbezirk Pfunds (F. VAVTAR) ... 266
2.3.2.1.1.2. Polymetallischer Erzbezirk der Rahmenzone des Engadiner Fensters (F. VAVTAR) ... 266
2.3.2.1.2. Industrieminerale ... 266
2.3.2.2. Tauernfenster (inkl. Matreier Zone) (L. WEBER & W.H. PAAR) ... 266
2.3.2.2.1. Eisen und Stahlveredler (D. BRIEGLEB, L. WEBER & W.H. PAAR) ... 267
Molybdänitvorkommen Alpeiner Scharte ... 267
2.3.2.2.1.1. Wolframerzbezirk Felbertal (R. HÖLL & R.EICHHORN) ... 268

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.3.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 272
2.3.2.2.2.1. Kieserzbezirk Bündnerschiefer (Großarltal) (W.H. PAAR) ... 272
2.3.2.2.2.2. Kieserzbezirk Bündnerschiefer (Virgental) (W.H. PAAR) ... 272
2.3.2.2.2.3. Kieserzbezirk Untere Schieferhülle (L. WEBER & R. SEEMANN) ... 275
2.3.2.2.3. Sonder- und Leichtmetalle ... 276
2.3.2.2.3.1. (Kupfer)-Uranerzbezirk Tauernfenster (Rauris) (E.C. KIRCHNER) ... 276
2.3.2.2.4. Edelmetalle (W.H. PAAR) ... 276
Goldvorkommen Brennkogel ... 276
2.3.2.2.4.1. Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden – Oberdorf (W.H. PAAR) ... 276
2.3.2.2.4.2. Golderzbezirk Rauris – Gastein (Tauerngoldgänge) (W.H. PAAR) ... 278
2.3.2.2.4.3. Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden – Schurfspitze (W.H. PAAR) ... 282
2.3.2.2.4.4. Golderzbezirk Pölla- und Maltatal (W.H. PAAR) ... 284
2.3.2.2.4.5. Golderzbezirk Hirzbach – Schiedalpe – Kloben (W.H. PAAR) ... 284
2.3.2.2.5. Industrieminerale ... 287
Fluorit-Galenit-Sphaleritvorkommen Achselalm ... 287
2.3.2.2.5.1. Talk-Asbestbezirk der Tauernschieferhülle und der Matreier Schuppenzone ... 287
2.3.2.3. Rechnitzer Fenstergruppe (I. CERNY, E. SCHROLL & L. WEBER) ... 287
2.3.2.3.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 288
2.3.2.3.1.1. Kieserzbezirk Bernstein ... 288
2.3.2.3.2. Sonder- und Leichtmetalle ... 288
2.3.2.3.2.1. Antimonerzbezirk Schlaining (I. CERNY, E. SCHROLL & L. WEBER) ... 288
2.3.2.3.3. Industrieminerale ... 289
2.3.2.3.3.1. Asbest-Talkbezirk Rechnitz ... 289

2.4. Ostalpin ... 290

2.4.1. Altkristallin ... 290

2.4.1.1. Eisen und Stahlveredler (L. WEBER & J.G. RAITH) ... 290
2.4.1.1.1. Sideritbezirk Schwazer Augengneis (O. SCHULZ) ... 290
2.4.1.1.2. Sideritbezirk Hüttenberg (O. SCHULZ & E. SCHROLL) ... 291
2.4.1.1.3. Hämatit-(„Eisenglimmer“-)Bezirk Seetaler Alpen (W. PROCHASKA) ... 293
2.4.1.1.4. Hämatit-(„Eisenglimmer“-)Bezirk Waldenstein (W. PROCHASKA) ... 293
2.4.1.1.5. Eisenerzbezirk Grobgneisserie (W. TUFAR) ... 295
2.4.1.1.6. Eisenerzbezirk Wechselfenster (W. TUFAR) ... 296
2.4.1.1.7. Chromit-Asbest-Magnesitbezirk Kraubath – Hochgrössen (L. WEBER & E. SCHROLL) ... 296
2.4.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) (L. WEBER & W. TUFAR) ... 297
Blei-Zinkerzlagerstätte Ramingstein (W. TUFAR) ... 297
2.4.1.2. 1. Polymetallischer Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Stubai – Ötztal (F. VAVTAR) ... 297
2.4.1.2. 2. Polymetallischer Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Arlberger Phyllitgneise (F. VAVTAR) ... 299
2.4.1.2. 3. Erzbezirk Deferegger Alpen („Koriden“) ... 300
2.4.1.2. 4. Erzbezirk Deferegger Alpen („Muriden“) ... 301
2.4.1.2. 5. Erzbezirk „Massive Kieslager“ Kreuzeckgruppe (W.H. PAAR) ... 301
2.4.1.2. 6. Polymetallischer Erzbezirk Mittelkärntner Altkristallin (E. SCHROLL, W. TUFAR & L. WEBER) ... 301
2.4.1.2. 7. Polymetallischer Erzbezirk Schladming (W.H. PAAR) ... 302
2.4.1.2. 8. Polymetallischer Erzbezirk Wölzer Tauern (E. SCHROLL & L. WEBER) ... 304
2.4.1.2. 9. Polymetallischer Erzbezirk Grobgneisserie (W. TUFAR) ... 304
2.4.1.2.10. Polymetallischer Erzbezirk Wechselfenster (W. TUFAR) ... 304
2.4.1.3. Sonder- und Leichtmetalle (I. CERNY, H. MALI, W.H. PAAR & O. SCHULZ) ... 305
Cinnabaritvorkommen Stockenboi – Buchholzgraben (O. SCHULZ) ... 305
2.4.1.3.1. Antimon-(Arsen-, Gold,- Blei-, Kupfer-) sowie Gold-Arsen-Erzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe (I. CERNY, W.H. PAAR & H. MALI) ... 307
2.4.1.3.2. Spodumenpegmatitbezirk Weinebene (R. GÖD) ... 309
2.4.1.3.3. Spodumenpegmatitbezirk Wölzer Tauern (W. MALI) ... 309
2.4.1.4. Edelmetalle ... 311
2.4.1.4.1. Silbererzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe (W.H. PAAR) ... 311
2.4.1.4.2. Golderzbezirk Pusterwald (W.H. PAAR) ... 311
2.4.1.4.3. Golderzbezirk Kliening – Kothgraben (R. GÖD & W.H. PAAR) ... 313
2.4.1.4.4. Golderzbezirk Flatschach – Knittelfeld (W.H. PAAR) ... 314
2.4.1.4.5. Edelmetallbezirk Grobgneisserie (W. TUFAR) ... 314
2.4.1.5. Industrieminerale (W.TUFAR) ... 314
Magnesitlagerstätte Radenthein ... 314
2.4.1.5.1. Quarz-Feldspatpegmatitbezirk Liesergneisserie (E. SCHROLL) ... 314
2.4.1.5.2. Quarz-Feldspatpegmatitbezirk Koralpe – Saualpe (R. GÖD) ... 317
2.4.1.5.3. Talk-Leukophyllitbezirk Ostalpines Altkristallin (W. PROCHASKA) ... 317

2.4.2. Ostalpines Paläozoikum ... 318

2.4.2.1. Innsbrucker Quarzphyllit (O. SCHULZ) ... 318
2.4.2.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 319
2.4.2.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 319
2.4.2.1.3. Edelmetalle ... 319
2.4.2.1.3.1. Golderzbezirk Zell/Ziller (O. SCHULZ) ... 319
2.4.2.1.4. Industrieminerale ... 320
2.4.2.1.4.1. Magnesit-Scheelitbezirk Tux (O. SCHULZ) ... 320
2.4.2.2. Landecker Quarzphyllit (O. SCHULZ) ... 321
2.4.2.3. Thurntaler Quarzphyllit ... 321
2.4.2.3.1. Eisen und Stahlveredler ... 324
2.4.2.3.1.1. Wolframerzbezirk Gumriaul ... 324
2.4.2.3.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 324
2.4.2.3.2.1. Kieserzbezirk Villgraten (W. TUFAR & L. WEBER) ... 324

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.2.4. Ennstaler Quarzphyllit ... 324
Kieserzlagerstätte Walchen/Öblarn (L. WEBER & E. SCHROLL ... 325
2.4.2.5. Wagrainer Quarzphyllit ... 325
2.4.2.5.1. Eisen und Stahlveredler ... 325
2.4.2.5.1.1. Eisenerzbezirk Wagrain – Flachau (W. GÜNTHER & W.H. PAAR) ... 325
2.4.2.6. Grauwackenzone ... 325
2.4.2.6.1. Westliche Grauwackenzone ... 325
2.4.2.6.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 325
2.4.2.6.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 325
2.4.2.6.1.2.1. Fahlerzbezirk Schwaz – Brixlegg (O. SCHULZ) ... 325
2.4.2.6.1.2.2. Kupfererzbezirk Röhrerbühel – Kitzbühel ... 327
2.4.2.6.1.2.3. Kupfererz-(Magnesit-)Bezirk Hohe-Salve-Einheit (L. WEBER & O. SCHULZ) ... 328
2.4.2.6.1.2.4. Polymetallischer Cu-Ni-Co-Hg-Ag-Bezirk Leogang (W.H. PAAR) ... 329
2.4.2.6.1.2.5. Kupfer-Eisenerzbezirk Jochberg-Einheit (L. WEBER & O. SCHULZ) ... 331
2.4.2.6.1.2.6. Kupfererzbezirk Mitterberg – Mühlbach – Larzenbach (W.H. PAAR) ... 332
2.4.2.6.1.2.7. Kieserzbezirk (±Cu±Pb±Au) Zell/See – Radstadt – Mandling (W.H. PAAR) ... 333
2.4.2.6.1.3. Industrieminerale ... 334
2.4.2.6.1.3.1. Barytbezirk Kitzbühel (Hohe-Salve-Einheit) (O. SCHULZ & L. WEBER) ... 334
2.4.2.6.1.3.2. Magnesitbezirk Hochfilzen (Hohe-Salve-Einheit) (F. VAVTAR, O. SCHULZ & E. SCHROLL) ... 334
2.4.2.6.1.3.3. Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten (W.H. PAAR & W. GÜNTHER) ... 335
2.4.2.6.2. Östliche Grauwackenzone ... 336
2.4.2.6.2.1. Eisen und Stahlveredler ... 336
2.4.2.6.2.1.1. Eisen-(Kupfer-)erzbezirk Norische Decke (O. SCHULZ & F. VAVTAR) ... 336
Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg (O. SCHULZ) ... 338
2.4.2.6.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 338
2.4.2.6.2.3. Sondermetalle (R. GÖD) ... 338
2.4.2.6.2.4. Industrieminerale ... 338
2.4.2.6.2.4.1. Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke (L. WEBER & E. SCHROLL) ... 339
2.4.2.6.2.4.2. Graphitbezirk Veitscher Decke ... 341
2.4.2.6.2.5. Energierohstoffe ... 341
2.4.2.7. Grazer Paläozoikum ... 341
2.4.2.7.1. Eisen und Stahlveredler ... 341
2.4.2.7.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 342
2.4.2.7.2.1. Blei-Zink-Barytbezirk Grazer Paläozoikum ... 343
2.4.2.7.3. Sondermetalle ... 343
2.4.2.7.3.1. Quecksilbererzbezirk Grazer Paläozoikum ... 343
2.4.2.7.4. Industrieminerale ... 345
2.4.2.7.4.1. Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum ... 345
2.4.2.8. Sausal ... 345
2.4.2.8.1. Eisen und Stahlveredler ... 345
2.4.2.8.1.1. Roteisensteinbezirk Sausal (F. EBNER) ... 345
2.4.2.9. Gurktaler Decke ... 345
2.4.2.9.1. Eisen und Stahlveredler (L. WEBER & J.G. RAITH) ... 345
Wolframit-Scheelitvorkommen Mallnock (J.G. RAITH) ... 346
2.4.2.9.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 346
2.4.2.9.2.1. Blei-Zinkerzbezirk Meiselding (L. WEBER & W. TUFAR) ... 346
2.4.2.9.2.2. Blei-Zinkerzbezirk Vellach – Metnitz ... 347
2.4.2.9.2.3. Polymetallischer Erzbezirk Schwabegg – Ruden (W.H. PAAR) ... 348
2.4.2.9.3. Sondermetalle ... 348
2.4.2.9.4. Industrieminerale ... 349
2.4.2.9.5. Energierohstoffe ... 349
2.4.2.9.5.1. Anthrazitbezirk Gurktaler Decke (Turrach) ... 349
2.4.2.10. Steinacher Decke ... 350
2.4.2.11. Gailtaler Paläozoikum ... 350
2.4.2.12. Eisenkappler Paläozoikum ... 350
2.4.3. Ostalpines Mesozoikum (inkl. postvariszische Transgressionsserien) ... 351
2.4.3.1. Nördliche Kalkalpen ... 351
2.4.3.1.1. Eisen und Stahlveredler ... 351
2.4.3.1.1.1. Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis ... 351
2.4.3.1.1.2. Eisenerzbezirk Sulzau – Werfen (W. GÜNTHER) ... 352
2.4.3.1.1.3. Manganerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen (O. SCHULZ) ... 353
2.4.3.1.1.4. Manganerzbezirk östliche Kalkalpen (M.A. GÖTZINGER) ... 353
2.4.3.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) ... 354
2.4.3.1.2.1. Kupfererzbezirk postvariszische Transgressionsserien Montafon und Arlberg (E. SCHROLL & L. WEBER) ... 354
2.4.3.1.2.2. Pb-Zn-(Fahlerz-)Erzbezirk Anis Nordtiroler Kalkalpen (O. SCHULZ & E. SCHROLL) ... 355
2.4.3.1.2.3. Pb-Zn-Erzbezirk Karn (Wettersteinkalk, -dolomit) Nordtiroler Kalkalpen (O. SCHULZ & E. SCHROLL) ... 358

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3.1.2.4. Kieserzbezirk Außerfern (Reutte) (O. SCHULZ) 359
2.4.3.1.2.5. Pb-Zn-Erzbezirk Anis östliche Kalkalpen (M.A. GÖTZINGER) 359
2.4.3.1.2.6. Pb-Zn-Erzbezirk Karn östliche Kalkalpen (M.A. GÖTZINGER) 360
2.4.3.1.2.7. Karst-„Eisenerz"bezirk Nördliche Kalkalpen 360
2.4.3.1.3. Sonder- und Leichtmetalle 361
2.4.3.1.3.1. Uranerzbezirk Basis Nordtiroler Kalkalpen (O. SCHULZ) 361
2.4.3.1.4. Industrieminerale 361
Salzlagerstätte Hall/Tirol (L. WEBER 362
2.4.3.1.4.1. Evaporit-(Phosphat-)Bezirk Sulzau – Werfen (M.A. GÖTZINGER) 362
2.4.3.1.4.2. Evaporitbezirk Salzkammergut i.w.S. (M.A. GÖTZINGER & L. WEBER) 364
2.4.3.1.4.3. Evaporitbezirk östliche Kalkalpen (M.A. GÖTZINGER) 365
2.4.3.1.4.4. Evaporitbezirk Montafon (L. WEBER & E. SCHROLL) 367
2.4.3.1.4.5. Evaporitbezirk Außerfern (Reutte) 368
2.4.3.1.5. Energierohstoffe 368
2.4.3.1.5.1. Steinkohlenbezirk Raibler Schichten 368
2.4.3.1.5.2. Steinkohlen-(Glanzbraunkohlen-)Bezirk Lunzer Schichten (R.F. SACHSENHOFER) 368
2.4.3.1.5.3. Ölschieferbezirk Seefeld (O. SCHULZ) 369
2.4.3.1.5.4. Ölschieferbezirk Bächental (A. SPIELER) 370
2.4.3.2. Drauzug 371
2.4.3.2.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) 371
2.4.3.2.1.1. Pb-Zn-Erzbezirk Anis Drauzugmesozoikum (I. CERNY & E. SCHROLL) 371
2.4.3.2.1.2. Pb-Zn-Erzbezirk Karn Drauzugmesozoikum (I. CERNY & E. SCHROLL) 372
Blei-Zinkerzlagerstätte Bleiberg-Kreuth 377
2.4.3.2.2. Sondermetalle 379
2.4.3.2.3. Industrieminerale 379
2.4.3.2.3.1. Evaporitbezirk Basis Drauzugmesozoikum 379
2.4.3.2.4. Energierohstoffe 380
2.4.3.3. Zentralalpines Mesozoikum 380
2.4.3.3.1. Eisen und Stahlveredler 380
2.4.3.3.1.1. Eisenerzbezirk Basis Stubai-Brenner-Mesozoikum (F. MELCHER) 380
2.4.3.3.1.2. Eisenerzbezirk Stangalmmesozoikum 381
2.4.3.3.1.3. Eisenerzbezirk Semmeringmesozoikum (W. TUFAR) 381
2.4.3.3.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) (F. MELCHER, W. TUFAR & L. WEBER) 382
2.4.3.3.2.1. Blei-Zink-Eisenerzbezirk Stubai-Brenner-Mesozoikum (F. MELCHER) 382
2.4.3.3.2.2. Blei-Zinkerzbezirk Flattnitz 382
2.4.3.3.3. Sondermetalle 383
2.4.3.3.3.1. Uranerzbezirk Radstädter Tauern (L. WEBER & R. GÖD) 383
2.4.3.3.3.2. Uranerzbezirk Liesing-Paltental (F. EBNER & R. GÖD) 385
2.4.3.3.3.3. Uranerzbezirk Semmering – Wechsel (L. WEBER & W. TUFAR) 385
2.4.3.3.4. Industrieminerale 385
2.4.3.3.4.1. Barytbezirk Semmering (L. WEBER & W. TUFAR) 385
2.4.3.3.4.2. Evaporitbezirk Semmering – Mürztal (L. WEBER, M.A. GÖTZINGER & W. TUFAR) 387
2.4.3.3.4.3. Leukophyllitbezirk Aspang (W. PROCHASKA) 387
2.4.3.4. Gosaubecken 389
2.4.3.4.1. Sonder- und Leichtmetalle 389
2.4.3.4.1.1. Bauxitbezirk Nördliche Kalkalpen (E. SCHROLL) 389
2.4.3.4.2. Energierohstoffe 390
2.4.3.4.2.1. Glanzbraunkohlenbezirk Grünbach (R.F. SACHSENHOFER & E. SCHROLL) 390
2.4.3.4.2.2. Gagatbezirk Kalkalpine Gosau (R.F. SACHSENHOFER) 390
2.4.3.4.2.3. Bitumenmergelbezirk Kainacher Gosau (W. GRÄF) 391
2.4.3.4.2.4. Braunkohlenbezirk Krappfeldgosau 392
3. Kleine Karpaten (Tatriden – Hochtatrikum) 392
4. Südalpen 392
4.1. Altkristallin (I. CERNY & E. SCHROLL) 392
4.2. Paläozoikum 392
4.2.1. Südkarawanken (I. CERNY & E. SCHROLL) 392
4.2.1.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) 393
4.2.1.1.1. Polymetallischer Erzbezirk westliche Südkarawanken (E. SCHROLL) 393
4.2.1.2. Industrieminerale 393
4.2.2. Karnische Alpen (I. CERNY & E. SCHROLL) 393
4.2.2.1. Eisen und Stahlveredler 393
4.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen) 393
4.2.2.2.1. Polymetallischer Baryt-Fluoritbezirk Karnische Alpen (E. SCHROLL) 393
4.2.2.3. Energierohstoffe 394
4.3. Mesozoikum (inkl. postvariszische Molasse und Transgressionsserien) 394
4.3.1. Südkarawanken 394
4.3.1.1. Buntmetalle (einschl. Kiesvererzungen) (I. CERNY & E. SCHROLL) 394
4.3.1.2. Sondermetalle (R. GÖD) 394
4.3.2. Karnische Alpen (I. CERNY & E. SCHROLL) 394

V. Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen

(E. SCHROLL)

1. Einführung 395
2. Chemische Daten 395
2. 1. Sphalerit 397
2. 2. Galenit 403

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2. 3. Fahlerz (M.A. GÖTZINGER, W.H. PAAR & E. SCHROLL) ... 407
2. 4. Pyrit und andere Eisensulfide ... 414
2. 5. Chromit ... 417
2. 6. Magnetit und Hämatit ... 418
2. 7. Scheelit ... 419
2. 8. Fluorit (M.A. GÖTZINGER & E. SCHROLL) ... 420
2. 9. Anhydrit und Gips ... 423
2.10. Baryt ... 424
2.11. Calcit und Dolomit ... 425
2.12. Magnesit ... 428
2.13. Siderit ... 430
2.14. Halit ... 435
2.15. Turmalin (M.A. GÖTZINGER & E. SCHROLL) ... 436
2.16. Bauxit ... 436
2.17. Kohle und Graphit ... 437
2.18. Talk, Kaolinit und Bentonit ... 446
2.19. Flüssigkeitseinschlüsse (Crush-and-Leach-Methode) (W. PROCHASKA) ... 446
2.20. Lithogeochemie ... 448
3. Isotopendaten ... 448
3.1. Wasserstoff- und Sauerstoffisotope (E. SCHROLL & W. PROCHASKA) ... 449
3.2. Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope ... 451
3.2.1. Calcit und Dolomit ... 453
3.2.2. Magnesit ... 459
3.2.3. Siderit ... 462
3.2.4. Kohle und Graphit ... 464
3.3. Schwefelisotope ... 465
3.3.1. Sulfatschwefelisotope ... 465
3.3.2. Sulfidschwefelisotope ... 472
3.3.3. Schwefelisotope in Kohlen ... 480
3.4. Strontiumisotope ... 480
3.5. Bleiisotope (V. KÖPPEL) ... 485
4. Geothermobarometrie (M.A. GÖTZINGER, W. PROCHASKA & E. SCHROLL) ... 496
4.1. Untersuchungen der Kristallinität i.w.S. ... 496
4.2. Mineralphasengleichgewichte ... 496
4.3. Einschlußuntersuchungen (Mikrothermometrie) ... 497
4.4. Elementverteilungsgleichgewichte (Chemothermometrie) ... 497
4.5. Isotopengleichgewichte (Isotopenthermometrie) ... 501
4.5.1. Kohlenstoffisotopengeothermometrie ... 501
4.5.2. Sauerstoffisotopengeothermometrie ... 502
4.5.3. Schwefelisotopenthermometrie ... 503
4.5.4. Schließtemperaturen ... 503
4.6. Das Inkohlungsbild österreichischer Kohlenlagerstätten und Temperaturgeschichten alpiner und außeralpiner Tertiärbecken (R.F. SACHSENHOFER & G. RANTITSCH) ... 503
4.6.1. Das Inkohlungsbild österreichischer Kohlenlagerstätten ... 503
4.6.2. Temperaturgeschichte ausgewählter alpiner und außeralpiner Sedimentbecken ... 510
5. Geochronologische Daten ... 515
6. Auswertung und Interpretation ... 519
6.1. Vernetzung der Daten ... 519
6.2. Statistische Bearbeitung ... 519
6.3. Zur Interpretation von Daten ... 521
6.4. Zusammenfassende Auswertungen ... 521
6.4.1. Stoffliche Verteilung ... 521
6.4.2. Mineralisierende Lösungen (Fluide) (E. SCHROLL & W. PROCHASKA) ... 529
6.4.3. Gruppenbildung und Vergleich ... 531
6.4.4. Zeitliche Einstufung ... 532
7. Schlußbetrachtung ... 535
7.1. Rückblick ... 535
7.2. Ausblick ... 537

VI. Die Metallogenesemodelle der Ostalpen

(L. WEBER)

1. Einführung ... 539
2. Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit Metamorphosevorgängen (W. FRANK & L. WEBER) ... 542
2.1. Permische Krustenextension ... 543
2.2. Kretazische Metamorphose ... 543
2.3. Alt- und jungtertiäre Metamorphose ... 543

Anhang: Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnungen und Formeln ... 545

VII. Literatur

Literaturverzeichnis ... 552

VIII. Beilagen

- Verzeichnis der bearbeiteten Rohstoffvorkommen, nach ÖK-Blättern geordnet
- Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500 000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe
- Karte der bearbeiteten Rohstoffvorkommen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

LEERSEITE
EMPTY PAGE

LEERSEITE
EMPTY PAGE

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTENFORSCHUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A. | ISSN 0253-097X | Band **19** | S. 13–607 | Wien, September 1997

Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs

Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500 000

393 Abbildungen und 38 Tabellen

Zusammenfassung

Metallogenetische Karten sollen Beziehungen zwischen Geologie und Tektonik einerseits und Lagerstätten andererseits deutlich hervorheben. Lagerstätten gleichen Wertstoffinhalts und gleicher Genese, die eine bestimmte Bindung an eine definierbare geologisch-tektonische Einheit erkennen lassen, können dabei zu einem Bezirk zusammengefaßt werden. Solche Karten können einschlägig tätigen Unternehmen als Entscheidungsgrundlage für Prospektions- und Explorationsvorhaben, aber auch den Geowissenschaften zur Klärung verschiedenster Fragestellungen dienen.

Die vorliegende Metallogenetische Karte, die auch die Vorkommen der Industrieminerale sowie Energierohstoffe umfaßt, ist die erste dieser Art in Österreich. Zur Erstellung hat es sich als unumgänglich erwiesen, eine moderne geologisch-tektonische Basiskarte auszuarbeiten, zumal sich die verfügbaren Karten als veraltet, vor allem aber für diesen Zweck als ungeeignet herausgestellt haben. Darüberhinaus mußten die zahlreichen Informationen über Lagerstätten aus verschiedensten Quellen für diesen Zweck sorgfältig überprüft und in eine Datenbank eingelesen werden.

Für die Erstellung dieser Karte konnte auch auf die Ergebnisse bundesweiter Untersuchungen wie Aeromagnetik, Streamsedimentgeochemie sowie der zahlreichen Rohstofforschungsprojekte der vergangenen Jahre zurückgegriffen werden.

In einem einführenden Kapitel werden vorab zum besseren Verständnis verschiedene Begriffe erläutert und definiert. Im Kapitel „Lagerstätten, Bergbau und Forschung“ wird deutlich aufgezeigt, daß Rohstoffe für eine funktionierende Wirtschaft unverzichtbar sind. Auch werden jene Faktoren genannt, welche die Abbauwürdigkeit von Rohstoffvorkommen bestimmen. In einem weiteren Kapitel wird auf die Exploration und die bergbauorientierte Lagerstättenforschung eingegangen. Einen Überblick über die bisherigen einschlägigen überregionalen Arbeiten gibt der Beitrag über die „Systematischen Untersuchungen des Bundesgebietes“.

In einem ausführlichen Kapitel wird der derzeitige Kenntnisstand über den geologischen Aufbau Österreichs dargestellt. Moderne Untersuchungsmethoden haben zwar zur Lösung zahlreicher Probleme verholfen, aber auch gezeigt, daß der geologische Aufbau der Ostalpen und des außeralpinen Variszikums viel komplizierter ist, als bisher angenommen wurde. Insbesondere die Geochemie kann mit ihren verschiedenen Möglichkeiten und Methoden nicht nur zum besseren Verständnis der Lagerstättengenese beitragen, sondern gleichzeitig auch zur Klärung der oft komplexen Geschichte des geologisch-tektonischen Rahmens verhelfen.

Dem Lagerstätteninventar der einzelnen geologisch-tektonischen Einheiten ist ein eigenes, umfangreiches Kapitel gewidmet. Lagerstätten gleichen Wertstoffinhalts und gleicher Genese sind jeweils zu Bezirken zusammengefaßt. Die jeweiligen Charakteristika dieser metallogenetischen Einheiten, wie Bindung an bestimmte tektonische oder lithologische Einheiten, Lagerstättenform, Geochemie, Nebengestein usf., werden dabei detailliert beschrieben. Es wurde versucht, Hinweise auf die Genese von Rohstofflagerstätten nur dort zu bringen, wo diese außer Zweifel stehen, um eine wertfreie Darstellung für den Außenstehenden zu ermöglichen.

Spurenelemente in bestimmten Kollektormineralen können wesentliche Hinweise auf die Genese von Lagerstätten liefern. Alterseinstufungen können aus Isotopendaten herausgelesen werden. Die Geothermobarometrie trägt ohne Zweifel ganz wesentlich zur Klärung der Bildungsbedingung bestimmter Minerale bei. Das Kapitel „Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen“ ist diesem wichtigen Themenkreis als Interpretationshilfe gewidmet. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Notwendigkeit der integrativen Betrachtung von Beobachtungen in der Natur und unterschiedlichen Meßergebnissen gelegt. Dabei zeigt sich, daß der „Geochemometrie“ zum besseren Verständnis geologisch-lagerstättenkundlicher Zusammenhänge ein besonderer Stellenwert zugemessen werden muß. In diesem Kapitel finden sich auch zahlreiche Tabellen, aus denen insbesondere geochemische Einzelheiten ostalpiner Lagerstätten herausgelesen werden können.

In einem abschließenden Kapitel werden die bisherigen unterschiedlichen Auffassungen über die Metallogenese der Ostalpen beschrieben. In der Vergangenheit wurde eine gleichzeitige (junge) Entstehung der Erzlagerstätten der Ostalpen angenommen. In der Folge wurde durch zahlreiche Untersuchungen die Vielphasigkeit der Lagerstättengenese nachgewiesen. Bei vielen Vererzungen konnte darüberhinaus eine sedimentäre, bei voralpidischen Lagerstätten oft sogar deren prämetamorphe Entstehung aufgezeigt werden.

Durch die Geochronologie und die Fluidforschung konnte in den letzten Jahren ein Zusammenhang zwischen Metamorphose(n) und der Bildung mancher Lagerstätten erkannt werden. Eine Liste der Minerale mit ihren chemischen Formeln und ein ausführliches Literaturverzeichnis beschließen das Handbuch.

Eine weitere Liste der erfaßten (knapp 3000) Rohstoffvorkommen, geordnet nach ÖK-Blättern, wurde im Beilagenband den Kartenblättern beigefügt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Handbook of Deposits of Ores, Industrial Minerals and Energy Fuels of Austria
Explanations to the Metallogenetic Map of Austria 1 : 500 000

Abstract

Metallogenetic maps should emphasize connections between geology, tectonic and mineral deposits. Mineral deposits of similar metal content, similar genesis, which show a strong link to a particular geologic and/or tectonic unit, are defined as a metallogenetic district. As a matter of fact such maps may be of main interest for the mining industry as a decision basis for prospecting or exploration programs and for geoscientists to clarify various problems as well.

This metallogenetic map, which includes occurrences of both industrial minerals and mineral fuels is the first of its kind in Austria. When the available maps proved to be insufficient it was inevitable to draw an up to date geologic-tectonic base map. Furthermore the numerous information concerning mineral deposits had to be checked carefully to build up a reliable data base. For compiling this map the results both of the nationwide aeromagnetic survey and streamsediment geochemistry have been used.

For better understanding various terms are explained and defined in an introducing chapter. The chapter dealing with "Mineral deposits, Mining and Research" shows clearly the primary importance of mineral commodities for the domestic economy. Also those factors which determine the mineability of mineral deposits are shown up. A further chapter deals with exploration and research. Methods and results of nationwide aerogeophysical and geochemical surveys have been explained separately.

The geology of Austria is described in depth in a very detailed chapter. Even though modern methods of research led to solutions of various problems, they have also shown up that the tectonic history of the Eastern Alps and the Bohemian Massif as well is much more complicated than believed. Especially geochemistry, with its various possibilities and methods can help to understand the genesis of mineral deposits, but also provides means of clarification of the geologic-tectonic framework's very complex history simultaneously.

A very detailed chapter is dedicated to the mineral deposits of particular geologic-tectonic units. The characteristics of particular metallogenetic units, as linkage to tectonic or lithological units, shape of deposit, geochemistry, host rocks a.s.o. are described in detail. However, genetic interpretations have been avoided in general to allow a neutral interpretation of the particularities of the districts.

Trace elements of collector minerals may give substantial hints to the genesis of mineral deposits. Isotope data can be helpful to find out the age of the mineralizations. Geothermobarometry contributes essentially to a better understanding of the physicochemical conditions. The chapter "Geochemical and geochronological data and explanations" is dedicated to this important topic and is to be understood as means of help for interpretation. Special emphasis is put on the necessity of an integrative interpretation of oberservations in nature and results of different geochemical analyses. As a matter of fact "Geochemometry" plays an important role for a better understanding of interrelations between geology and mineral deposits. Numerous tables in this chapter contain detailed information on geochemical characeristics of East Alpine deposits.

In a concluding chapter special attention is paid to the differing opinions concerning the metallogeny of the Eastern Alps. In former times scientists supposed a simultaneous (young) genesis of most of the ore deposits of the Eastern Alps. Nowadays there are proofs for multiple events for the genesis of different mineralizations. Many of the mineralizations are of sedimentary origin, but overprinted and mobilized by metamorphic events. As a matter of fact the pre-metamorphic origin of some pre-Alpidic deposits has been demonstrated. In recent years it was possible to find connections between metamorphism(s) and the origin of mineralizations by means of geochronology and fluid research. A list of minerals with their chemical formulas and a detailed bibliography concludes the handbook.

A list of the (nearly 3000) mineral occurrences, tabulated alphabeticaly and by map sheets of the official maps (ÖK), allowing to identify the locations on the map is added in pocket together with the maps.

Vorwort

Im Jahre 1991 wurde im Fachausschuß für Lagerstättenforschung des Bergmännischen Verbandes auf Vorschlag von L. WEBER in seiner Funktion als dessen Leiter der Beschluß gefaßt, eine Metallogenetische Karte Österreichs auszuarbeiten. Dieser Vorschlag wurde insbesondere auch vom Nestor der Lagerstättenkunde, emer. Univ.-Prof. Dr. W.E. PETRASCHECK in seiner Eigenschaft als Vorsitzender der Kommission für Mineralrohstofforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften lebhaft unterstützt. Auch die Kommission trat im weiteren Verlauf diesem Vorhaben bei.

Vorerst galt es, die zahlreichen Rohstoffvorkommen der Ostalpen und der Böhmischen Masse zu erfassen und EDV-gerecht zu dokumentieren. Die entsprechenden Informationen wurden von den Mitarbeitern entweder nach regionalen oder fachlichen Gebieten zusammengetragen, wobei auch auf einschlägiges Archivmaterial zurückgegriffen werden konnte. Die Ergebnisse jener Projekte, die in Vollziehung des Lagerstättengesetzes seit dem Jahre 1978 anfielen, wurden ebenso wie die Resultate der bundesweiten geochemischen bzw. aerogeophysikalischen Untersuchungen mitberücksichtigt.

Da sich für einen derartigen Zweck die „Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500 000" („Vetters-Karte") als nicht optimal herausstellte, übernahm Univ.-Prof. Dr. F. EBNER die mühevolle Aufgabe der Erstellung einer geeigneten geologisch-tektonischen Kartengrundlage. In mehreren mehrtägigen „Work-Shops" wurden die Zwischenergebnisse ausführlich und z.T. recht emotionell diskutiert.

Die vorliegende „Metallogenetische Karte Österreichs" sowie die Erläuterungen zu diesem Kartenwerk, die als Ergebnis einer mehrjährigen Arbeit der Kommission für Mineralrohstofforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, des Fachausschusses für Lagerstättenforschung des Bergmännischen Verbandes Österreichs sowie von einschlägig tätigen Lagerstättenforschern Österreichs zu verstehen ist, sind folglich nur durch die intensive Kooperation der Fachkollegenschaft entstanden.

Es ist daher dem Herausgeber das Bedürfnis, allen, die zum Gelingen dieses Werkes direkt oder indirekt beigetragen haben, aufrichtig zu danken. Mein Dank gilt dabei in erster Linie Herrn Univ.-Prof. Dr. F. EBNER (Leoben) für die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mühevolle Erstellung der geologisch-tektonischen Basiskarte, sowie den ständigen Mitarbeitern (in alphabetischer Reihung) Univ.-Doz. Dr. I. CERNY (Bad Bleiberg), emer. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. G.B.L. FETTWEIS (Leoben), Univ.-Prof. Dr. W. FRANK (Wien), Mag. Dr. R. GÖD (Wien), Dr. M.A. GÖTZINGER (Wien), Univ.-Prof. Dr. W. GRÄF (Graz), Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. W.H. PAAR (Salzburg), Univ.-Doz. Dr. W. PROCHASKA (Leoben), Univ.-Doz. Dr. R.F. SACHSENHOFER (Leoben), Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL (Wien), Univ.-Prof. Dr. O. SCHULZ (Innsbruck), SC i.R. Dipl.-Ing. Dr. G. STERK (Maria Wörth) und Univ.-Doz. Dr. F. VAVTAR (Innsbruck) für die stete Bereitschaft, ihr umfangreiches Fachwissen einzubringen.

Dank gebührt aber auch jenen Fachkollegen, die Einzelbeiträge oder wertvolle Informationen beigesteuert haben: HR Dr. P. BECK-MANNAGETTA (Wien), Dipl.-Ing. Dr. D. BRIEGLEB (Mittersill), Dipl.-Geol. R. EICHHORN (München), Univ.-Doz. Dr. H. FRITZ (Graz), Dr. I. FRITZ (Graz), Dr. H.J. GAWLICK (Leoben), Mag. Dr. W. GRUM (Leoben), Dr. W. GÜNTHER (Salzburg), Dipl. Ing. G. HAUSBERGER (Leoben), Dr. S. HERMANN (Graz), Univ.-Prof. Dr. R. HÖLL (München), Univ.-Prof. Dr. E.C. KIRCHNER (Salzburg), Mag. Dr. H. MALI (Leoben), Mag. F. MELCHER (Leoben), Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), Dr. H. NAINAVAIE (Eisenerz), Univ.-Prof. Dr. F. NEUBAUER (Salzburg), Univ.-Doz. Dr. J.G. RAITH (Leoben), Mag. Dr. G. RANTITSCH (Leoben), Dr. R. SCHUSTER (Wien), Dr. R. SEEMANN (Wien), A. SPIELER (Innsbruck), Univ.-Doz. Dr. O.A.R. THALHAMMER (Leoben), Berginsp. i.R. Dr. F. THALMANN (Eisenerz), Univ.-Prof. Dr. W. TUFAR (Marburg/Lahn), Dr. L. WAGNER (Wien), MR Dipl.-Ing. A. WEISS (Wien) und Dr. G. WESSELY (Wien).

Von Ing. W. ZIRBS (Wien) und Dr. H.P. STEYRER (Salzburg) stammen zahlreiche Grafiken, für deren EDV-gerechte Erstellung beiden zu danken ist. Frau M. SCHINNER (Wien) und Frau R. REICHL (Leoben) sei für die mannigfachen Büroarbeiten bestens gedankt.

Herrn Univ.-Prof. E.F. STUMPFL (Leoben) möchten wir für seine Ratschläge, insbesondere die Einholung von Fachmeinungen international anerkannter Experten, danken. Auch Herr Univ.-Prof. Dr. W. TUFAR (Marburg/Lahn) hat durch zahlreiche konstruktive Verbesserungsvorschläge wesentlich zum Gelingen des Vorhabens beigetragen.

Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, insbesondere dem derzeitigen Vorsitzenden der Kommission für Mineralrohstofforschung, Herrn emer. Univ.-Prof. Dr. J. ZEMANN, dem stellvertretenden Vorsitzenden Herrn emer. Univ.-Prof. Dr. F. WEBER (Leoben) sowie den Kommissionsmitgliedern emer. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. G.B. FETTWEIS (Leoben), Univ.-Prof. Dr. W. FRANK (Wien), SC. i.R. Dipl.-Ing. Dr. G. STERK (Maria Wörth) und Univ.-Prof. Dr. E.F. STUMPFL (Leoben) sei für die Bemühungen zum Entstehen dieses Werkes gedankt, insbesondere dafür, sich für die Finanzierung der Kartenvorbereitung zu verwenden. Auch dem Bergmännischen Verband sowie dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) darf für die finanziellen Unterstützungen gedankt werden.

Besonderer Dank gebührt auch dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, HR Univ.-Prof. Dr. H.P. SCHÖNLAUB sowie seinen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, Herrn Dr. A. DAURER, Frau Mag. B. KÖGLER-ZELLER, S. LASCHENKO, Dr. G. MANDL, Dr. A. MATURA, Frau D. MASSIMO, Dr. W. PASCHER, Dr. G. PESTAL, Mag. J. REISCHER, RUTHNER, Dr. W. SCHNABEL und Mag. W. STÖCKL, die in mühevoller Arbeit die Kartenvorbereitung sowie den Druck des vorliegenden Handbuches in professioneller Weise besorgten.

Schließlich sei an dieser Stelle jedoch Herrn emer. Univ.-Prof. Dr. W.E. PETRASCHECKs gedacht, der noch ganz wesentlich bei der Konzipierung dieses Projektes mitgewirkt hat. Es ist dem Herausgeber, aber auch den Mitarbeitern ein aufrichtiges Bedürfnis, diese Karte posthum emer. Prof. W.E. PETRASCHECK zu widmen, der die Lagerstättenforschung Österreichs jahrzehntelang in besonderer Weise geprägt hat.

Wien, im Juni 1997

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

I. Vorbemerkungen und Begriffsbestimmungen

1. Vorbemerkungen

Metallogenetische oder Minerogenetische Karte?

In einer metallogenetischen Karte sollen nicht nur die Erzvorkommen einer bestimmten Einheit oder Region behandelt und dargestellt werden, vielmehr sollen alle nutzbaren Rohstoffe, die auf natürliche Weise entstanden sind, und einen integrierenden Bestandteil derselben bilden, behandelt werden. Um die Karte nicht zu überladen, wurde aber bewußt auf die Darstellung der Vorkommen von Baurohstoffen (z.B. Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Kiessande) verzichtet. Lange Zeit wurde deshalb innerhalb der Arbeitsgruppe auch diskutiert, ob nicht der Ausdruck „Minerogenetische Karte“ zweckmäßiger wäre.

HADITSCH, J.G. (1995) bezog zur Thematik der Benennung eines derartigen Kartenwerkes bei der „Metallogenetischen Karte Tirols“ Stellung: Er vertrat den Standpunkt, daß der Ausdruck „metallogenetisch“ etymologisch nicht vom griechischen Wort für Metall (μεταλλειον), sondern von dem für „Grube, Schacht, Bergwerk, Steinbruch“ (μεταλλον) abzuleiten sei, daß es sich somit bei metallogenetischen Karten nicht nur um solche handeln könne, die bestimmte Gegebenheiten von Erzlagerstätten wiedergeben. Dementsprechend ist unter „metallogenetischer Analyse“ auch nicht bloß die Methode zur Feststellung der Gesetzmäßigkeiten von Erzlagerstätten, sondern aller Lagerstätten mineralischer Rohstoffe zu verstehen.

Die Bildung sowohl von Lagerstätten der Erze, als auch der Industrieminerale und Energierohstoffe in einem Orogen, wie z.B. den Ostalpen, sind integrierender Bestandteil der Gebirgsbildung und daher voneinander nicht abtrennbar. Allerdings ist in der internationalen Literatur der Begriff „Metallogenetische Karte“ bereits fix verankert. Auch dies war letzten Endes ein Grund, das vorliegende Kartenwerk als „Metallogenetische Karte von Österreich unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe“ zu benennen und vom Arbeitsbegriff „Minerogenetische Karte“ abzurücken.

Wozu braucht man metallogenetische Karten?

Auf Grund ihres speziellen Informationsgehaltes können metallogenetische Karten auch trotz ihres Übersichtsmaßstabes den Bergbauunternehmungen als Hilfestellung für Suchkonzepte, aber auch den planenden Stellen der Landes- oder Bundesbehörden als Entscheidungshilfe für Untersuchungsarbeiten im Vorfeld der Unternehmen dienen.

Den Lagerstättenforschern sowie den Lehrenden kann eine derartige Karte als Unterrichtswerkzeug zur Erkennung von Zusammenhängen der Lagerstättenführung mit dem geologischen Umfeld dienlich sein.

Schließlich kann sie aber auch anderen einschlägig tätigen Fachleuten in der Hydrogeologie, der Umweltgeologie usf. zur Hilfestellung dienen.

Da in einer metallogenetischen Karte nur die notwendigsten Informationen dargestellt werden können, sind die weiterführenden Details in einem entsprechenden Erläuterungsband zu finden, der einen untrennbaren Bestandteil der Karte darstellt.

2. Begriffsbestimmungen

In der internationalen Fachliteratur bestehen keine einheitlichen, teilweise sogar verwirrende Definitionen über metallogenetische Begriffe. So werden beispielsweise unter mehreren Arten einer Provinz unterschieden:

L. DE LAUNEY faßte zusammengehörende Lagerstätten einer regional-tektonischen Einheit als Provinz zusammen.

Nach W. LINDGREN ist eine metallogenetische Provinz lediglich durch die Gesamtheit der Lagerstätten einer metallogenetischen Epoche (siehe unten) definiert.

E. SPURR faßt hingegen zu einer Metallprovinz alle Lagerstätten desselben Metalles in einer regional-geologischen Einheit zusammen, gleichgültig, in welchen Epochen diese Lagerstätten gebildet worden sind.

Eine Metallprovinz ist durch die Verteilung eines bestimmten Elementes (Metalls/Minerals) gekennzeichnet. Beispielsweise kann in Europa unter mehreren Zinnprovinzen unterschieden werden: Kornubische Zinnprovinz, Erzgebirgische Provinz, Iberische Provinz.

W.E. PETRASCHECK (1955, 1965) faßte in gemeinsamer Betrachtung dieser drei unterschiedlichen Auffassungen eine metallogenetische Provinz als die Gesamtheit der Erzlagerstätten, die in einer tektonischen Großeinheit während einer orogenetisch-metallogenetischen Epoche (siehe unten) gebildet wurden, und dabei einen stofflichen und genetischen Zusammenhang zeigen, zusammen.

Können in einem Orogen allerdings mehrere metallogenetische Epochen unterschieden werden, kann auch von einer polyzyklischen Provinz gesprochen werden (W. SMIRNOW).

Auch wird der Begriff Zone (bzw. Subzone) unterschiedlich verwendet. So enthalten bestimmte tektonische Einheiten in ihrer Bezeichnung den Begriff Zone (Molassezone, Flyschzone usw.). In der Stratigraphie wird der Begriff Zone als raumzeitlicher, stratigraphischer Begriff verwendet. Um einerseits nicht etablierte Begriffe in Diskussion zu stellen bzw. durch neue metallogenetische Begriffe zu überlagern, wurde auch davon Abstand genommen, metallogenetische Zonen bzw. Subzonen zu definieren.

Nach ausführlicher Diskussion wurde beschlossen, im Rahmen dieser Arbeit die Begriffe „Provinz“, „Zone“ bzw. „Subzone“ nicht zu verwenden, um Mißverständnisse zu vermeiden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Als metallogenetische Epochen sind bestimmte Zeiträume zu verstehen, in welchen sich in definierbaren geologisch-tektonischen Bereichen charakteristische Lagerstätten gebildet haben. Insbesondere in den Ostalpen sind mehrere derartiger Epochen nachzuweisen, wobei der Metallbestand der älteren Epochen jenen der jüngeren Epochen deutlich beeinflussen kann („metallogenetische Vererbung").

Die Gesamtheit der Lagerstätten, die in einem Orogen liegen, bezeichnete W.E. PETRASCHECK (1965) als Metallogen.

Als Metallotekt werden schließlich jene geologischen Faktoren bezeichnet, welche innerhalb einer metallogenetischen Provinz zur Lagerstättenbildung führen.

Ein Bezirk ist die Gesamtheit genetisch zusammengehörender, charakteristischer Anreicherungen mineralischer Rohstoffe in einer bestimmten geologisch-tektonischen Einheit. Die Form der einzelnen charakteristischen Lagerstätten, deren Mineralparagenese, oft auch das Nebengestein sind gleichartig. In vielen Fällen zeichnet sich der Lagerstätteninhalt auch durch gleichartige geochemische und isotopengeochemische Eigenschaften aus. In vielen Fällen kann dies auf eine gleichartige Genese zurückgeführt werden. Örtlich können mehrere Bezirke flächig ineinandergreifen.

Eine Lagerstätte ist eine natürliche, überdurchschnittliche Anreicherung eines oder mehrerer mineralischer Rohstoffe. Eine Lagerstätte muß nicht zwingend einem metallogenetischen Bezirk zuordenbar sein. Üblicherweise verbindet sich mit dem Begriff Lagerstätte die Möglichkeit einer wirtschaftlichen Nutzung in einem bestimmten Zeitraum.

Erzesind mineralische Rohstoffe, aus denen Metalle gewonnen werden können.

Industrieminerale sind mineralische Rohstoffe, die auf Grund ihrer physikalischen und/oder chemischen Eigenschaften direkt zur Produktion von Gütern eingesetzt werden können.

Energierohstoffe sind mineralische Rohstoffe, die energetisch genutzt werden können.

Lagerstättenkarten sind geologische Karten, auf welchen die einzelnen Rohstoffvorkommen in Symbolform dargestellt werden. Soferne es der Maßstab zuläßt, werden in Lagerstättenkarten möglichst alle bekannten Rohstoffvorkommen eingetragen. Aus derartigen Karten sind zwar die Verteilung der einzelnen Rohstoffvorkommen und ihre geologische und/oder tektonische Position zu ersehen, weitergehende Aussagen zur Genese oder Zusammengehörigkeit von Gruppen von Rohstoffvorkommen sind aber nicht möglich.

Metallogenetische Karten sind hingegen geologische Karten, auf welchen einzelne Rohstoffvorkommen nach deren Form, Orientierung, Wertstoffinhalt und Dimension dargestellt werden. Aus metallogenetischen Karten soll vor allem der Zusammenhang zwischen ausgewählten Rohstoffvorkommen und deren Nebengestein bzw. tektonischer Position deutlich erkennbar sein. Dadurch ist es leichter möglich, metallogenetische Einheiten zu definieren und kartenmäßig abzugrenzen.

In manchen metallogenetischen Karten werden (im Gegensatz zu Lagerstättenkarten) nur ausgewählte Vorkommen dargestellt (z.B. Metallogenetic Map of Great Britain and Ireland). In der vorliegenden „Metallogenetischen Karte der Republik Österreich" wird keineswegs versucht, – auch wenn es den Anschein erweckt – auf eine vollständige Darstellung aller bekannten Rohstoffvorkommen abzuzielen. Es wurde aber angestrebt, auch die „Lagerstättendichte" als wesentliches Charakteristikum einer metallogenetischen Einheit einzubeziehen.

Form der Vorkommen

Es wurde bewußt vermieden, die Genese der einzelnen Vorkommen in Symbolform darzustellen. Aus Gründen der Objektivität ist es jedoch zweckmäßiger, die Form des Vorkommens hervorzuheben (linsig – schichtig – flözartig; gang- bzw. kluftförmig; imprägnationsartig; wolkig-diffus). Daraus soll der Betrachter seine eigenen genetischen Interpretationen vornehmen können.

Die Symbolform spiegelt somit lediglich die Gestalt des Rohstoffkörpers wider. Daraus ist kein zwingender Hinweis auf dessen Genese ableitbar.

Orientierung

Soweit die Streichrichtung des Rohstoffvorkommens bekannt ist, bzw. eine derartige sinnvollerweise überhaupt dargestellt werden kann, wurde diese durch die entsprechende Orientierung des Symbols berücksichtigt. Auch aus der räumlichen Lage des Vorkommens zum Nebengestein können bestimmte genetische und zeitliche Beziehungen abgeleitet werden.

Wertstoffinhalt

Es wurde versucht, die Rohstoffvorkommen nach ihrem (Haupt-)Wertstoffinhalt zu klassifizieren. Unterschieden wurde dabei unter

a) Erzen des Eisens und der Stahlveredler,
b) der Buntmetalle einschl. der Kiesvererzungen,
c) der Edelmetalle,
d) der Sonder- und Leichtmetalle,
e) der Industrieminerale sowie
f) der Energierohstoffe.

Der Wertstoffinhalt des Rohstoffvorkommens wurde durch entsprechende Farbgebung des Symbols in der Karte hervorgehoben. Bei manchen Rohstoffvorkommen ist aber eine eindeutige Zuordnung sehr schwierig: Wurde beispielsweise die Lagerstätte Oberzeiring im Mittelalter auf die silberführenden Fahlerze abgebaut, war im vergangenen Jahrhundert der Siderit Ziel der bergbaulichen Nutzung. Mitte dieses Jahrhunderts stand wiederum der Baryt im Vordergrund. Die Zuordnung wird auch dadurch erschwert, daß oftmals auch keine soliden und nachvollziehbaren Mengenangaben vorliegen.

Dimension

Von den meisten Rohstoffvorkommen liegen keine verläßlichen Abschätzungen der Substanz vor. Aus diesem Grunde war auch eine nachvollziehbare Einteilung in mehrere Klassen nicht möglich. Es wurde daher nur unter 2 Kategorien unterschieden: Vorkommen, die heute genutzt werden bzw. in jüngster Vergangenheit noch bebaut worden sind, bzw denen eine wirtschaftliche Bedeutung in absehbarer Zukunft beigemessen werden darf, wurden durch größere Symbole hervorgehoben. Keineswegs darf daraus aber aus der kleineren Symbolform der Schluß gezogen werden, daß diesen Vorkommen in Zukunft keine Bedeutung zukommen kann.

Lagerstättendichte

Ein metallogenetischer Bezirk ist u.a. durch eine entsprechende Anzahl von Vorkommen charakterisiert. In der vorliegenden Karte wurde daher – entgegen der üblichen Gepflogenheit bei anderen vergleichbaren Kartenwerken – der Versuch unternommen, die Dichte als ein weiteres kennzeichnendes Merkmal eines Rohstoffbezirkes heran-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zuziehen. Da aus dieser Darstellung oftmals aber die Grenzen der einzelnen Einheiten durchaus deutlich genug hervortreten, ist eine Konturierung in bestimmten Fällen ohne Informationsverlust entbehrlich.

Konturierung metallogenetischer Bezirke

Auf metallogenetischen Karten werden die einzelnen Bezirke üblicherweise durch Konturen hervorgehoben. Im vorliegenden Kartenwerk erfolgt dies allerdings nur dort, wo es zum besseren Verständnis unbedingt notwendig ist, um das Kartenbild nicht unnötigerweise zu belasten. Die Konturierung eines Bezirkes auf der Karte ist jedoch nur symbolhaft zu verstehen und darf unter keinen Umständen derart verstanden werden, daß nicht auch außerhalb der gezogenen Grenze weitere typomorphe (noch unbekannte) Vorkommen existieren können.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

II. Lagerstätten – Bergbau – Forschung

Günter B.L. FETTWEIS

1. Lagerstätten und Bergbau

1.1. Grundlegende Begriffe und Sachverhalte

Den Ausführungen dieses Abschnitts liegt das nachstehend umrissene Verständnis von Begriffen und Sachverhalten zugrunde. Zusätzlich zu den gesondert genannten Quellen bezieht sich der Verfasser hierbei vor allem auf die ÖNORMEN G 1041 „Lagerstättenkundliche Begriffe“ und G 1050 „Klassifikation von Vorkommen fester mineralischer Rohstoffe“ (ON 1984 und 1989) sowie auf die im Literaturverzeichnis genannten Publikationen des Verfassers, insbesondere auf FETTWEIS, G.B. (1990) „Der Produktionsfaktor Lagerstätte“. Dies ist auch in den folgenden Abschnitten der Fall. Auf diese Quellen wird daher im einzelnen nicht laufend verwiesen.

Der Bergbau (d.h. das „Bauen im Berg“) ist Bestandteil der Wirtschaft und unterliegt damit dem ökonomischen Prinzip. Seine wichtigste Aufgabe besteht darin, die übrige Wirtschaft mit ihrer materiellen Basis in Gestalt von mineralischen Rohstoffen jeglicher Art zu versorgen. Der Begriff Bergbau im hier verwendeten Verständnis umfaßt folglich die Bereitstellung sämtlicher mineralischer Rohstoffe einschließlich derjenigen für das Bauwesen.

In seiner vorstehend umrissenen Funktion ist der Bergbau Urproduktion. Infolgedessen unterscheiden sich die Betriebe des Bergbaus beträchtlich von denen der übrigen Industrie. Der maßgebliche Wirtschaftswissenschaftler GUTENBERG, E. (1983) spricht in diesem Zusammenhang von Gewinnungsbetrieben gegenüber den Veredelungs- und Fabrikationsbetrieben und behandelt sie sodann – wohl wegen ihrer Eigenarten – nicht weiter. Dem entspricht, daß der Bergbau jedenfalls als Mensch-Maschine-Natur-System zu betrachten ist und nicht vereinfachend nur als Mensch-Maschine-System (KAPOLYI, L., 1987).

Unter den Zweigen der Urproduktion weist der Bergbau die engste Verknüpfung mit vorgegebenen Bedingungen auf: Standortbindung, individuelle Geologie und Endlichkeit der Lagerstätten sind seine bestimmenden Größen. Daraus erwächst sowohl die Bedeutung der geographisch und geologisch bestimmten Gegebenheiten für Bergbaubetriebe als auch die Komplexität der jeweiligen Gesamtsysteme.

Bei seiner Aufgabe als Urproduktion hat der Bergbau drei Teilaufgaben zu erfüllen, erstens die Lagerstätten der mineralischer Rohstoffe in der Erdkruste aufzusuchen, zweitens diese Lagerstätten zu gewinnen und drittens den gewonnenen Lagerstätteninhalt zu einem für den Absatz geeigneten Bergbauprodukt aufzubereiten. Das Berggesetz 1975 definiert in § 1 diese Aufgaben wie folgt. Es ist:

„1. ’Aufsuchen’
jede mittelbare und unmittelbare Suche nach mineralischen Rohstoffen einschließlich der damit zusammenhängenden vorbereitenden Tätigkeiten sowie das Erschließen und Untersuchen natürlicher Vorkommen mineralischer Rohstoffe und solche enthaltender verlassener Halden zum Feststellen der Abbauwürdigkeit.

2. ’Gewinnen’
das Lösen oder Freisetzen mineralischer Rohstoffe und die damit zusammenhängenden vorbereitenden, begleitenden und nachfolgenden Tätigkeiten.

3. ’Aufbereiten’
das Zerkleinern mineralischer Rohstoffe und deren Trennen in physikalisch unterscheidbare Bestandteile und Merkmalsklassen, besonders das Anreichern der erlösbringenden Anteile in Konzentraten mittels physikalischer, physikalisch-chemischer oder chemischer Verfahren und die damit zusammenhängenden vorbereitenden, begleitenden und nachfolgenden Tätigkeiten.“

Eine ergänzende Definition enthalten die „Erläuterungen der Regierungsvorlage zum österreichischen Berggesetz 1975“. Dort heißt es:

„Unter Abbau natürlicher Vorkommen mineralischer Rohstoffe ist das Lösen oder Freisetzen mineralischer Rohstoffe aus ihren natürlichen Vorkommen einschließlich der damit in räumlichem Zusammenhang stehenden begleitenden Tätigkeiten zu verstehen. Der Abbau ist demnach ein Teil des Gewinnens.“

Das Gewinnen ist der zentrale Vorgang der Urproduktion mineralischer Rohstoffe. Es kann nach den Betriebsarten des Tagebaus, des Untertagebaus, des Bohrlochbergbaus und des Unterwasserbergbaus geschehen. Für den Bergbau auf feste mineralische Rohstoffe, wie er nachstehend nur erörtert wird, stehen dabei derzeit der Tagebau und der Untertagebau im Vordergrund. Beim Untertagebau kann noch einmal nach Stollenbau – der im Gebirge oberhalb von Talsohlen umgeht – und nach Tiefbau unterschieden werden. Tiefbau hat keinen söhligen (= horizontalen) Zugang zur Tagesoberfläche.

Als Konsequenz des für den Bergbau geltenden ökonomischen Prinzips sind die Begriffe „mineralische Rohstoffe“, „natürliche Vorkommen mineralischer Rohstoffe“ und „Lagerstätten mineralischer Rohstoffe“ sowohl geologisch als auch wirtschaftlich zu definieren. Was im einzelnen dazu zählt, ist daher auch eine Funktion der technisch-wirtschaftlichen Entwicklung und damit zeitabhängig. Maßgeblich sind die jeweiligen Nutzen- und Wertvorstellungen.

Im vorliegenden Zusammenhang ist nur die Kategorie der mineralischen Rohstoffe von Interesse, die in der Erdkruste und damit in der Natur ansteht, also z.B. nicht diejenige der Bergbauprodukte oder Sekundärrohstoffe.

Als Mineralische Rohstoffe in der Natur sind – in Übereinstimmung mit dem Berggesetz 1975 – alle natürlichen Minerale, Mineralgemenge und Gesteine, sei es in festem, gelöstem, flüssigem oder gasförmigem Zustand, einschließlich von Kohlen- und Kohlenwasserstoffen, d.h. alle mineralischen Naturstoffe zu verste-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

hen, die einen Gebrauchswert für die Wirtschaft besitzen und nach denen daher eine Nachfrage besteht. Als „mineralisch“ gelten entsprechend auch die biogenen Bestandteile der unbelebten Natur, wie z.B. Torf, Kohle und Kohlenwasserstoffe.

Einen Gebrauchswert besitzen mineralische Naturstoffe als Wertstoffe oder wegen ihres Wertstoffgehaltes. Das Wort Gebrauchswert stellt einen Ausdruck für den Nutzen und den darauf zurückzuführenden Wert von Mitteln dar, die sich zur Befriedigung menschlicher Bedürfnisse eignen. Der Gebrauchswert von Sachgütern, die nicht als Konsumgüter unmittelbar der Bedürfnisbefriedigung dienen, ist stets

„ ... abgeleitet aus Wunsch und Nachfrage der Konsumenten nach Fertiggütern ... “ (SAMUELSON, P.A., 1987).

Mineralische Rohstoffe in ihren Lagerstätten können als „nicht produzierte Sachgüter“ bezeichnet werden (STOBBE, A., 1983).

Mineralische Wertstoffe sind diejenigen mineralischen Naturstoffe, die sich aufgrund ihrer physikalischen oder chemischen Materialeigenschaften für Zwecke der Fabrikation (einschließlich des Bauwesens), der Energieerzeugung oder des unmittelbaren Konsums zur Befriedigung menschlicher Bedürfnisse nutzen lassen und die daher begehrt und verwendet werden. Im Gegensatz zu den mineralischen Rohstoffen sind mineralische Wertstoffe nicht nur Minerale (einschließlich der gediegen vorkommenden Elemente) sowie Mineralgemenge oder Gase, sondern auch Elemente, die in der Natur in Verbindungen vorkommen. Rohstoffe und Wertstoffe fallen daher teilweise auseinander, woraus sich die Stellung der Erze als Rohstoffe zur Herstellung der metallischen Wertstoffe ergibt (siehe unten).

Die meisten mineralischen Wertstoffe liegen in der Erdkruste nicht in der Gestalt und in der Reinheit vor, in der sie für ihre Verwendungszwecke verlangt werden. Der Anteil, mit dem ein Wertstoff an einem natürlichen Gemenge beteiligt ist, wird als Wertstoffgehalt bezeichnet. Dies betrifft Elemente, vor allem die Metalle, ebenso wie Minerale (z.B. das Steinsalz im alpinen Haselgebirge) oder wie Mineralgemenge (z.B. den Töpferton). Ein und dasselbe Mineralgemenge kann auch mehrere Wertstoffe enthalten. Für den Wertstoffgehalt ist auch der Ausdruck Haltigkeit gebräuchlich. Zumeist wird der Wertstoffgehalt – ebenso wie der Gehalt im allgemeinen – in Masseprozent angegeben; allerdings gibt es auch andere Arten von Anteilsangaben, z.B. ppm (parts per million).

Die mineralischen Wertstoffe kommen in den Mineralgemengen der Erdkruste in einem breiten Spektrum von Gehalten vor; größtenteils sind sie dabei aber in einem so starken Maße mit wertlosen Naturstoffen vermengt, daß ihre Nutzbarmachung nur mit einem unverhältnismäßíg hohen Aufwand möglich wäre. Einen Gebrauchswert besitzen natürliche Mineralgemenge daher auch nur oberhalb eines Mindestgehaltes an Wertstoffen. Folglich kann daher auch erst oberhalb einer solchen Schwelle von einem mineralischen Rohstoff gesprochen werden.

In Übereinstimmung damit gilt: Einen Gebrauchswert als mineralischen Rohstoff besitzen alle natürlichen wertstoffhaltigen Minerale oder Mineralgemenge, wenn sie mindestens so reich an mineralischen Wertstoffen sind, daß sie für sich betrachtet, d.h. losgelöst von ihren Vorkommen, ein wirtschaftliches Gut darstellen. Sie müssen folglich erwarten lassen, im Falle unentgeltlicher Bereitstellung durch Gewinnung und Transport mit wirtschaftlichem Nutzen weiter verwendet werden zu können. Dafür kommt jede weitere Nutzung in Betracht, von der Aufbereitung über die direkte Verhüttung bis zur Verwendung als Fertigprodukt.

Wenn Metalle die Wertstoffe der Rohstoffe bilden, so heißt es entsprechend: Erze sind Mineralgemenge und Gesteine, deren Metallgehalt jedenfalls dafür ausreicht, um aus ihnen – wenn sie unentgeltlich an einem Verbraucherort für Hüttenprodukte zur Verfügung stünden – in bestehenden Anlagen für Aufbereitung und Verhüttung Metalle oder Metallverbindungen mit wirtschaftlichem Nutzen herstellen zu können.

Mineralische Rohstoffe können in verschiedener Weise in Gruppen gegliedert werden. Dazu zählt die Einteilung in Energierohstoffe und Materialrohstoffe sowie die der Materialrohstoffe in Erze und nichtmetallische bzw. Eigenschaftsrohstoffe. Zu den Eigenschaftsrohstoffen zählen die großen Gruppen der Steine und Erden wie insbesondere Sand, Kies und Schotter sowie Kalkstein und Ziegeltone, ferner die Industrieminerale, z.B. Magnesit, Dolomit, Graphit, Talk, Gips und Anhydrit sowie desweiteren die Salze, die mineralischen Düngemittel und die Edelsteine. Ferner lassen sich recyclierbare Stoffe einerseits und dissipative, d.h. verloren gehende Rohstoffe andererseits unterscheiden, letztere insbesondere in Gestalt der Düngemittel und der Energierohstoffe.

Im hier verwendeten Verständnis ist auch der Begriff Vorkommen mineralischer Rohstoffe von Nutzen- und Wertvorstellungen mitbestimmt. Die ÖNORM G 1041 (ON 1984) definiert Vorkommen als „Natürliche Anreicherung mineralischer Rohstoffe“. Demgemäß müssen die Vorkommen nicht nur im Hinblick auf ihren die Rohstoffeigenschaft begründenden Wertstoffgehalt, sondern zusätzlich auch in einer weiteren, nämlich in mengenmäßiger Hinsicht einen Mindestwert überschreiten und somit Rohstoffanhäufungen bzw. Rohstoffanreicherungen darstellen. Die Vorkommen mineralischer Rohstoffe sollen damit für Überlegungen zur wirtschaftlichen Nutzung der Erdkruste von Interesse sein. Dieses Verständnis unterscheidet sich folglich auch von einem einschlägigen Sprachgebrauch im weitesten Sinne, wie er teilweise auch in den Geowissenschaften üblich ist und wonach bereits

„ ... das natürliche Auftreten nur eines Mineralkornes als Vorkommen bezeichnet ... “

wird (man vergleiche die entsprechende Bemerkung in ÖNORM G 1041).

In der Praxis können Entscheidungen darüber, was ein Vorkommen mineralischer Rohstoffe ist, allerdings nur in jedem Einzelfall getroffen werden. Als Vorkommen mineralischer Rohstoffe gilt entsprechend, was unter Berücksichtigung der oben genannten Gesichtspunkte als solches erhoben und behandelt wird.

Die Vorkommen mineralischer Rohstoffe stellen somit jedenfalls räumlich definierbare geologische Körper in der Erdkruste dar, wobei dies auch die Vorkommen an der Erdoberfläche einschließt. Die Wertstoffgehalte können in diesen Körpern in einem breiten Bereich (oberhalb des Mindestgehaltes) streuen. Ähnlich variabel sind alle übrigen geologischen Merkmale der Vorkommen, darunter vor allem Größe und Form.

Lagerstätten mineralischer Rohstoffe sind diejenigen Vorkommen mineralischer Rohstoffe in der Natur, die nach Lage, Größe und Beschaffenheit innerhalb einer absehbaren Zukunft von mehreren Jahrzehnten für einen Bergbau mit wirtschaftlichem Nutzen in Frage kommen können. Die Zeitdauer der Betrachtung ist auf eine als absehbar zu erachtende Zukunft zu beschränken, da an-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dernfalls einschlägige Voraussagen wirtschaftlicher Art irrelevant werden. Die diesbezüglichen Annahmen reichen von wenigen Jahrzehnten bis zu 100 Jahren. Nach Meinung des Verfassers sind 60 Jahre, d.h. zwei Menschenalter, eine angemessene Spanne.

Die Eignung eines Rohstoffvorkommens, wirtschaftlichen Nutzen stiften zu können, läßt sich mit dem Begriff der Abbauwürdigkeit (Synonym: Bauwürdigkeit) kennzeichnen. In diesem Zusammenhang werden im Hinblick auf den Zeitfaktor zwei Gruppen von Lagerstätten unterschieden je nachdem, ob sie als abbauwürdig oder potentiell (bedingt) abbauwürdig bezeichnet werden können. Alle übrigen Vorkommen sind unbauwürdig.

Abbauwürdig – und damit Lagerstätten – sind Vorkommen mineralischer Rohstoffe oder Teile von diesen, die zum Bewertungszeitpunkt einen Bergbau mit wirtschaftlichem Nutzen gestatten. Der wirtschaftliche Nutzen ist dabei im allgemeinen betriebswirtschaftlich zu sehen, kann aber auch volkswirtschaftlich definiert werden (FETTWEIS, G.B., 1994a, 1996a).

Potentiell (bedingt) abbauwürdig – und damit gleichfalls als Lagerstätten zu bezeichnen – sind Vorkommen mineralischer Rohstoffe oder Teile von diesen, die zwar nicht abbauwürdig sind oder von denen dies noch nicht festgestellt werden konnte, von denen aber erwartet wird, daß sie sich nach Lage, Größe und Beschaffenheit innerhalb einer absehbaren Zukunft von mehreren Jahrzehnten als abbauwürdig erweisen können.

Den Inhalt an mineralischen Rohstoffen, den Lagerstätten besitzen, bezeichnen wir als Lagerstättenvorrat.

In Übereinstimmung mit der vorstehend umrissenen Abgrenzung gibt es abbauwürdige und potentiell (bedingt) abbauwürdige Lagerstättenvorräte. Darüber hinaus ist bei den Lagerstättenvorräten zwischen den anstehenden und den ausbringbaren Mengen zu unterscheiden. Die Differenz bilden die unter Berücksichtigung des Optimalitätsprinzips im Zuge eines Bergbaubetriebes entstehenden Vorratsverluste. Sie bestehen aus den Verlusten bei der Gewinnung und bei der Aufbereitung. Die Ermittlung der ausbringbaren Lagerstättenvorräte erfordert somit eine gesonderte Rechnung.

Ein wesentliches Merkmal aller Mengenangaben von Lagerstättenvorräten ist ihre prinzipielle Ungenauigkeit. Generell sind die geologischen Gegebenheiten von Rohstoffkörpern und damit auch ihr Inhalt vor ihrem Abbau nur in Näherung bekannt. Maßgeblich für diese Näherung ist das Ausmaß der durchgeführten Exploration. In Übereinstimmung damit unterscheiden sich die Vorratsangaben in einer weiteren Unterteilungsart von Vorräten nach den Graden ihrer geologischen Gewißheit (vgl. die Abschnitte 3. u. 4.).

Die vorstehenden Darlegungen über Lagerstätten als Teilmengen von Vorkommen mineralischer Rohstoffe und über abbauwürdige und potentiell (bedingt) abbauwürdige Lagerstättenvorräte können mit zulässiger Vereinfachung auch durch Abb. 1 veranschaulicht werden. Dieses Bild vergleicht beispielhaft für alle als bekannt angenommenen Vorkommen eines bestimmten mineralischen Rohstoffs die langfristig zu erwartenden durchschnittlichen Erlöse und Kosten der zugehörigen Bergwerke (Produktionskosten sowie Transportkosten zum Markt). Dabei wird von der prinzipiellen Möglichkeit ausgegangen, daß sich die entsprechenden Daten unter den Bedingungen zum Betrachtungszeitpunkt und unter Berücksichtigung des Optimalitätsprinzips mit ausreichender Genauigkeit ermitteln lassen, und davon, daß dies auch für alle betrachteten Vorkommen, einschließlich solcher mit sehr ungünstigen Abbaubedingungen, geschah. Auf der Basis dieser Überlegungen können sodann die als ausbringbar zu erachtenden Wertstoffmengen der betrachteten Vorkommen in der Reihenfolge zunehmender Kosten angeordnet werden. Dies ist in Abb. 1 geschehen.

Im Bild nennt entsprechend die Abszisse kumulativ die Mengen (Substanzziffern) der betrachteten Vorkommen in

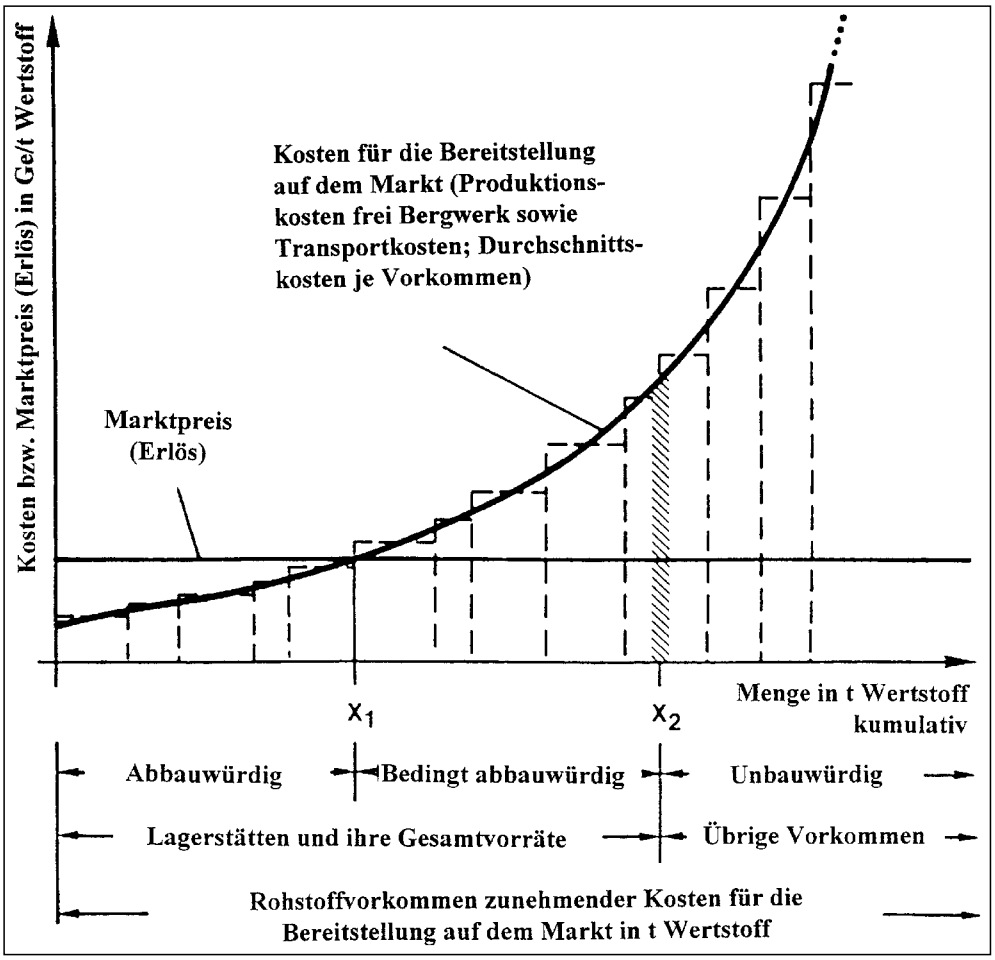


Abb. 1.
Schema zur Darstellung der abbauwürdigen und der bedingt abbauwürdigen Lagerstätten und Lagerstättenvorräte von mineralischen Rohstoffen als Teilmenge der Vorkommen dieser Rohstoffe. Mengenangabe der Vorkommen in t zugehörigen ausbringbaren Wertstoffes.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tonnen Wertstoff. Die Ordinate gibt die durchschnittlichen Kosten des zugehörigen Bergbaus und des Transportes der Bergbauprodukte zum Verbraucherort (Markt) in Geldeinheiten (Ge) je Wertstoffeinheit an. Außerdem zeigt die Ordinate den Marktpreis und damit die Erlöse der Bergwerke je Wertstoffeinheit frei Verbraucherort, auch dies wie bei den Kosten zum Beurteilungszeitpunkt.

Abbauwürdig sind dann diejenigen Vorkommen, die vor dem Schnittpunkt von Kosten und Erlösen liegen. Sie lassen sich im Prinzip eindeutig ermitteln und stellen die abbauwürdigen Lagerstätten und Lagerstättenvorräte dar. Allerdings verändern sich die Vorratsmengen bei jeder Änderung von Kosten und Erlösen im Zuge der technisch-wirtschaftlichen Entwicklung. Bei Erhöhungen der Löhne sowie der Preise für die zum Betrieb erforderlichen Güter oder Dienste hebt sich die Kostenkurve an. Dagegen kann sie durch Rationalisierung im Zuge der technischen Entwicklung gesenkt werden. Ebenso können Erlösveränderungen infolge von Preisänderungen für das Bergbauprodukt zu einer Vermehrung oder Verminderung der abbauwürdigen Vorräte führen. Entsprechend ist die Grenze dieser Vorräte ständig in Bewegung.

Die potentiell (bedingt) abbauwürdigen Vorräte liegen zwischen der abbauwürdigen Substanz und denjenigen Vorkommen, von denen angenommen werden muß, daß sie auch in absehbarer Zukunft keine Chance haben, abbauwürdig zu werden. Um die potentiell (bedingt) abbauwürdigen Vorräte zu bestimmen, ist daher eine Annahme darüber erforderlich, wo in der Zukunft einmal der Schnittpunkt von Kosten und Erlösen bei den betrachteten Vorkommen erwartet werden kann. Die Festlegung dieser Grenze, wie sie im Bild beispielhaft veranschaulicht wird, ist nur durch erfahrungsbedingte Schätzungen und damit jedenfalls nur subjektiv möglich. In der Praxis geschieht dies in der Regel nicht durch direkte Annahmen über Kosten und Erlöse, sondern indirekt mit Hilfe von Grenzwerten (Konditionen) der für einen Bergbau bedeutsamen geologischen Gegebenheiten, die nicht unter- bzw. überschritten werden dürfen, wie z.B. Gehalte, Mächtigkeit und Teufe. Im Prinzip sind diese Grenzen gleichfalls zeitabhängig. Allerdings stehen die bedingt abbauwürdigen Mengen, sofern sie einmal eingeschätzt wurden, dann weniger in Abhängigkeit vom laufenden technisch-wirtschaftlichen Geschehen als die jeweilig als abbauwürdig zu erachtende Substanz. Ihre Grenze ist ohnehin auf eine ungewisse Zukunft hin bezogen und kann daher auf längere Sicht stabil gehalten werden. Jenseits dieser Grenze befinden sich – wie gesagt – die unbauwürdigen Vorkommen mineralischer Rohstoffe.

Die Lagerstätten sind somit auf jeden Fall Teile eines weit über sie hinausgehenden Kollektivs von Rohstoffvorkommen. Im übrigen weisen reale Kostenfunktionen der vorgestellten Art im allgemeinen den dargestellten progressiven Verlauf auf (FETTWEIS, G.B., 1981b).

Das vorstehend dargelegte Verständnis von Begriffen und Sachverhalten im Zusammenhang mit dem Verhältnis von Lagerstätten und Bergbau deckt sich mit demjenigen, das seit jeher in den Bergbauwissenschaften und zumindest teilweise – vgl. z.B. GRANIGG, B. (1951) – auch in den Geowissenschaften vertreten worden ist. Allerdings finden sich in den Geowissenschaften auch andere Auffassungen. Dabei werden zum Teil alle Anhäufungen mineralischer Rohstoffe oder sogar „bestimmter chemischer Elemente“ als Lagerstätten bezeichnet, die Lagerstätten im bergbaulichen Verständnis dagegen als „Nutzbare Lagerstätten“ (vgl. z.B. CISSARZ, A., 1965, sowie PETRASCHECK, W.E. & POHL, W., 1982). Der Verfasser hat an anderer Stelle dargelegt, daß dies jedoch bei Bergbauangelegenheiten zu vielen Mißverständnissen zu führen vermag. Dies gilt vor allem im Hinblick auf die Bezeichnung, die Mengenangaben und die Beurteilung des Inhalts von Lagerstätten und damit bezüglich der für die Bergbaupraxis und die Öffentlichkeit in der Regel allein relevanten Lagerstättenvorräte im hier verwendeten Verständnis (FETTWEIS, G.B., 1977a, 1979e, 1981a, 1983a, 1990).

Wie dargelegt, sind bei den Lagerstätten im vorgestellten Sinne also abbauwürdige und potentiell (bedingt) abbauwürdige Vorkommen mineralischer Rohstoffe zu unterscheiden. Von diesen beiden Gruppen nehmen in dem bergbaulichen Prozeß der Urproduktion die durch das Aufsuchen bereitgestellten jeweils abbauwürdigen Lagerstätten für das Gewinnen und Aufbereiten diejenige Stelle ein, die in der weiterverarbeitenden Wirtschaft den Werkstoffen – seien sie Rohstoffe, Grundstoffe oder Vorfabrikate – als Produktionsfaktoren zukommt. Für das Gewinnen stellt hierbei der geologische Körper der Lagerstätte das „Einsatzmaterial“ dar. Das „Einsatzmaterial“ des Aufbereitens ist der gewonnene Inhalt des jeweiligen Lagerstättenkörpers (zuzüglich allfälliger Verdünnung im Zuge der Gewinnung). Lagerstätten sind damit der wichtigste Produktionsfaktor der bergbaulichen Urproduktion.

Entsprechend bedeutsam ist die „Faktorqualität“ des Produktionsfaktors Lagerstätte, d.h. die Summe der auf das Gewinnen und das Aufbereiten und damit auf die Abbauwürdigkeit Einfluß nehmenden Lagerstätteneigenschaften. Unter Faktorqualität sind generell die Eigenschaften eines Produktionsfaktors für den Einsatz in einem bestimmten Produktionsprozeß oder für ein bestimmtes Produkt zu verstehen. Im Abschnitt 3. dieser Darlegungen werden wir auf die Faktorqualität von Lagerstätten und damit auf die entsprechenden Einflußgrößen für die Abbauwürdigkeit zurückkommen.

1.2. Über Lagerstätten, Bergbau und Zivilisation

Mit Recht bezeichnet Otto VON HINGENAU (1849), führender österreichischer Montanist des 19. Jahrhunderts, in seiner Schrift „Bergwirtschaftslehre“

> „ ... Natur und Arbeit (als) die beiden einzigen direkten Güterquellen ... “

Von der Natur dienen sowohl ihre belebten als auch ihre unbelebten Teile der Erarbeitung von Gütern. Die Arbeiten, mit welchen die Wirtschaft aus der unbelebten Natur Güter für die menschliche Gesellschaft herstellt, sind Transformationsprozesse. Die erste Stufe dieser arbeitsteiligen Transformation bildet das Aufsuchen und Gewinnen von Lagerstätten mineralischer Rohstoffe und das Aufbereiten des gewonnenen Lagerstätteninhalts. Mit diesen Arbeiten setzt der Bergbau den Umwandlungs- und Konzentrationsprozeß fort, den die außermenschliche Natur mit der Anreicherung von Stoffen der Erdkruste zu Lagerstätten begonnen hat. Entsprechend ist auch bergbaulicher Abbau gleich Umbau von Lagerstätten.

Als Ergebnis der Transformationsarbeiten des Bergbaus und der weiterverarbeitenden Industrie besteht die gesamte Infrastruktur der modernen Zivilisation stofflich weit überwiegend aus umgewandelten Lagerstätten von Materialrohstoffen. Das betrifft die Verkehrswege ebenso wie die Städte und Dörfer mit ihren Fabriken und anderen Produktionsbetrieben sowie mit ihren Häusern und Wohnungen, mit ihren Schulen, Krankenhäusern und Kirchen, einschließlich von all deren Ausstattung und Einrichtun-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen; es gilt schlicht für nahezu alles dieser Art, mit dem die moderne Menschheit zu tun hat. Gleichzeitig liefern die aus der Erdkruste bereitgestellten Energierohstoffe – bis zu ihrem heute bereits absehbaren weitgehenden Ersatz durch Sonnenenergie im Laufe der zukünftigen Entwicklung – den größten Teil der für die Aufrechterhaltung und den weiteren Ausbau unserer Zivilisation erforderlichen Energiemengen. Eine spezifische Stellung nehmen die Erze der – seltenen und daher wertvollen – Edelmetalle Gold und Silber ein. Sie bildeten über lange Zeiträume und bilden teilweise immer noch die Basis für Zahlungsmittel, sei es als Münzgeld, sei es über die Funktion als Deckungsmittel für Papiergeld. Vor allem das Gold gestattet seit Jahrtausenden auch die wertbeständige Akkumulation bzw. Konkretisierung von Reichtum.

Der Bergbau mit seinem Produktionsfaktor Lagerstätte ist somit eine der beiden unverzichtbaren materiellen Grundlagen der Zivilisation. Die andere Grundlage ist die Landwirtschaft (FETTWEIS, G.B., LECHNER, E.M. & SCHMIDT, W.J., 1988).

In Übereinstimmung damit hat sich die menschliche Zivilisation im Verlaufe ihrer Geschichte auf der Grundlage einer zunehmenden Nutzung mineralischer Rohstoffe entwickelt. Bekanntlich wird daher in diesem Zusammenhang von Steinzeit, Kupferzeit, Bronzezeit, Eisenzeit sowie von den Zeitaltern der Kohle und des Erdöls gesprochen.

Demgemäß hat auch für die zivilisatorische Entwicklung im einzelnen die Verfügbarkeit von mineralischen Rohstoffen vielfach eine wichtige Rolle gespielt. Beispiele dafür sind u.a. die folgenden Sachverhalte. Der Abbau der großen Silberlagerstätte von Laurion bot die materielle Grundlage für einen ersten zivilisatorischen und kulturellen Höhepunkt der europäischen Antike im 6. bis 4. vorchristlichen Jahrhundert. Die Blütezeit des mitteleuropäischen Metallerzbergbaus am Ende des 15. und in den ersten Jahrzehnten des 16. Jahrhunderts schuf ähnliche Bedingungen für viele Leistungen im Zeitalter der Renaissance. In England, wo es von allen vergleichbaren Ländern die meisten oberflächennahen Kohlenlagerstätten je Flächeneinheit gibt, begann die Industrielle Revolution und damit das Zeitalter der Moderne. Am Aufstieg der Vereinigten Staaten von Amerika in den vergangenen 100 Jahren hatten die Lagerstätten dieses Landes, darunter insbesondere diejenigen von Erdöl, einen sehr maßgeblichen Anteil. Mit Recht gelten daher auch bei geschichtlichen Betrachtungen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe als „Bodenschätze“ einer Gesellschaft, wobei dies durchaus wörtlich genommen werden kann, und als ein dementsprechender Reichtum.

Seit prähistorischen Zeiten ist das Gebiet des heutigen Österreich deutlich an einschlägigen Sachverhalten und Entwicklungen beteiligt gewesen. Die nachstehenden Ausführungen zu diesbezüglich markanten Bergbauereignissen beziehen sich vor allem auf Ausführungen von APFELBECK, H. (1963) und SPERL, G. (1992) sowie auf das Buch „Der österreichische Bergbau“ des Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten (1987) zum Leobner Bergmannstag 1987 und auf eine eigene Arbeit (FETTWEIS, G.B., 1996b), ohne dies jeweils gesondert anzuführen.

Nach der gegenwärtigen Kenntnis beginnt die Urproduktion mineralischer Rohstoffe im ostalpinen Raum im dritten Jahrtausend vor Chr., d.h. in der jüngeren Steinzeit, mit einem Bergbau auf feuersteinähnlichen Quarzit zum Zwecke der Herstellung von Steinwerkzeugen bei Mauer knapp südwestlich von Wien. Die zugehörige Lagerstätte kommt in den hier zutagetretenden Jurakalken vor. Für den untertägigen Abbau wurden bis 12 m tiefe Schächte angelegt und daran Abbaukammern angeschlossen. Mehrere dieser Schächte sind in der jüngeren Vergangenheit freigelegt worden. Es wird geschätzt, daß der Bergbau in einer Betriebszeit von einigen hundert Jahren rund 1.300 Tonnen des begehrten Materials geliefert hat.

Recht bedeutsam war offensichtlich auch der Kupferbergbau, der im zweiten und im ersten Jahrtausend vor Chr. auf den Ganglagerstätten der Grauwackenzone südlich und nördlich des Alpenhauptkammes umgegangen ist. Dies gilt vor allem für den im zweiten vorchristlichen Jahrtausend betriebenen Bergbau Mitterberg am Hochkönig im heutigen Lande Salzburg, dessen Betriebsdauer auf jedenfalls 300 Jahre geschätzt wird. Die vorgenommenen Untersuchungen haben einen untertägigen Abbau nachgewiesen, der bereits bemerkenswert systematisch war. Zur Ausrichtung dienten söhlige und einfallende Strecken, das Abbauverfahren war eine Art Firstenbau mit Versatz, und bei der Gewinnung kam das Feuersetzen zur Anwendung. Nach älteren angestellten Erhebungen ist insgesamt eine Menge von etwa 20.000 t Kupfer aus einer oberflächennahen Gangfläche von 116.000 m^3 gewonnen worden. Das dürfte einer Erzförderung von rund 5 t täglich entsprechen. Neuere Berechnungen von BIANGARDI, S. (1993) kommen allerdings nur zu einer „als Kupfergußkuchen gewonnenen Schwarzkupfermenge“ von etwa 8600 Tonnen. Auf jeden Fall kann unter den technischen Bedingungen der damaligen Zeit und angesichts der vorliegenden Gebirgssituation dieser bronzezeitliche Bergbau nur im Rahmen einer vorzüglich organisierten menschlichen Gemeinschaft und einer entsprechenden Siedlung von zumindest 1000 Personen sowie bei Vorliegen mannigfacher Handelsverbindungen betrieben worden sein. Bisher ist kein vergleichbarer Bergbau anderswo in Mitteleuropa bekannt geworden.

Auch die Salzlagerstätten der Alpen waren bereits in prähistorischer Zeit, und zwar seit Beginn des 1. Jahrtausends vor Chr., Gegenstand von Bergbau. Möglicherweise handelt es sich um den ältesten Salzbergbau durch untertägige trockene Gewinnung überhaupt neben der sonst damals betriebenen Salzgewinnung aus natürlicher Sole und aus Meerwasser. Zu nennen sind vor allem die Bergbaugebiete von Hallstatt und Hallein. Das Gräberfeld der Hallstätter Bergbausiedlung ist Anlaß dafür gewesen, die ältere Eisenzeit in der ersten Hälfte des 1. Jahrtausends vor Chr. auch als Hallstattzeit zu bezeichnen.

In dieser Hallstattzeit wurde desweiteren in Österreich bereits Eisenerz gewonnen und Eisen erschmolzen, z.B. aus Lagerstätten von Brauneisenerz bei Leibnitz in der Steiermark. Es wird vermutet, daß dies die erste Eisenerzgewinnung in Mitteleuropa war. Besonders bedeutsam geworden sind dann in der Römerzeit die Spateisensteinlagerstätten in Kärnten, vor allem bei Hüttenberg. Das „ferrum noricum“, das Norische Eisen, stellte in der Zeit zwischen etwa 100 Jahren vor Chr. und 100 bis 150 Jahren nach Chr. ein begehrtes Qualitätsprodukt im gesamten römischen Reich dar. Unter Kaiser Hadrian – Regierungszeit 117 bis 138 n. Chr. – wurde eine Münze mit der Inschrift METalla NORica geprägt.

Ein bedeutsamer, allerdings nur kurzzeitiger Bergbau hat in Kärnten während der Römerzeit auch auf Gold, in erster Linie wohl auf Seifengold aus Flußsanden stattgefunden. Nach den diesbezüglichen Quellen übten entsprechende Goldeinfuhren nach Rom im 2. Jahrhundert vor Chr. jedenfalls einen starken Einfluß auf die Goldpreise in dieser Weltstadt aus.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Ende des römischen Reiches und die Völkerwanderung haben den Bergbau im Gebiet des heutigen Österreich sodann stark reduziert. Eine Stellung von überregionaler Bedeutung erreichte er erst wieder im ausgehenden Mittelalter und in der frühen Neuzeit. Dabei spielten zunächst vor allem Silber und Eisen, darüber hinaus aber auch Kupfer und Salz eine beträchtliche Rolle.

> „ ... Im letzten Viertel des 13. und im ersten Viertel des 14. Jahrhunderts erlebte z.B. der Raum Oberzeiring in der Steiermark ein Silberfieber, das mit dem Goldrausch des 19. Jahrhunderts in Kalifornien und Australien große Ähnlichkeit aufweist ... " (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN, 1987).

Eine ausgesprochene Hochkonjunktur erlebte der ostalpine Bergbau am Ende des 15. Jahrhunderts und in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts. In einer Liste von KIRNBAUER, F. (1968) finden sich gemäß Tab. 1 für das heutige Bundesgebiet und das gesamte 16. Jahrhundert 787 Ortsangaben mit Bergbaubetrieben. Davon entfällt mit 523 Ortsangaben der weitaus überwiegende Teil auf 8 NE-Erze für die Herstellung von Metallen (Bleierze, Galmei, Golderze, Gold- und Silbererze, Kupfererze, Quecksilbererz, Silbererze, Waschgold). Es werden ferner die Eisenerze 118 mal und das Salz 11 mal angeführt. An 135 Standorten wurden 20 Bergbauprodukte gefördert, die nicht der Metall- oder Salzproduktion, sondern anderen Zwecken dienten (Alaun, Arsenerze, Bergkristall, Bitumen, Eisenvitriol, Feuerstein, Gagat, Gips, Granat, Graphit, Kaolin, Kreide, Kobalterze zur Farbherstellung, Kupfervitriol, Malachit, Quarz, Schwefelkies, Smaragd, Talk und Zinkvitriol). Wertet man die Angaben von KIRNBAUER weiter aus, so kommt man zu 625 geographischen Standorten, an denen sich Bergwerke befanden – eines oder mehrere – sowie zu einer durchschnittlichen Bergbaudichte von 8 bis 9 Betrieben je 1000 km².

Die Tab. 1 nennt die entsprechenden Zahlen für die heutigen Bundesländer. Die größte Dichte zeigen demnach die Gebirgsländer Kärnten und Tirol, gefolgt von Salzburg und Steiermark. Offensichtlich nimmt die Bergbaudichte ab, je kleiner der Gebirgsanteil an der Fläche der Bundesländer ist. In den Flachländern ist die Bergbaudichte nahezu gleich. Diese Sachverhalte sind verständlich, da im Gebirge – zu Beginn der Neuzeit galt dies noch mehr als heute – die besseren Möglichkeiten für das Aufsuchen und für das Gewinnen von Lagerstätten mineralischer Rohstoffe vorhanden sind.

Das Gewicht des damaligen Bergbaus in den einzelnen Regionen kommt jedoch nur teilweise in der Bergbaudichte zum Ausdruck. So war insbesondere Tirol mit seiner Produktion von Silber und Kupfer in den Revieren von Schwaz und von Röhrerbichl bei Kitzbühel in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts das bedeutendste Bergbaugebiet in ganz Europa. Hier wurde zwischen 1506 und 1545 mit einer Menge von durchschnittlich fast 24 t je Jahr etwa 50 % der Silbermenge im Heiligen Römischen Reich Deutscher Nation und damit etwa 40 % des Silbers in ganz Europa produziert.

Der dadurch geschaffene Reichtum stellte u.a. die maßgebliche Basis für den Aufstieg des Hauses Habsburg zur Führungsmacht in Europa während dieser Zeit dar.

Eine herausragende überregionale Bedeutung besaß gleichzeitig die Eisenerzlagerstätte des Steirischen Erzberges. Vom späten Mittelalter bis in die erste Hälfte des 16. Jahrhunderts war der Berg an der Eisenproduktion in den Ostalpen mit etwa zwei Dritteln, an derjenigen im Reich mit etwa einem Drittel und an der in Europa insgesamt mit 10 bis 15 % beteiligt. Aber auch dem Kärntner Eisen kam zu dieser Zeit wieder eine größere Bedeutung

Tabelle 1.
Bergbaue des 16. Jahrhunderts auf dem Gebiet des heutigen Österreich.
Auswertung der Angaben bei KIRNBAUER, F. (1968).

1	2	3	4	5	6	7	8
	Zahl der Ortsangaben für den Bergbau auf					Zahl der Bergbauorte	Zahl der Bergbaue je 1000 km²
Bundesländer nach heutiger Einteilung	8 NE-Erze für die Metallproduktion	Eisenerze	Salz	20 sonstige Rohstoffe (Erze, „Industrieminerale", Edelsteine)	alle genannten Rohstoffe		
Kärnten	175	51	–	10	236	209	23,3
Tirol	169	14	1	31	215	146	14,2
Salzburg	59	4	1	18	82	61	9,9
Steiermark	76	21	6	15	118	86	6,3
Vorarlberg	6	7	–	–	13	11	4,6
Niederösterreich	28	9	–	31	68	63	3,4
Burgenland	6	3	–	6	15	11	3,3
Oberösterreich	4	9	3	23	39	37	3,2
Wien	–	–	–	1	1	1	2,4
Österreich	**523**	**118**	**11**	**135**	**787**	**625**	**8,4**

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zu. Dank seiner Eisenerzlagerstätten, seiner Wasserkraft und seines Reichtums an Holz und damit Holzkohle erreichte Österreich daher auch für mehrere Jahrhunderte mit fast 15.000 t je Jahr die größte Eisenproduktion aller europäischen Länder und wurde erst um 1650 von Schweden überholt. Mit Recht ist festgestellt worden, daß dies

> „ ... nicht nur für die Wirtschaft Österreichs, sondern auch für die Geschichte Europas von größter Bedeutung war, denn nur mit Hilfe von Rüstzeug aus dem reichlich vorhandenen steirischen und kärntnerischen Eisen konnten die Gefahren abgewehrt werden, die Mitteleuropa jahrhundertelange durch die Türkenkriege und die sonstigen Anstürme aus dem Osten bedrohten. Das Landeszeughaus in Graz, das einzige fast vollständig erhaltene mittelalterliche Waffendepot der Welt mit seinen 2000 Harnischen und 4000 Musketen vermittelt einen tiefen Eindruck davon ... “ (APFELBECK, H., 1963).

In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts ging sodann infolge verschiedener Entwicklungen, darunter der Erschöpfung der oberflächennahen Lagerstätten, die Blütezeit des ostalpinen Bergbaus zu Ende. Sie wurde bis zum heutigen Tage durch einen mehrfachen, auf niedrigerem Niveau stattfindenden Wechsel von „Würde“ und „Unwürde“ abgelöst, wie alte Begriffe die Konjunkturzyklen des Bergbaus benennen. Verlöscht ist in den Ostalpen das „Bauen im Berg“ jedoch nie.

Auch aus der jüngeren Zeit mögen daher noch einige Entwicklungen angeführt werden, die im vorliegenden Zusammenhang zumindest erwähnenswert sind. Dies betrifft z.B. die österreichischen Magnesitlagerstätten, die seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts in Abbau stehen und die dem Land über einige Jahrzehnte hinweg weltweit eine Monopolstellung auf dem Gebiet dieses feuerfesten Materials gesichert haben. Die in den 30er Jahren begonnene Gewinnung von Erdöl aus dem Wiener Becken stand zeitweise an erster Stelle in Mitteleuropa. Bemerkenswert ist fraglos auch die Steigerung der österreichischen Kohlenförderung nach dem letzten Krieg auf fast 7 Mio.t/Jahr und damit auf das Doppelte der Vorkriegszeit. Dies hat ganz maßgeblich zum Wiederaufbau des Landes beigetragen.

Seit ihrem Höhepunkt im Jahre 1957 hat die Kohlenförderung Österreichs allerdings nahezu stetig wieder abgenommen. Das geschah als Folge des zunehmenden Wettbewerbs mit preisgünstiger Importkohle bzw. importierten Kohlenwasserstoffen. Im Jahre 1996 wurden nur noch rund 1,1 Mio.t Kohle in Österreich gefördert. Aus ähnlichen Gründen wie bei der Kohle war in den Jahren seit 1962 auch die inländische Fördermenge von Eisenerz und Erzen der NE-Metalle rückläufig. Andererseits ist dieser Rückgang bei Kohle und Erz durch eine stark gestiegene Fördermenge bei Industriemineralen sowie Steinen und Erden (Baustoff-Rohstoffe) mehr als ausgeglichen worden. In diesem Bereich haben sich die in Österreich urproduzierten Mengen seit Mitte der 50iger Jahre im allgemeinen vervielfacht, wobei sie – vergleicht man die diesbezüglichen Werte – zum Teil stärker zugenommen haben als das Bruttoinlandsprodukt. Teilweise steht einem besonders starken Anstieg bis zur Mitte der 70er Jahre allerdings auch eine Stagnation seither gegenüber.

Nach den einschlägigen Angaben können gegenwärtig etwa 25 % des österreichischen Bedarfes an mineralischen Roh- und Grundstoffen – bei durchschnittlicher Betrachtung und ohne die Massenrohstoffe für die Bauwirtschaft – aus inländischen Quellen gedeckt werden (Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten 1992–1995). Bei den Baurohstoffen erreicht der Dekkungsgrad mehr als 90 %. Entsprechend trägt die heimische Rohstoffproduktion auch zur Entlastung der zur Zeit dieser Niederschrift negativen Leistungsbilanz Österreichs bei.

Die gegenwärtig statistisch erhobene Urproduktion mineralischer Rohstoffe in Österreich, ohne Kohlenwasserstoffe, beläuft sich – bei Berücksichtigung der jährlichen Förderschwankungen in der jüngeren Vergangenheit und einiger Grauzonen der Statistik – auf 115–120 Mio.t/Jahr; das entspricht einer Menge von 14 bis 15 t je Person und Jahr. Es gibt aber auch Angaben, die wegen unvollständiger statistischer Unterlagen für die Sand-, Kies- und Schottergewinnung noch beträchtlich darüber hinausgehen und eine Urproduktion von 130–150 Mio.t je Jahr annehmen (DRNEK, T.L., 1994).

Von der statistisch gesicherten Fördermenge entfielen im Jahre 1995 rund 54 Mio.t oder rd. 45 % auf Urproduktion unter Aufsicht der Bergbehörde. Sie kamen aus 578 Betrieben, davon 12 unter Tage, die etwa 400 Unternehmen angehörten. Die zugehörigen Rohstoffarten waren: Eisenerz, Eisenglimmer, Wolframerz (Scheelit), Gips, Anhydrit, Graphit, Talk, Kaolin, Magnesit, Dolomit, Ton, Illit, Quarzsand, Quarz und Quarzit, Traß, Basaltische Gesteine, Mergel, Kalkstein und Kohle. Ohne Angabe von Fördermengen, aber mit Belegschaft, führt die bergbehördliche Statistik für das Jahr 1995 zusätzlich Bergbaue auf Golderz, Ölschiefer und Feldspat an.

Den vorstehenden Zahlen gemäß entstammen somit gegenwärtig zumindest 61–66 Mio.t jährlich oder etwa 55 % der Urproduktion Österreichs an festen mineralischen Primärrohstoffen aus Gewinnungsbetrieben, die nicht der Aufsicht der Bergbehörde unterstehen. Dabei handelt es sich nahezu ausschließlich um Steinbrüche sowie Sand- und Kiesgruben, die Rohstoffe für das Bauwesen hervorbringen. Addiert man hierzu die Urproduktion von Baurohstoffen unter Aufsicht der Bergbehörde in Höhe von gegenwärtig rund 43 Mio.t/Jahr, so entfallen z. Zt. mit 104–109 Mio.t jährlich mehr als 90 % der österreichischen Urproduktion an mineralischen Rohstoffen auf Baurohstoffe aus vielen hundert Tagebauen. Im Jahr 1992 sind für Kalkstein, Schotter sowie Sand und Kies 1220 Abbaubetriebe erhoben worden; deren Produkte werden außer in der Zement- und Kalkindustrie vor allem als Zuschlagstoffe für Beton und als Schüttmaterial verwendet (DRNEK, T.L., 1994, 1995).

Um den auf die Bevölkerung bezogenen spezifischen Rohstoffverbrauch in Österreich abzuschätzen, sind die im Lande verwendeten Mengen der Eigenförderung durch das Rohstofförderäquivalent für die importierten Roh- und Grundstoffe zu ergänzen. Eine diesbezügliche Abschätzung führt zu etwa 18 t je Person und Jahr (ohne Kohlenwasserstoffe). Damit dürfte Österreich im oberen Bereich der Werte liegen, die diesbezüglich für die entwickelten Industrieländer veranschlagt werden können.

Infolge ihres hohen spezifischen Bedarfs verbrauchen die Industrieländer bei einem Anteil von nur 23 % an der gegenwärtigen Weltbevölkerung von 5,8 Mrd. Menschen jedenfalls mehr als die Hälfte der hochwertigen mineralischen Rohstoffe. Im Jahre 1990 lag der Rohstoffverbrauch der Industrieländer bei den wichtigsten Metallen zwischen 75 % und 85 %. Bei Stahl belief er sich 1994 auf 59 % (WELLMER, F.-W., 1996a). Die genannten Zahlen entsprechen auch dem Ergebnis einer auf Österreich bezogenen Rechnung. Bei einem gegenwärtigen Anteil an der Erdbevölkerung von knapp 1,4 Promille verbraucht das Land etwa 4,0 Promille der Urproduktion an festen mineralischen Rohstoffen auf der Erde. Sein Anteil an der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zugänglichen festen Erdkruste beläuft sich vergleichsweise auf 0,5 Promille.

Die gesamte Weltproduktion an nichtfossilen mineralischen Rohstoffen wurde 1992 auf etwa 24 Mrd.t veranschlagt (YOUNG, J.E., 1992). Zählt man die festen fossilen Brennstoffe (Steinkohle, Braunkohle, Torf) hinzu, so gelangt man zu nahezu 30 Mrd.t. Das ist ungefähr 1,8 mal soviel, wie alle Flüsse der Erde jährlich an erodiertem Material transportieren. Den größten Zuwachs hat die Urproduktion mineralischer Rohstoffe erst nach dem letzten Krieg erfahren. Seit 1945 hat die Menschheit mehr mineralische Rohstoffe verbraucht als in ihrer gesamten Geschichte vorher.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die gegenwärtig bereits geförderten Mengen mineralischer Rohstoffe im Vergleich zu früheren Zeiten außerordentlich groß sind. Hinzu kommt, daß die Fördermengen je Jahr weiter zunehmen und wohl auch zunehmen müssen. Maßgeblich dafür sind das Wachstum der Weltbevölkerung und die Zunahme des durchschnittlichen Lebensstandards. Nach Voraussagen der Vereinten Nationen wird sich die Bevölkerung der Erde im kommenden Jahrhundert voraussichtlich verdoppeln, wobei dies vor allem die Bevölkerung der Entwicklungsländer betrifft. In diesen Ländern ist die Infrastruktur, wie sie die Industrieländer besitzen, zu großen Teilen erst noch aufzubauen. Insbesondere aber werden die Menschen dieser Ländern besser zu leben wünschen und sie werden besser leben müssen, als dies gegenwärtig der Fall ist, wenn der Weltfrieden in den nächsten Generationen erhalten bleiben soll.

Eine Vorstellung von den damit verbundenen Aufgaben vermitteln die folgenden Daten: Um für eine verdoppelte Weltbevölkerung im Durchschnitt den heutigen Lebensstandard der USA zu erreichen, wären unter den derzeitigen Gegebenheiten rund fünf mal mehr Rohstoffe einzusetzen, als gegenwärtig auf der Erde verbraucht werden (FETTWEIS, G.B., 1995b, und LEMONS, J.F. et al., 1993). Unabhängig davon, wie der diesbezügliche Ablauf in Zukunft tatsächlich sein wird, kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die Länder der Dritten Welt für ihre weitere Entwicklung jedenfalls mehr Rohstoffe benötigen werden, als sie gegenwärtig verbrauchen.

Die vorstehend umrissene Sachlage hat seit geraumer Zeit zu einer intensiven Diskussion von zwei Problemkreisen geführt. Dies betrifft zum ersten das Ausmaß der Umweltbeeinträchtigungen, die mit den zwangsläufig erforderlichen Eingriffen des Bergbaus in die außermenschliche Natur verbunden sind, und es gilt zum zweiten der Frage, ob der gegenwärtige und zukünftige Rohstoffverbrauch nicht in absehbarer Zeit zu einer Erschöpfung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe führen wird.

Der erste Problemkreis, der zunächst dargelegt werden soll, ist eingebettet in die allgemeine Diskussion der beträchtlichen Umweltschäden, welche die industrielle Entwicklung der vergangenen Jahrzehnte fraglos mit sich gebracht hat. Durchaus verständlich ist daher auch die Besorgnis:

> „ ... Erstmals in der Geschichte der Menschheit droht der Eingriff der Menschen in die Umwelt das Regenerationsvermögen der Natur global und über seine Grenze hinaus zu belasten. Damit wird der Mensch erstmals zum ernstzunehmenden Störfaktor der natürlichen Evolution und gefährdet damit nicht nur viele Tier- und Pflanzenarten, viele Biotope und Ökosysteme, sondern auch das menschenwürdige Überleben unserer Kinder und Enkel und vielleicht die Existenz der Gattung Mensch ... „ (SUSTAIN, 1994).

In Beantwortung dieser Bedrohung, die aus den offensichtlichen Umweltschäden gefolgert wird, kam es zur Aufstellung des Prinzips der nachhaltigen Entwicklung (sustainable development). Sein Kerngedanke ist heute weltweit anerkannt, wie die Diskussionen und Beschlüsse internationaler Gremien, darunter der Vereinten Nationen, erkennen lassen. Als nachhaltig gilt hiernach eine Entwicklung, welche

> „ ... die Bedürfnisse der Gegenwart befriedigt, ohne die Fähigkeit zukünftiger Generationen zu gefährden, ihre eigenen Bedürfnisse zu befriedigen ... „ (WORLD COMMISSION ON ENVIRONMENT AND DEVELOPMENT,1987).

Der in diesem Kapitel behandelte Zusammenhang zwischen Lagerstätten, Bergbau und Zivilisation wird von der vorstehenden Grund- und Hauptforderung der „nachhaltigen Entwicklung“ vor allem in zweifacher Hinsicht betroffen. Zum ersten gilt es, den Umweltschutz bei der Gewinnung und Aufbereitung mineralischer Rohstoffe und bei der Beseitigung der Folgelasten stillgelegter Bergwerke überall in bestmöglicher Weise zu gestalten. Der zweite Aspekt ist in dem weitverbreiteten Verlangen und Bestreben zu erblicken, die Produktion von Primärrohstoffen und die entsprechenden Eingriffe in die Erdkruste überhaupt so gering wie möglich zu halten, um auf diese Weise die Umwelt zu schonen. Nachstehend folgen einige Darlegungen zu diesen beiden Konsequenzen der „nachhaltigen Entwicklung“, wobei dies jedoch zunächst nur in dem Rahmen geschieht, der dem ersten der oben angesprochenen zwei Problemkreise der gegenwärtigen Rohstoffdiskussion, also den Umweltfragen, zugeordnet werden kann. (Weiter unten wird sodann auch auf den gleichfalls bestehenden Zusammenhang zwischen der Forderung nach „nachhaltiger Entwicklung“ und dem zweiten oben genannten Problemkreis, d.h. der befürchteten Lagerstättenerschöpfung, eingegangen).

In der Tat sind in Österreich ebenso wie weltweit vom Bergbau bereits seit mehreren Jahrzehnten große Anstrengungen unternommen worden, um den Erfordernissen eines verstärkten Umweltschutzes gerecht zu werden. In Österreich betrafen z.B. diesbezügliche Investitionen in Höhe von mehreren Mrd. Schilling seit 1980 insbesondere folgende Bereiche: Abgasreinigung, Umstellung auf umweltfreundlichere Verfahren bzw. Energieträger, Entstaubung, Abwassereinigung, Schutz von Grund- und Obertagewässern, Lärmschutz, umweltschonende Abbauführung, Rekultivierungsarbeiten (Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, 1992–1995). Spezielle Beispiele bei Abbauführung und Rekultivierung bieten die Entwicklung des Kulissenbergbaus beim Tagbau in den österreichischen Alpen ebenso wie die Erfolge der Rekultivierung im oberösterreichischen und steirischen sowie im Ausland im rheinischen Braunkohlenbergbau (FETTWEIS, G.B., 1983b; LECHNER, E.M., 1978, 1995). Zwar können Abbaugebiete in der Regel nicht mehr in den ursprünglichen Zustand zurückversetzt werden, doch ist es im allgemeinen durchaus möglich, wieder zu dauerhaft stabilen und für die Zukunft voll erträglichen Verhältnissen zu gelangen, durch Landschaftsgestaltung manchmal sogar zu besseren als vorher. Das letztere ist z.B. im Rheinland zumindest stellenweise der Fall. Nicht zuletzt sei in diesem Zusammenhang auch auf die Möglichkeiten des Umweltschutzes hingewiesen, die sich daraus ergeben, daß prinzipiell der Abbau unter Tage umweltschonender gestaltet werden kann als derjenige im Tagebau. Dies gilt insbesondere, wenn er mit Bergfesten und Bergeversatz geführt wird. Maßnahmen zur Verbesserung des Umweltschutzes stellen somit auch ein besonders wichtiges Teilgebiet zukünftiger Bergbauforschung dar (KNISSEL, W., 1991; NEMITZ, R., 1994; WAGNER, H., 1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In Übereinstimmung mit alledem gilt heute die Forderung nach einer Minimierung von Umweltbeeinflussungen auch als ein drittes Leitprinzip des Bergbaus und damit als gleichberechtigt zu den beiden Verlangen nach wirtschaftlichem Nutzen und nach Bergbausicherheit (FETTWEIS, G.B., LECHNER, E.M. & SCHMIDT, W.J., 1988). Schließlich sei in diesem Zusammenhang auch auf die Entstehung der Geoethik verwiesen. Dabei handelt es sich um ein Teilgebiet ethischer Überlegungen, das sich mit der Nutzung der Erdkruste befaßt und entsprechend auch die Urproduktion mineralischer Rohstoffe einbezieht.

Die zweite angeprochene Konsequenz des Prinzips der nachhaltigen Entwicklung für die Zusammenhänge zwischen Lagerstätten, Bergbau und Zivilisation betrifft das Ziel, den spezifischen Rohstoffverbrauch in der Wirtschaft, insbesondere den an Primärrohstoffen, zu verringern und dadurch die Umweltbeeinträchtigungen zu mindern. Tatsächlich sind entsprechende Entwicklungen in den industrialisierten Ländern bereits seit geraumer Zeit zu verzeichnen. Dies zeigt sich insbesondere, wenn man ihren spezifischen Rohstoffverbrauch bezogen auf das Bruttoinlandsprodukt, d.h. den Intensity of Use-Faktor (IOU) nach MALENBAUM, mit den diesbezüglich höheren Werten in den Schwellenländern bzw. in den höher entwickelten Entwicklungsländern vergleicht (WELLMER, F.-W., 1996a). Maßgeblich dafür ist nicht nur eine relativ bedingte Abnahme des IOU, d.h. infolge der Zunahme der Dienstleistungen in den Industrieländern, sondern sind auch verschiedene den Rohstoffverbrauch in seiner absoluten Höhe betreffende Entwicklungen, die es im Interesse des Umweltschutzes zu verstärken gilt. Beispiele für entsprechende Erfolge der Vergangenheit lassen sich auf zahlreichen Gebieten nennen. Dazu gehört die Verringerung des Kokseinsatzes zur Roheisenerzeugung um mehr als die Hälfte in den vergangenen 50 Jahren, die Verbesserung der Stahlqualität und damit die Verringerung des Stahleinsatzes im Stahlbau und im Automobilbau, der Ersatz von Kupferkabeln durch Glasfasern sowie vor allem auch das vermehrte Recycling. Die diesbezüglichen technischen Fortschritte betreffen entsprechend sowohl Verbesserungen der Materialeigenschaften als auch solche der Verfahrenstechnik.

In Übereinstimmung hiermit lassen sich insbesondere folgende Maßnahmen zur Minimierung des zukünftigen Verbrauchs an Primärrohstoffen anführen: Weitere Erhöhung der Recyclingquoten, Maximierung der Nutzung von Reststoffen, Substitution von Rohstoffen geringerer durch solche höherer bzw. einfacherer Verfügbarkeit, Verbesserung von Qualitäten und Verbrauchsintensitäten, bessere Standardisierung, mehr Vernetzung im Energiebereich (WELLMER, F.-W., 1996a). Im übrigen ist mit einer entsprechenden Minimierung des Verbrauchs an Primärrohstoffen und damit der zugehörigen Umwelteingriffe bei ihrer Gewinnung auch eine Minimierung der Notwendigkeiten verbunden, nicht mehr weiter verwendbare Alt- und Abfallstoffe zu deponieren und diesbezüglich in die Umwelt einzugreifen. Alle erreichbaren Fortschritte werden zudem nicht nur den Industrieländern, sondern auch den Entwicklungsländern mit ihrem Nachholbedarf auf dem Gebiet der Wohlstandsmehrung zugute kommen. Ohne Frage sind daher auch alle vorstehend umrissenen Maßnahmen im Hinblick auf den Umweltschutz als Hauptziel der nachhaltigen Entwicklung zu begrüßen.

Allerdings ist mit Sicherheit auszuschließen, daß es in einer menschlich vorhersehbaren Zukunft gelingen kann, mit Hilfe des Recyclings zu einer vollständigen Kreislaufwirtschaft bei mineralischen Rohstoffen zu gelangen bzw. alle benötigten Rohstoffe auf diese Weise zu gewinnen, wie dies stellenweise verlangt und erwartet wird. Welche Recyclingraten im einzelnen tatsächlich erreichbar sein werden, hängt von der jeweiligen Rohstoffart ab.

Die dissipativen Rohstoffe der Düngemittel und Energierohstoffe lassen sich überhaupt nicht recyceln. Für andere, wie insbesondere für die Metalle, sind dagegen sehr hohe Werte möglich, wie dies auch die heute bereits erreichten Raten von teilweise vielen 10 % zeigen. In den USA liegt die Bedarfsdeckung durch Wiederverwertung bei Blei und Kupfer sowie bei Eisen und Stahl bereits bei über 50 % (YOUNG, J.E., 1992). Allerdings stößt das Recycling in diesen Bereichen aber auch an deutlich erkennbare Grenzen. Dies betrifft nicht nur die Probleme einer vollständigen getrennten Erfassung und Aufbereitung der verschiedenen Stoffe, sondern insbesondere auch den folgenden Sachverhalt: Die Beseitigung der bei mehrfacher Wiederverwendung zu erwartenden zunehmenden Verunreinigungen kann schließlich einen höheren Verbrauch an Energie und anderen sachlichen Produktionsfaktoren fordern und damit mehr Umweltbeeinträchtigungen verursachen als die ergänzende Gewinnung von Primärrohstoffen aus der Erdkruste und die Deponierung nicht mehr weiter verwendbarer Reststoffe (BHAKTA, P.N., 1991; FETTWEIS, G.B., 1995b; LEMONS, J.F. et al., 1993; STEIN, V., 1994; WELLMER. F.-W., 1996a; WELLMER, F.-W. & KÜRSTEN, M., 1992; WÖBER, G.L.F., 1994). Ungünstiger als bei den Metallen sind zudem die diesbezüglichen Verhältnisse bei den meisten Steinen und Erden sowie bei den Industriemineralen zu beurteilen.

Im Durchschnitt aller mineralischen Rohstoffe gesehen – einschließlich der dissipativen Stoffe – wird das Recycling daher aller Voraussicht nach in der näheren Zukunft kaum einen Anteil von 50 %, sehr langfristig maximal vielleicht von 70 % bis 80 % des Gesamtbedarfes der Weltwirtschaft an mineralischen Rohstoffen zu decken vermögen. Mit größter Wahrscheinlichkeit wird daher, auch auf lange Sicht gesehen, der zunehmende Bedarf an mineralischen Rohstoffen auf der Erde vor allem durch Primärrohstoffe und durch eine Zunahme von deren Urproduktion gedeckt werden müssen (vgl. FETTWEIS, G.B., 1995b).

Damit ergibt sich der Anschluß an den zweiten oben angeführten Problemkreis der gegenwärtigen Rohstoffdiskussion. Er betrifft, wie bereits gesagt, die Sorge, daß die Lagerstätten der mineralischen Rohstoffe in der Erdkruste in absehbarer Zukunft erschöpft sein werden und daß die Menschen daher gegenwärtig die diesbezügliche Rohstoffbasis der Erde weit überbeanspruchen. In ihrer gegenwärtigen Weise hat diese Diskussion vor allem mit dem Buch „Die Grenzen des Wachstums“ von MEADOWS, D.L. et al. (1972 bzw. 1973) begonnen, dessen Aussagen sich – obgleich in etwas abgeschwächter Form – auch in einer einschlägigen Neubearbeitung der angeführten Verfasser wiederfinden (MEADOWS, D.H.,MEADOWS, D.L. & RANDERS.J., 1992). Die in diesen Büchern für möglich gehaltenen Weltkatastrophen gehen gemäß den zugrundeliegenden Modellrechnungen letztlich sämtlich auf die Annahme zurück, daß in absehbarer Zeit die als eng begrenzt angenommenen Vorräte der Erdkruste an mineralischen Rohstoffen als Grundlage der Wirtschaft zu Ende gehen werden und damit dann auch für die Menschheit die Möglichkeiten entfallen, mit den durch das Bevölkerungswachstum verursachten Existenzproblemen fertigzuwerden (FETTWEIS, G.B., 1981c, 1985b).

In diesem Zusammenhang sei zunächst das folgende festgestellt: Die weltweite Zustimmung zu der aus Grün-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den des Umweltschutzes voll berechtigten Hauptforderung der nachhaltigen Entwicklung, auf eine Verringerung des Verbrauchs an Primärrohstoffen hinzuwirken, geht nicht nur auf die Besorgnisse betreffend die Umwelt zurück, welche weiter oben angesprochen wurden. Vielmehr ist diese Zustimmung fraglos auch maßgeblich durch die Diskussion über eine bevorstehende Erschöpfung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe mitbestimmt worden. Soweit ersichtlich, gilt dies sogar für die Aufstellung dieser Forderung selbst sowie ferner für das Begehren nach „nachhaltiger Entwicklung“ insgesamt. Als Nebenforderung findet sich nämlich in dem diesbezüglichen Schrifttum auch das Verlangen:

„ ... Die Nutzungsrate sich erschöpfender Rohstoffe darf die Rate des Aufbaus sich regenerierender Rohstoffquellen nicht übersteigen ... “ (u.a. MEADOWS, D.H., MEADOWS, D.L. & RANDERS, J., 1992).

An anderer Stelle heißt es hierzu:

„ ... Nicht erneuerbare Ressourcen sollen nur in dem Umfang genutzt werden, in dem ein physisch und funktionell gleichwertiger Ersatz in Form erneuerbarer Ressourcen oder höherer Produktivität der erneuerbaren sowie der nicht erneuerbaren Ressourcen geschaffen wird ... “ (ENQUETEKOMMISSION „SCHUTZ DES MENSCHEN UND DER UMWELT“ des Deutschen Bundestages, 1994).

Wie den zugehörigen Ausführungen zu entnehmen ist, werden unter höherer Produktivität der nicht erneuerbaren Ressourcen dabei ausschließlich

„ ... verbesserte Methoden der Exploration und der Nutzung von Lagerstätten verstanden ... “

Zwar heißt es ferner,

„ ... daß ein kurzfristiger Verzicht auf die Nutzung nicht-erneuerbarer Ressourcen Verwerfungen im ökonomischen und sozialen System verursachen würde, die im Widerspruch zu den ökonomischen und sozialen Zielen eines sustainable development ständen ... “

Als Ziel gefragt, bleibt nach der zitierten Quelle aber jedenfalls:

„ ... Wie kann der Übergang ..... zu einer Wirtschaftsweise erfolgen, die von der Nutzung dieser endlichen Ressourcen unabhängig ist? ... “

Diesen Aussagen gemäß soll also auf die Dauer auf die Urproduktion mineralischer Rohstoffe verzichtet werden.

Die Annahme einer bevorstehenden Erschöpfung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe auf der Erde und damit auch die vorstehend angesprochene Aussage und Nebenforderung der „nachhaltigen Entwicklung“ ist wissenschaftlich nicht haltbar, wie schon seit längerem die diesbezüglichen Untersuchungen maßgeblicher Fachleute zeigen (u.a. WELLMER, F.-W., 1996; WELLMER, F.-W. & KÜRSTEN, M., 1992). Selbst bei Autoren bzw. Institutionen, die dem Bergbau aufgrund der von ihm verursachten Umweltbeeinträchtigungen extrem kritisch gegenüberstehen, heißt es inzwischen:

„ ... Insgesamt wird Mangel an Rohstoff-Vorkommen die Förderung der wichtigsten Bodenschätze in absehbarer Zukunft nicht beeinträchtigen ... “ (YOUNG, J.E., 1992 bzw. 1993).

Dem entspricht, daß, im großen Durchschnitt gesehen, die als abbauwürdig nachgewiesenen Vorräte fester mineralischer Rohstoffe in der Erdkruste heute größer sind denn je. Dies ist der Fall, weil die laufenden Zufundraten nicht nur den ständig steigenden Verbrauch decken, sondern teilweise auch darüber hinaus gehen. Gleichzeitig zeigen ferner die Rohstoffpreise inflationsbereinigt seit Jahrzehnten eine fallende Tendenz statt einer steigenden, wie dies bei zunehmender Knappheit zu erwarten gewesen wäre (WELLMER, F.-W., 1996; YOUNG, J.E., 1992 bzw. 1993).

Maßgeblich hierfür ist es, daß bei einer weltweiten Betrachtung die Vorräte fester mineralischer Rohstoffe in der Erdkruste kein fester Stock mit statischen Grenzen sind, wie fälschlich vielfach angenommen wird, sondern das Ergebnis einer ständigen dynamischen Entwicklung, die auf menschlichen Aktivitäten beruht. Dies gilt nicht nur im Hinblick auf das Auffinden neuer Lagerstätten durch laufende Exploration, die im übrigen von den Bergwerksunternehmen aus finanziellen Gründen nicht stärker betrieben wird, als für eine Betriebsvorsorge von einigen Jahrzehnten nötig ist. Weitaus bedeutsamer ist die laufende Erweiterung der als abbauwürdig zu erachtenden Vorkommen mineralischer Rohstoffe, d.h. der entsprechenden geologischen Körper, durch die technische Entwicklung (vgl. z.B. BENDIEK, A.B., 1995). Tatsächlich rücken im Zuge des technischen Fortschrittes immer mehr Rohstoffvorkommen in der Erdkruste in die Bereiche der Abbauwürdigkeit gemäß Abb. 1; die Kostenkurve senkt sich entsprechend. Ein Ende dieser stetigen Entwicklung ist nicht abzusehen. Vielmehr gilt in vollem Umfang die auch in diesem Zusammenhang geäußerte Meinung:

„Es ist nahezu unmöglich, die menschliche Erfindungsgabe zu überschätzen“ (WELLMER, F.-W. & KÜRSTEN, M., 1992).

Der Autor hat daher auch schon vor geraumer Zeit, u.a. unter Verwendung von statistisch-geologischen und ökonomischen Untersuchungen von BRINCK, J.W. (1971, 1972), das Folgende darlegen können: Das heute bereits absehbare Potential für eine fortschreitende Vergrößerung der abbauwürdigen Vorräte mineralischer Rohstoffe überschreitet die bekannten Mengen nicht nur in einem Maße, das sich durch einige einstellige Zahlen ausdrücken läßt, sondern aller Voraussicht nach um einige Größenordnungen. Dies reicht bis zum Vieltausendfachen oder gar mehr der derzeit als abbauwürdig erachteten Vorräte (FETTWEIS, G.B., 1981c). Zu diesem Potential kommen sodann noch die vielfältigen Möglichkeiten der Substitution von Rohstoffen untereinander. Mit Recht ist daher auch festgestellt worden:

„Die Erde hat mineralische Rohstoffe im Überfluß für eine Bevölkerung von mindestens 10 Mrd.“ (WOODALL, R., 1990).

Das, was zu einem bestimmten Zeitpunkt als abbauwürdiger Vorrat aufzufassen ist, wird ständig durch neue Ideen vermehrt.

Betrachtet man die Erde als Ganzes, so wird mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit die Verfügbarkeit von mineralischen Rohstoffen daher auch, auf unabsehbare Zeit gesehen, nicht an die Grenzen der als Wertstoffe in der Erdkruste vorhandenen Substanz und ihrer Anreicherungen zu Rohstoffvorkommen stoßen (FETTWEIS, G.B., 1981c, 1983b, 1995b). Dagegen muß bis auf weiteres offen bleiben, ob, wo und wann die Tragekapazität der Erde an Umweltbeeinträchtigungen die industrielle Entwicklung und damit auch den Bergbau begrenzen wird. In jüngerer Zeit mehren sich in diesem Zusammenhang jedoch auch die optimistischen Stimmen, d.h. diejenigen, die angesichts der heute schon sehr vielfältigen und der weiter vorhersehbaren Gegenmaßnahmen eine solche Entwicklung nicht kommen sehen (MAXEINER, D. & MIERSCH, M., 1996).

1.3. Faktoren der Abbauwürdigkeit

Auf die im Abschnitt 1 besprochene und dabei auch anhand von Abb. 1. dargelegte Abbauwürdigkeit von Vorkommen mineralischer Rohstoffe als Konsequenz der Differenz von Erlösen und Kosten eines Bergbaus, der sie abbaut, wirken sich eine große Zahl von Einflußgrößen aus.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Schema der Abb. 2 veranschaulicht die Gegebenheiten, die für die Erlöse und die Kosten von Bergwerken von Belang sind. Die unmittelbar ergebnisbestimmenden Einflußgrößen (Abbildung unten) hängen dabei im Wege der Betriebsplanung und des Betriebsablaufes (Bildmitte) von vier Hauptgruppen übergeordneter Einflußgrößen (Abbildung oben) ab. Davon sind die Marktbedingungen und der Stand der Technik jeweils generell und somit unabhängig von der Lagerstätte gegeben. Sie unterliegen entsprechend in besonderem Maße der laufenden wirtschaftlichen und technischen Entwicklung und damit vor allem auch den Einflüssen des technischen Fortschritts, wie er im vorstehenden Abschnitt angesprochen worden ist. Mit der standortgebundenen Lagerstätte unmittelbar verknüpft sind dagegen die geographisch bestimmten Einflußgrößen im weitesten Verständnis, die auch als Standortbedingungen der Lagerstätte angesprochen werden können, sowie die geologisch bestimmten Einflußgrößen, d.h. der Produktionsfaktor Lagerstätte im eigentlichen Sinne (vergleiche dazu die letzten Absätze von Abschnitt 1.). Nachstehend wird nur noch auf diese beiden Hauptgruppen von übergeordneten Einflußgrößen eingegangen.

Die Auswirkungen dieser Lagerstättengegebenheiten finden sich auf der Erlösseite (Abb. 2 unten links) bei Art und Beschaffenheit des Bergbauendproduktes und den damit verbundenen Marktpreisen sowie bei Abzügen oder Zuschlägen in Abhängigkeit von Qualitätsfragen. Auf der Kostenseite (Abbildung unten rechts) stellt der Verzehr des Produktionsfaktors Lagerstätte (bzw. Lagerstättenvorräte) zunächst unmittelbar einen Faktorenmengenverbrauch mit einem zugehörigen Produktionsfaktorpreis dar, d.h. einem Entgelt für das Aufsuchen oder für Kauf, Pacht, Förderzins u.ä.. Darüber hinaus wirken sich die Lagerstättengegebenheiten vor allem als betriebswirtschaftlich zu verstehende „Faktorqualität“ des Produktionsfaktors Lagerstätte aus. In teilweise sehr komplexen Zusammenhängen beeinflußt diese Faktorqualität die Verbräuche an allen anderen Produktionsfaktoren wie Arbeitskräften, Betriebsmitteln und Energie und über deren Faktorpreise somit die Produktionskosten.

Unter den Standortbedingungen bzw. geographischen Gegebenheiten einer Lagerstätte und eines zugehörigen Bergwerks (Abbildung oben) werden – im Sinne der Geographie als Wissenschaft, aber mit Ausnahme der Geologie – sowohl die natürlichen und unveränderlichen als auch alle vom Menschen geschaffenen und von ihm veränderbaren Gegebenheiten eines Standorts verstanden. Entsprechend ist ein Teil der geographisch bestimmten Einflußgrößen fest, ein anderer Teil zeitabhängig vorhanden.

Zwar betreffen Einflüsse geographischer Art mehr oder weniger alle Wirtschaftszweige, im Bergbau besitzen sie aber infolge der unveränderbaren Standortgebundenheit jeder Lagerstätte und der mit ihrer Gewinnung verbundenen Eingriffe in die Natur im allgemeinen ein größeres Gewicht. Die Standortbedingungen lassen sich gemäß dem Schema der Abb. 2 in zwei Hauptgruppen gliedern.

Die erste Gruppe dieser Einflußgrößen betrifft die Situation, die hinsichtlich der erforderlichen Transporte zwischen einer Lagerstätte sowie ihren Absatz- und Beschaffungsmärkten besteht. Dies gilt sowohl für die diesbezüglich vorliegenden Entfernungen als auch für die vorhandene oder mögliche Infrastruktur. Die Kosten für den Transport des Bergbauproduktes zu seinen Verbrauchern fallen umso mehr ins Gewicht, je geringer der vom Markt bestimmte spezifische Wert des Lagerstätteninhalts und damit in der Regel auch der des zugehörigen Bergbauproduktes ist.

Die zweite Gruppe der Standortbedingungen wirkt sich am Lagerstättenstandort selbst aus. Entsprechend ist sie von unmittelbarem Einfluß auf den Betrieb und die Kosten eines Bergwerks. Ihre Untergliederung in verschiedene Faktoren geht aus Abb. 2 hervor.

Betrachtet man diese Gegebenheiten insgesamt, so lassen sich bei ihrer Einflußnahme auf die Abbauwürdigkeit der betroffenen Lagerstätte zwei prinzipielle Einflußweisen unterscheiden, die allerdings auch miteinander verknüpft sind. Die erste geht unmittelbar von den geographischen Bedingungen aus und ist entsprechend einseitig. Die zweite erwächst aus den Wechselwirkungen zwischen dem Bergwerk und seiner Umwelt.

Einseitig und unmittelbar können sich die an einem Lagerstättenstandort bestehenden geographischen Gegebenheiten oft in einem erheblichen Maße und in komplexer Weise auf die Faktormengenverbräuche und die Faktorpreise für einen Bergbaubetrieb auswirken, d.h. auf die erforderlichen Einsatzmengen an Produktionsfaktoren (z.B. menschliche Arbeitskraft oder Energie) und auf die dafür zu zahlenden Preise. Entsprechend bestimmt dies weitgehend auch die Kosten des Bergbaubetriebs. Die diesbezüglichen Zusammenhänge betreffen sowohl die unbeeinflußbar existierenden naturräumlichen Gegebenheiten als auch viele der vom Menschen geschaffenen und prinzipiell veränderbaren Bedingungen im Hinblick auf Infrastruktur und Bebauung sowie die Gesamtheit der sozioökonomischen Bedingungen.

Die Einflußweisen derjenigen Standortbedingungen, bei denen die wechselseitigen Beziehungen zwischen einem Bergwerk und seiner Umwelt eine Rolle spielen, hängen mit dem Sachverhalt zusammen, daß jede Lagerstätte selbst einen wesentlichen Anteil des Naturraumpotentiales an ihrem Standort darstellt. Entsprechend vermag die Nutzung dieses Potentials auch, den betroffenen Raum beträchtlich zu beanspruchen und zu verändern. Das kann vornehmlich zwei Arten von Problemen hervorrufen. Als erstes ist der Eingriff in bestehende Ökosysteme und sonstige geographische Gegebenheiten und damit vor allem die Frage des Umweltschutzes zu nennen. Zum zweiten kann ein Wettbewerb mit der Nutzung anderer Naturraumpotentiale entstehen, wie dies Fremdenverkehr, Wassergewinnung oder auch die Gewinnung anderer mineralischer Rohstoffe sind. Das vermag bis zur gegenseitigen Ausschließung zu führen. Gegebenenfalls ist aber auch eine Symbiose möglich.

Die als weitere Hauptgruppe in Abb. 2 oben angeführten geologisch bestimmten Einflußgrößen für die Abbauwürdigkeit von Vorkommen mineralischer Rohstoffe bilden die eigentliche Faktorqualität des bergbaulichen Produktionsfaktors Lagerstätte. Sie umfassen alle geologischen Merkmale, die für das Bergbauprodukt, das aus der jeweiligen Lagerstätte urproduziert wird oder werden soll, oder für die diesbezüglichen Produktionsprozesse der Gewinnung und Aufbereitung von Bedeutung sind. Im einzelnen sind sie sehr vielfältig.

Bei einer systematischen Betrachtungsweise ist es zweckmäßig, die Merkmale der Lagerstättensubstanz und diejenigen des Lagerstättenkörpers zu unterscheiden und von den letzteren die Lagerstättengröße als gesonderte Gruppe zu erachten. Entsprechend werden nachstehend und gemäß den Übersichten in Abb. 2 sowie in der Tab. 2 drei Hauptgruppen von Merkmalen unterschieden. Diese sind: Lagerstättenqualität, Lagerstättenbonität und Lagerstättenquantität. Gemäß der generellen Wirksamkeit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

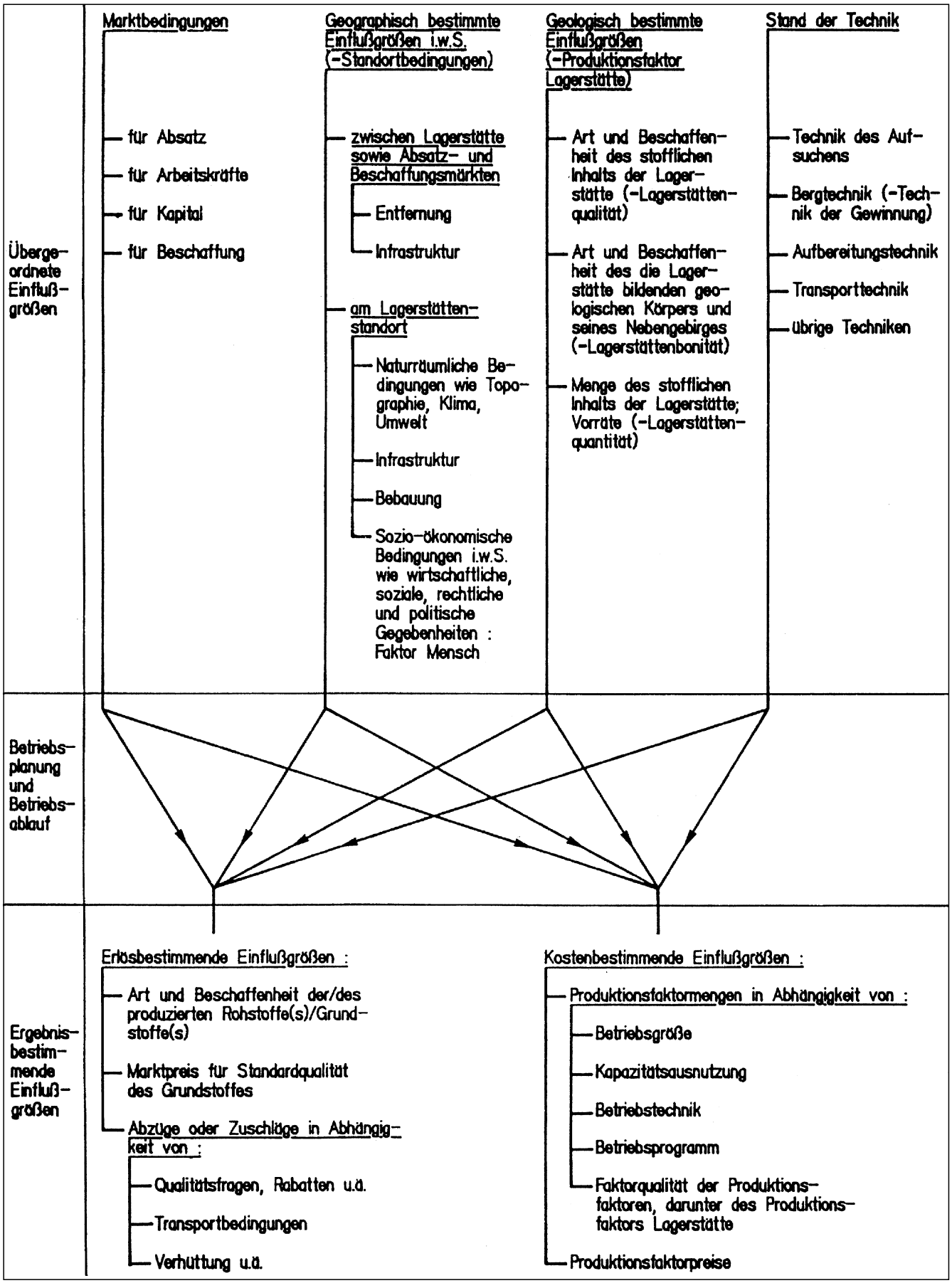


Abb. 2.
Einflußgrößen für Betrieb und Wirtschaftlichkeit von Bergwerken (Gewinnung und Aufbereitung).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 2.
Geologisch bestimmte Einflußgrößen für die Abbauwürdigkeit von Vorkommen bzw. Lagerstätten mineralischer Rohstoffe.

1. Lagerstättenqualität
= für das Produkt der Gewinnung (Rohgut) und für dessen weitere Verwendung (darunter für das Aufbereiten) bedeutsame Merkmale (Faktorqualität) der Lagerstätte
- betrifft die Lagerstättensubstanz (einschließlich ggfs. unvermeidbarer Beimengungen aus dem unmittelbaren Nebengebirge)

1.1 Art und Beschaffenheit der Lagerstättensubstanz im Hinblick auf das Bergbauendprodukt (oder die Bergbauendprodukte) mit Ausnahme von 1.2 und 1.3
- ist produktbestimmend

1.2 Haltigkeit (Gehalt)
- ist bei fehlender Aufbereitung produktbestimmend, bei Aufbereitung produktionsbestimmend und produktbestimmend

1.3 Aufbereitbarkeit
- ist produktionsbestimmend und produktbestimmend

2. Lagerstättenbonität
= für das Gewinnen bedeutsame Merkmale (Faktorqualität) der Lagerstätte (mit Ausnahme der gleich wirksamen Lagerstättenquantität)
- betrifft den Lagerstättenkörper und sein Nebengebirge
- ist produktionsbestimmend

2.1 Mit der Wertstoffverteilung verknüpfte Merkmale
- sind geometrisch beschreibbar

2.1.1 Lagerstättenzugänglichkeit
2.1.2 Lagerstättenform

2.2 Merkmale ohne Bezug zur Wertstoffverteilung
2.2.1 Gebirgsmechanische Gegebenheiten
2.2.2 Hydrogeologische Gegebenheiten
2.2.3 Bergbausicherheitlich bedeutsame geochemisch-mineralogische Gegebenheiten
2.2.4 Geothermische Gegebenheiten

2.3 Regelmäßigkeit bzw. Unregelmäßigkeit der geologischen Gegebenheiten

3. Lagerstättenquantität
- produktionsbestimmend

von Produktionsfaktoren wirken sich die genannten Merkmale bzw. ihre Untergruppen teilweise produktbestimmend, teilweise produktionsbestimmend aus.

Unter der Lagerstättenqualität kann die Gesamtheit derjenigen stofflichen Merkmale eines Rohstoffkörpers – und gegebenenfalls seines unmittelbaren Nebengebirges – verstanden werden, welche unter der Voraussetzung optimaler Gewinnung in das Produktionsgut des Gewinnungsprozesses (im allgemeinen ist dies das Rohgut für die Aufbereitung) eingehen und die dessen Eignung zur weiteren Verwendung bestimmen. Im einzelnen kann die Lagerstättenqualität gemäß Tabelle 2 in drei Untergruppen von größerer Bedeutung weiter untergliedert werden, d.h. in die Art und Beschaffenheit der Lagerstättensubstanz im Hinblick auf die Bergbauendprodukte, in die Haltigkeit bzw. den Gehalt und in die Aufbereitbarkeit.

Von der in Tab. 2 unter Pkt. 1.1 genannten Art und Beschaffenheit der Lagerstättensubstanz im Hinblick auf die Bergbauendprodukte und damit von den stofflichen Merkmalen von Lagerstätten, die über das Rohgut in die Bergbauendprodukte gelangen, hängen die für die Produkte zu erzielenden Preise und damit die Bergwerkserlöse ab. Das betrifft nicht nur die Art der Wertstoffe und die mit diesen verbundenen wertsteigernden oder wertmindernden Begleitstoffe, sondern in Abhängigkeit von der Wertstoffart gegebenenfalls auch sehr mannigfache Qualitätsfragen, wie z.B. die Weiße von Füllstoffen als Funktion ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer mineralogisch-petrographischen Ausbildung. Für die Gewinnung und auch für den Bergbauprozeß insgesamt ist dieser Teil der Lagerstättenqualität somit produktbestimmend.

Der bei der Lagerstättenqualität in Tab. 2 unter Pkt. 1.2 genannte Gehalt der Lagerstättensubstanz an dem eigentlichen Wertstoff bzw. den Wertstoffen, auf welchen der Bergbau umgeht, bestimmt entscheidend die Kosten des jeweiligen Bergbauendproduktes. Diese Kosten sind umso geringer – und damit die Rohstoffe in situ umso wertvoller –, je mehr bereits die Natur den Wertstoff angereichert hat. Daher stellt auch der Gehalt einer Lagerstätte ein vorrangiges Lagerstättenmerkmal dar, nach welchem sich die Abbauwürdigkeit oft in entscheidendem Maße richtet. Die diesbezüglichen prinzipiellen Zusammenhänge gehen aus der nachstehenden Beziehung hervor:

$$KR_p = \frac{g_p \cdot 100}{m \cdot g_R \,(1-d/100)} (KR_{HG} + KR_{HA}) \quad [\text{in GE/ME}]$$

Hierin bedeuten:

KR_p	Kosten des Bergbauendproduktes in GE/ME
KR_{HG}	Kosten der Gewinnung bezogen auf das Rohgut in GE/ME
KR_{HA}	Kosten der Aufbereitung bezogen auf das Rohgut in GE/ME
g_p	Durchschnittlicher Wertstoffgehalt des Bergbauendproduktes in %
g_R	Durchschnittlicher Wertstoffgehalt der gewonnenen (oder zu gewinnenden) Lagerstättensubstanz in %
m	Wertstoffausbringen der Aufbereitung in %
d	Verdünnung im Zuge des Abbaus in %
GE	Geldeinheiten
ME	Mengeneinheiten

Der Gehalt bildet entsprechend den maßgeblichen Teil des Divisors, mit welchem sich aus den auf das Rohgut bezogenen Kosten für Gewinnung und Aufbereitung die Kosten für das Bergbauendprodukt errechnen. Im Prinzip gelten die in dieser Gleichung ausgewiesenen Zusammenhänge für alle Arten von Rohstoffen. Rohstoffspezi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fisch und in Abhängigkeit von der Anzahl der Wertstoffe in einer Lagerstätte sind jedoch Umformungen in Gebrauch.

Unter der in der Tab. 2 unter 1.3 genannten Aufbereitbarkeit des aus einer Lagerstätte gewonnenen Rohguts – und damit der Lagerstättensubstanz – ist der Kehrwert des Widerstandes zu verstehen, den das Rohgut seiner Verarbeitung zu Bergbauendprodukten entgegensetzt. Das betrifft vornehmlich die physikalisch-chemisch mögliche Anreicherung des Wertstoffes (oder mehrerer Wertstoffe) sowie gegebenenfalls auch die Ausscheidung von Schadstoffen. Von der Aufbereitbarkeit hängen entsprechend die Aufbereitungskosten (KR_{HA} in obgenannter Gleichung) und die substantiellen Aufbereitungsergebnisse ab. Letztere umschließen das Wertstoffausbringen (m) und den Wertstoffgehalt im Bergbauendprodukt (g_p). Der erzielbare Wertstoffgehalt im Bergbauendprodukt ist maßgeblich für die Erlöse.

Im einzelnen bewirken zahlreiche Gegebenheiten der mineralogisch-petrographischen Zusammensetzung, der Körnung sowie der zugehörigen physikalischen und chemischen Eigenschaften eines gewonnenen Lagerstätteninhaltes dessen Aufbereitbarkeit. Vor allem spielt hierbei eine Rolle, in welcher Weise im Hinblick auf Größenbereich, Verteilung und Gestalt der Körnung (Verwachsungsgrad) sowie mit welchen Gangarten bzw. Lagerarten der Wertstoff im Rohstoff verwachsen ist und welche Schwankungsbreiten dabei vorliegen. Die diesbezüglichen Zusammenhänge und Werte sind rohstoffspezifisch und lagerstättenspezifisch außerordentlich unterschiedlich. Prinzipiell sind sie daher vor Aufnahme eines Betriebes nach Art und Gewicht durch eigene Aufbereitungsversuche zu erheben. Es sind Fälle vorgekommen, in denen eine mangelhafte Prüfung der Aufbereitbarkeit dafür verantwortlich war, daß neu errichtete Bergwerke kurz nach Betriebsaufnahme stillgelegt werden mußten, da es nicht gelang, verkaufsfähige Bergbauendprodukte zu erzeugen.

Die zweite in Tab. 2 angeführte Hauptgruppe der geologisch bestimmten Einflußgrößen für die Abbauwürdigkeit bildet die Lagerstättenbonität. Darunter wird die Gesamtheit derjenigen geologischen Merkmale eines Vorkommens mineralischer Rohstoffe und seines Nebengebirges, mit Ausnahme der Lagerstättenquantität, verstanden, die für die Gewinnung des Rohstoffkörpers von Einfluß sind. Der Ausdruck Bonität ist demjenigen der Gewinnbarkeit vorzuziehen, da der letztere im Hinblick auf verschiedene im Umlauf befindliche Verständnisse des Begriffes Gewinnung zu Mißverständnissen führen kann. Die Lagerstättenbonität bestimmt gemeinsam mit der Lagerstättenquantität die auf das Rohgut bezogenen Kosten der Gewinnung. Sie ist entsprechend produktionsbestimmend. Die Merkmale der Bonität können gemäß Tab. 2 danach unterschieden werden, ob sie direkt mit der Wertstoffverteilung des Vorkommens verknüpft sind oder nicht.

Mit der Wertstoffverteilung verknüpft sind Lage und Gestalt des Rohstoffkörpers und damit alle seine geologischen Gegebenheiten, die sich geometrisch ausdrücken lassen. Dazu gehören sowohl die Zugänglichkeit (Überlagerung, Teufe) als auch die Form der Lagerstätte mit Einfallen, Erstreckung im Streichen und im Fallen, Mächtigkeit sowie mit genetisch oder tektonisch bedingter Zergliederung. Die diesbezüglichen Werte beeinflussen den gesamten Betriebszuschnitt eines Bergwerks, die Frage des Abbauverfahrens sowie die Abbauführung in räumlicher und zeitlicher Hinsicht.

Maßstab der in Tab. 2 unter 2.1.1 genannten Lagerstättenzugänglichkeit ist die kürzeste Entfernung des jeweiligen Lagerstättenkörpers zur Tagesoberfläche oder zu einer benachbarten von der Tagesoberfläche aufgeschlossenen Lagerstätte. Im Flachland deckt sich die Distanz zur Tagesoberfläche mit der Teufe, im gebirgigen Gelände kann sie auch der Länge einer söhligen oder geneigten Strecke entsprechen. Der Teufe ist die Überlagerung zumindest gleich; im Gebirge, d.h. beim Stollenbau, vermag die Überlagerung jedoch wesentlich größere Werte zu erreichen als die kürzeste Entfernung zur Tagesoberfläche.

Die Zugänglichkeit bestimmt die Länge von Bohrlöchern zur Exploration und ist im weiteren – gemeinsam mit der Lagerstättenmächtigkeit – die wichtigste geologisch gegebene Größe zur Wahl der Betriebsart (Tagebau oder Untertagebau). Das Verhältnis von Überlagerung zu Mächtigkeit wird dabei generell als Überlagerungsverhältnis bezeichnet. Die Tagebaukosten steigen, je größer das Überlagerungsverhältnis ist.

Im Untertagebau hängen von der Zugänglichkeit sowohl Art und Länge der Wege zum Rohstoffkörper und damit die Kosten für die Ausrichtung ab als auch der Aufwand für die Logistik bzw. Versorgung und Entsorgung des Abbaus (insbesondere für Förderung einschließlich Material- und Bergeversorgung, Wetterführung, Wasserhaltung). Mit der Überlagerung nehmen zudem generell Gebirgsdruck und Gebirgswärme zu, die beherrscht werden müssen.

Die Form des Lagerstättenkörpers gemäß Punkt 2.1.2 in Tab. 2 ist bergbaulich besonders bedeutsam. Sie kommt in der Anordnung der Grenzflächen der Lagerstätte zum Ausdruck. Ungeachtet dessen, daß die Lagerstättengrenzen letzten Endes immer wirtschaftlich bestimmt sind, lassen sich in diesem Zusammenhang zwei prinzipielle Fälle unterscheiden (FETTWEIS, G.B., 1990). Kompaktlagerstätten besitzen in erster Linie Grenzen, die entlang klar erkennbarer geologischer Strukturen verlaufen. Dagegen müssen bei den Diffuslagerstätten, d.h. bei einem diffusen, zum Tauben hin langsam abnehmenden Wertstoffgehalt des betrachteten Gebirges die Grenzen aufgrund ausschließlich wirtschaftlich ausgerichteter Überlegungen gedanklich gezogen und entsprechend dokumentiert werden. Im übrigen bestehen beide Arten von Lagerstättengrenzen in mannigfacher Form nebeneinander. Im einzelnen kann also dieselbe Lagerstätte teilweise von strukturellen, teilweise auch von ökomischen Grenzen der vorgestellten Art umschlossen sein.

Prinzipiell ist es möglich, die Lagerstättenformen danach zu klassifizieren, ob sie bevorzugt eindimensional, zweidimensional oder dreidimensional ausgebildet sind. Entsprechend spricht man von schlauchförmigen, plattenförmigen oder massigen Lagerstätten. Dabei kann allerdings innerhalb dieser Gruppen die Variationsbreite außerordentlich groß sein, wobei bergbaulich sowohl faltungs- und bruchtektonische Beanspruchungen als auch syngenetisch bestimmte Zergliederungen oder epigenetische Intrusionen von Bedeutung sein können. Auf jeden Fall ist es möglich – ausreichende Explorationsergebnisse vorausgesetzt – die jeweilige Lagerstättenform durch geometrische Angaben und ergänzende Beschreibungen der vorliegenden Unregelmäßigkeiten zu charakterisieren. Das betrifft sowohl die Mächtigkeit und das Einfallen des Lagerstättenkörpers sowie dessen Erstreckung im Streichen und im Einfallen als auch die zugehörige Tektonik.

Für den Abbau ist im allgemeinen die Mächtigkeit das wichtigste Formmerkmal einer Lagerstätte. Die Einsatzmöglichkeiten von Maschinen werden davon ebenso be-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stimmt wie die Möglichkeiten der Gebirgsbeherrschung. Bei den plattenförmigen Lagerstätten sind von den Lagerungsgruppen des Einfallens (0–20 gon flachgelagert, 20–40 gon mäßig geneigt, 40–60 gon stark geneigt, 60–100 gon steil gelagert) die flache und die steile Lagerung in der Regel vorteilhafter für den Abbau als die geneigte. Das Gewicht, welches die Mächtigkeit einerseits und welches das Einfallen andererseits im Einzelfall besitzen, hängt dabei sowohl von der Größe des jeweils anderen Merkmals ab als auch von Gegebenheiten dritter Art. Dazu zählen vor allem die Festigkeitseigenschaften der Lagerstätte und ihres Nebengebirges.

Je weniger tektonisch beansprucht ein Lagerstättenkörper ist, umso günstiger sind die Bedingungen für seinen Abbau. Dabei spielt die mehr oder minder starke Beeinträchtigung der Abbaufeldgrößen durch begrenzende tektonische Elemente ebenso eine Rolle wie die allfällige Beeinträchtigung der Gebirgsstruktur innerhalb der Abbaubereiche. Die Kleintektonik geht fließend in den für die geomechanischen Bedingungen bedeutsamen Bereich des Gebirgsgefüges über.

Die unter Pkt. 2.2 in Tab. 2 genannten Merkmale der Lagerstättenbonität, die keinen direkten Bezug zur Wertstoffverteilung aufweisen, ergeben sich aus dem Sachverhalt, daß die Lagerstätte und ihr bergbaurelevantes Nebengestein einen Teil des Gebirges bilden. Demgemäß sind dem Produktionsfaktor Lagerstätte auch alle geologischen Merkmale zuzuschreiben, die generell bei technischen Eingriffen in das Gebirge eine Rolle spielen. Dabei lassen sich gemäß Tab. 2 vier Gruppen von Gegebenheiten unterscheiden.

Die Hauptkennzeichen für die gebirgsmechanischen Gegebenheiten sind Gestein, Gebirge und Gebirgsdruck. Der Unterschied zwischen Gestein und Gebirge ist vor allem bei den – im Bergbau zumeist vorherrschenden – Festgesteinen von Belang, dagegen weniger bei Lockergestein. Die Gesteinseigenschaften sind in der Regel für die Lösearbeit maßgebend, wobei sie sich z.B. als Bohrbarkeit, Sprengbarkeit, Schneidbarkeit oder als Grabwiderstand auswirken. Bei Stabilitätsproblemen kommt es dagegen vornehmlich auf die Gebirgseigenschaften an, die außer vom Gestein vor allem vom Gebirgsgefüge (Flächengefüge infolge Schichtung, Schieferung und Klüftung) und von der Wasserführung abhängen. Untertage bestimmen die Gebirgseigenschaften zusammen mit dem Gebirgsdruck die beherrschbaren Spannweiten und die mögliche Gestalt aller Arten von Grubenbauen sowie den Grubenausbau. Gemeinsam mit der Lagerstättenform sind sie entsprechend außer für die Ausrichtung vor allem auch für die Auswahl und den Zuschnitt der Abbauverfahren von herausragendem Belang und damit für den zentralen Vorgang der Gewinnung und für dessen Kosten. (Unter den Abbauverfahren ist die verschieden mögliche – und entsprechend klassifizierte – Art und Weise zu verstehen, mit der sich die Abbaufronten räumlich, zeitlich und nach Art der Lösearbeit über die ihnen zugewiesenen Teile, d.h. die Bauabschnitte einer Lagerstätte, bewegen und wie dabei das Gebirge beherrscht wird). Ein Beispiel für die entsprechende Bedeutung der Gebirgseigenschaften im Tagebau ist die Böschungsproblematik.

Die mit einer Lagerstätte mineralischer Rohstoffe verbundenen hydrogeologischen Gegebenheiten sind von alters her ein maßgeblicher Faktor der Abbauwürdigkeit. Das gilt auch noch gegenwärtig. In den USA konnten in den 60er Jahren die Kosten für die Gewinnung bei zwei mittelgroßen Erzgruben miteinander verglichen werden, die sich praktisch nur hinsichtlich ihrer Hydrogeologie unterschieden. Die Produktionskosten der nassen Grube, die Wasserzuflüsse von 400 m^3 je Stunde beherrschen mußte, überstiegen dabei diejenigen der trockenen Grube um mehr als das Doppelte. Außer den wirtschaftlich bedeutsamen Einflüssen der hydrogeologischen Gegebenheiten, sei es durch direkte oder indirekte Einflüsse auf den Bergwerksbetrieb, sei es durch Bergschäden einschlägiger Art, können mit Wasser auch beträchtliche sicherheitliche Probleme verbunden sein.

Unter den sicherheitlich bedeutsamen geochemisch-mineralogischen Merkmalen einer Lagerstätte werden vor allem folgende Gegebenheiten verstanden: Anteil pneumokonogener Bestandteile an den hereinzugewinnenden Gesteinen im Hinblick auf die Gefahr von Silikose; natürliche Radioaktivität, insbesondere auch in Gestalt von Radon; Gasführung des Gebirges, Art der Gase und der Gasbindung; Oxidierbarkeit und damit Selbstentzündungsgefahr bei Kohle; Explosionsfähigkeit von Kohlenstaub. – Gase können in allen bitumenführenden Gesteinen vorkommen, auch wenn das Bitumen nur in Spuren vorhanden ist.

Die geothermischen Gegebenheiten spielen im allgemeinen nur bei größeren Teufen ein Rolle, wie sie in Österreich in dem 1976 stillgelegten Kohlenbergbau Fohnsdorf vorlagen. Zu nennen sind die Gebirgstemperatur und der damit verknüpfte Temperaturgradient sowie die wärmephysikalischen Eigenschaften des Gebirges.

In der Tab. 2 ist unter Pkt. 2.3 zusätzlich auch die Regelmäßigkeit bzw. Unregelmäßigkeit der geologischen Gegebenheiten als ein eigenständiger Faktor der Lagerstättenbonität angeführt. Das ergibt sich aus dem Sachverhalt, daß die diesbezüglich vorliegenden Bedingungen den Abbauprozeß im Hinblick auf die Möglichkeiten der Betriebskonzentration und des Einsatzes leistungsfähiger Verfahren maßgeblich bestimmen können. Dies gilt unabhängig von der durchschnittlichen Gunst oder Ungunst der geologischen Gegebenheiten für die bergbaulichen Arbeiten. Die angesprochene Einflußmaßnahme von Unregelmäßigkeiten betrifft im übrigen nicht nur die Faktoren der Lagerstättenbonität, sondern auch die der Lagerstättenqualität. Vor allem kann es zum Zwecke der Erzielung eines für die Aufbereitung geeigneten gleichmäßigen Rohguts zu speziellen Maßnahmen der Abbauführung und einer entsprechenden Erhöhung der Gewinnungskosten kommen.

Den dritten Hauptfaktor der geologisch bestimmten Einflußgrößen für die Abbauwürdigkeit von Vorkommen bzw. Lagerstätten mineralischer Rohstoffe stellt die Lagerstättengröße und stellen damit die Lagerstättenvorräte dar. Sie werden in Tab. 2 als Lagerstättenquantität ausgewiesen, wie dies auch in Abb. 2 der Fall ist.

Der wichtigste Einfluß der Lagerstättenquantität betrifft ihre Kostenwirksamkeit. Mit zunehmenden Vorräten können größere Bergwerke realisiert werden. Diese arbeiten mit geringeren Kosten bezogen auf die Mengeneinheit der Vorräte als kleinere Betriebe. Mit steigenden Vorräten einer Lagerstätte fallen also die Kosten für ihren Bergbau.

Maßgeblich für diesen Zusammenhang sind vor allem zwei Sachverhalte. Zum ersten ist dies die durch die Endlichkeit der Lagerstätten bestimmte Einflußnahme der Lagerstättenvorräte auf die optimale Betriebsgröße von Bergwerken: Mit steigenden Vorräten wächst die optimale Betriebsgröße des zugehörigen Bergwerks. Als optimal ist dabei diejenige Betriebsgröße (Kapazität) und damit die planmäßige Fördermenge eines Bergwerks in Mengeneinheiten je Zeiteinheit anzusehen, bei welcher ein Kostenmi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nimum bezogen auf die Mengeneinheit der vorliegenden Vorräte erzielt werden kann; größere oder kleinere Bergwerke würden diesen Vorrat also teurer abbauen. Mit dieser Einflußnahme wird zum zweiten die Kostendegression wirksam, die nach einer anderen Gesetzmäßigkeit generell in Betrieben der Wirtschaft mit steigender Betriebsgröße verbunden ist. Die bei größeren Produktionsmengen zum Einsatz gelangenden größeren Maschinen und Anlagen arbeiten zumeist mit einem auf die Produktionsmenge bezogenen geringeren Kapital- und Personalbedarf und mit einem höheren technischen Wirkungsgrad (economy of scale). Entsprechend geringer sind bei Bergwerken mit großen optimalen Betriebsgrößen die durchschnittlichen Kosten für Gewinnung und Aufbereitung je Einheit der Fördermenge und damit auch je Einheit der Vorräte im Vergleich zu kleineren Betrieben.

Zusätzlich zu ihrer Kostenwirksamkeit vermag die Lagerstättenquantität gegebenenfalls auch Einfluß auf die Erlöse von Bergwerken auszuüben. Dies ist der Fall, wenn bessere Qualitäten des Bergbauendproduktes durch eine komplexere Aufbereitungsanlage – die sich bei kleineren Vorräten nicht amortisiert – erzeugt oder wenn längere Lieferverträge mit günstigeren Preisbedingungen abgeschlossen werden können.

Zum Abschluß der Ausführungen über die Faktoren der Abbauwürdigkeit möge eine diesbezügliche zusammenfassende Aussage des Berggesetzes 1975 stehen. Sie bezieht sich auf diejenigen mineralischen Rohstoffe, die wegen ihrer relativen Seltenheit und Bedeutung bergrechtlich als bergfrei behandelt werden. Das bedeutet unter anderem, daß die Verleihung einer Bergwerksberechtigung für ein erschlossenes Vorkommen bergfreier mineralischer Rohstoffe nur möglich ist, wenn dieses Vorkommen als abbauwürdig angesehen werden kann (FETTWEIS, G.B., 1977b). Im § 34, Abs. 4, Berggesetz 1975 heißt es hierzu:

„ ... Als abbauwürdig sind natürliche Vorkommen bergfreier mineralischer Rohstoffe, solche enthaltende verlassene Halden oder Teile davon anzusehen, wenn sie wegen
1. ihrer Art und Lage,
2. der Art, Menge und Beschaffenheit der anstehenden bergfreien mineralischen Rohstoffe,
3. der technischen Möglichkeiten des Gewinnens und Aufbereitens dieser mineralischen Rohstoffe sowie
4. deren Verwertungsmöglichkeiten

voraussichtlich mit wirtschaftlichem Nutzen abgebaut werden können ... “

1.4. Exploration und bergbauorientierte Lagerstättenforschung

Die geowissenschaftliche Karte, zu welcher der vorliegende Begleitband gehört, ist für den österreichischen Bergbau von großem Wert. Die Karte stellt eine wichtige Grundlage für das Aufsuchen von abbauwürdigen Lagerstätten im Bundesgebiet dar, das in Abschnitt 1 als bergbauliche Teilaufgabe vorgestellt worden ist. Zugleich bildet das Aufsuchen von Lagerstätten denjenigen Tätigkeitsbereich des Bergbaus, in welchem die bergbauorientierten Teile der Geowissenschaften und die Bergbauwissenschaften besonders eng miteinander verknüpft sind. Das Aufsuchen ist demgemäß noch stärker als der Bergbau im allgemeinen ein interdisziplinärer Vorgang.

Nach dem im 1. Abschnitt dieser Ausführungen zitierten Wortlaut des Berggesetzes 1975 gliedert sich das Aufsuchen in zwei Teilaufgaben. Das Suchen nach mineralischen Rohstoffen entspricht etwa der Prospektion im herkömmlichen deutschsprachigen Verständnis. Die daran anschließende Exploration deckt sich folglich mit dem Erschließen und Untersuchen von Vorkommen mineralischer Rohstoffe zum Feststellen der Abbauwürdigkeit, wie es im Text des Berggesetzes heißt. Für die Ausführung beider Teilaufgaben des Aufsuchens sind sowohl geowissenschaftliche als auch bergbauwissenschaftliche Überlegungen und Methoden erforderlich. Dabei überwiegt im zeitlichen Ablauf zunächst die geowissenschaftliche Seite, vor allem mit ihren lagerstättengenetischen Ansätzen, und zum Schluß der bergbauwissenschaftliche Bereich. Dazwischen befindet sich ein fließender Übergang (FETTWEIS, G.B., 1977c, 1981c, 1990).

In Übereinstimmung damit gliedert die ÖNORM G 1050 „Klassifikation von Vorkommen fester mineralischer Rohstoffe“ die Stufen der einschlägigen Erhebungen in Wirtschaftsgeologische Untersuchungen und Beurteilungen, Bergwirtschaftliche Untersuchungen und Beurteilungen und Bergbauliche Untersuchungen und Bewertungen. Die Prospektion ist beendet, wenn ein Rohstoffvorkommen von wirtschaftsgeologischem Interesse gefunden worden ist. Die Exploration sammelt sodann die Daten für die Ermittlung, ob und in welchem Umfang abbauwürdige oder bedingt abbauwürdige Vorräte vorliegen. Den Abschluß eines erfolgreichen Ablaufs bildet die Erfassung der wertbestimmenden Lagerstättenmerkmale und der Lagerstättenvorräte eines Vorkommens mineralischer Rohstoffe.

Im einzelnen ist der Ablauf des Aufsuchens ein von Fall zu Fall sehr spezifischer und vielfach iterativer mehrstufiger Prozeß. Er wird durch laufende Entscheidungen über die Vorgangsweise und über die Fortführung oder Einstellung der Arbeiten strukturiert. Diese Entscheidungen werden sowohl von den vorliegenden geographischen und geologischen Bedingungen bestimmt als auch von dem Ausgang der jeweils abgeschlossenen Untersuchungen sowie von darauf aufbauenden Kosten- und Nutzenüberlegungen im Hinblick auf weitere Erhebungen. Dabei kommt es nicht zuletzt auf eine Abschätzung der Erfolgsaussichten an.

Die Aussichten für ein erfolgreiches Aufsuchen von abbauwürdigen Lagerstätten hängen dabei in großem Umfang von den bereits vorhandenen geologischen Kenntnissen als Grundlagen für das Arbeitsprogramm ab, insbesondere auch von Informationen der Art, wie sie die in diesem Buch besprochene Karte bietet. Aber auch bei dem Vorliegen derartiger Informationen belaufen sich die Erfolgschancen für ein volles Programm von Prospektion und Exploration zumeist nur auf ein Verhältnis von einem Erfolg zu hundert bis zu einigen hundert Mißerfolgen. Dies gilt, wie entsprechende Erhebungen gezeigt haben, jedenfalls für den klassischen Metallerzbergbau (SAMES, W. & WELLMER, F.-W., 1981; WELLMER, F.-W., 1981). Maßgeblich hierfür ist das bergbauspezifische Risiko, das aus den Ungewißheiten der Geologie erwächst.

Das Aufsuchen von Lagerstätten ist daher auch ein herausragender Fall von unternehmerischen Vorhaben, die unter Unsicherheiten ausgeführt werden müssen. Bergbaugesellschaften verrichten infolgedessen und wegen der mit dem Aufsuchen verbundenen Kosten im allgemeinen auch einschlägige Arbeiten nur in dem Umfang, der für ihren weiteren Bestand erforderlich ist. Das beschränkt sich in der Regel auf eine Sicherung von abbauwürdigen Vorräten, die für eine Lebensdauer im Bereich zwischen 10 bis zu einigen 10 Jahren reichen. Dieser Umstand ist bei der Beurteilung von Angaben über die Höhe der abbauwürdigen Vorräte stets zu berücksichtigen. Das gilt vor allem auch für die Zusammenfassung der Einzeldaten zu Vorratsangaben von ganzen Regionen und Ländern sowie für die Erde insgesamt (vgl. dazu auch Abschnitt 2).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Aufsuchen von Lagerstätten durch Prospektion und Exploration ist somit jedenfalls ein sequentieller, Informationen gewinnender und verarbeitender Prozeß. Die hierbei gewonnenen Erkenntnisse über Vorkommen und Lagerstätten sind nicht selten

> „ ... verwertbare, d.h. vermögenswirksame Informationen und damit knappe Güter im Wirtschaftsprozeß, die sorgsam und sparsam verwendet werden müssen ... “ (KRÜGER, A.C., 1987).

Im Rahmen der an die Prospektion anschließenden Exploration und der darauf aufbauenden Feststellungen zur Abbauwürdigkeit – und damit im Verlauf der Substanzerfassung von Vorkommen und Vorräten – lassen sich generell die folgenden fünf miteinander verwobenen und sich schrittweise wiederholenden Vorgänge unterscheiden:

1) Erkundung der für die Substanzberechnung und Substanzbeurteilung maßgeblichen geologischen und geographischen Merkmale eines gefundenen Vorkommens.
2) Beurteilung und Abgrenzung der zu erfassenden Substanz durch technisch-wirtschaftlich bestimmte Überlegungen. Im Gleichlauf damit:
3) Mengenberechnung der zu erfassenden Substanz, bei nicht homogenen Vorkommen differenziert nach Bonitäts- und Qualitätsklassen.
4) Klassifikation, d.h. Einteilung der erfaßten Substanz nach entsprechenden Systemen.
5) Dokumentation der erfaßten Substanz und der mit ihr verbundenen geologischen und geographischen Merkmale.

Die vorstehend an erster Stelle genannte Erkundung der geologischen Daten von Vorkommen mineralischer Rohstoffe ist die primäre Aufgabe der Exploration. Für sie kommt der ganze Fächer der einschlägigen geologischen, geophysikalischen, geochemischen, bergtechnischen, geostatistischen und markscheiderischen Methoden in Betracht, einschließlich der zuzuordnenden Bemusterungen.

Die darauf aufbauende Beurteilung eines Vorkommens oder von Vorkommensteilen zwecks Abgrenzung der zu erfassenden Substanz beginnt in der Regel durch Anwendung von geschätzten Grenzwerten (Konditionen) für Qualität, Bonität und Quantität sowie u.U. auch für die geographische Lage. Die Werte dürfen nicht unterschritten bzw. überschritten werden, wenn das beurteilte Vorkommen oder Teile von ihm als Lagerstätte eingestuft werden sollen. Im Vordergrund stehen dabei Werte für minimale oder – bei Schadstoffen – maximale Gehalte, für maximale Teufen sowie für minimale Mächtigkeiten und Vorräte. Zusätzlich kommen von den geologisch bestimmten Einflußgrößen vorwiegend noch maximale Mächtigkeiten tauber Zwischenmittel, maximale Abraumverhältnisse, Grenzwerte der tektonischen Einstufung oder maximale Wasserzuflüsse in Betracht. Für das Vorkommen eines bestimmten mineralischen Rohstoffs sind hierzu Erfahrungszahlen zu verwenden, die sich auf ähnliche geologische Bedingungen beziehen und die von bestehenden Bergwerken oder von Planungen anderswo übernommen werden können. Ein Beispiel hierfür bietet die Abgrenzung von Kohlenlagerstätten mit Hilfe von Grenzwerten für Teufe, Mächtigkeit, Asche- und Schwefelgehalt.

Die vorstehend umrissene Vorgangsweise gilt auch im weiteren Verlauf der Erhebungen in der Regel stets für die Grenzziehung zwischen bedingt bauwürdigen und unbauwürdigen Substanzmengen von Vorkommen und damit zwischen Lagerstätten und den darüber hinausgehenden Vorkommen gemäß Abb. 1. Nur in relativ einfachen Fällen wird sie in erster Näherung auch für die Ermittlung von abbauwürdigen Lagerstätten bzw. Lagerstättenvorräten herangezogen. Im allgemeinen erfordert diese Abgrenzung letztlich stets eingehende Wirtschaftlichkeitsrechnungen in Gestalt von Durchführbarkeitsstudien oder zumindest Vorläufigen Durchführbarkeitsstudien. Diese müssen auf konkreten Bergwerksplanungen für das betroffene Vorkommen aufbauen.

Die nach der obigen Aufzählung im Gleichlauf mit den Abgrenzungen gegebenenfalls vorzunehmenden Mengenberechnungen beruhen im allgemeinen auf einer Kombination von Volumens-, Dichte- und Gehaltsermittlungen für die diesbezüglich festzulegenden Bereiche (Teilkörper, Blöcke, Flächeneinheiten, Elementarzellen) des betrachteten Rohstoffkörpers. Dabei können mathematisch-statistische Überlegungen und vor allem die Verfahren der Geostatistik als Hilfsmittel dienen. Für die bei einem positiven Ergebnis der Exploration ermittelten Lagerstättenvorräte sind folgende Angaben in Gebrauch:

1) Bei Lagerstätten, die nicht gänzlich aus nutzbaren Komponenten bestehen, wie insbesondere bei den Erzen:
   a) Angabe der gesamten Menge der betrachteten Lagerstättensubstanz (des Lagerstättenvolumens) mit ergänzender Angabe des Durchschnittsgehaltes an Wertstoff(en), mit ergänzender Qualitätskennzeichnung der Wertstoffe oder ohne diese, je nach deren Art,
   b) wie a) aber nach Abzug von tauben Einlagerungen,
   c) Angabe des Wertstoffinhaltes der betrachteten Lagerstättensubstanz, gegebenfalls getrennt nach mehreren Wertstoffen, mit ergänzender Qualitätskennzeichnung der Wertstoffe oder ohne diese, je nach deren Art,
   d) wie c) aber nach Abzug von Taubeinlagerungen.
2) Bei Vorräten, die gänzlich oder vornehmlich aus nutzbaren Komponenten bestehen:
   a) Angabe der gesamten Menge der betrachteten Lagerstättensubstanz mit ergänzenden Qualitätsangaben (z.B. bei Kohle sowie bei Kies, Schotter und Sand für Bauzwecke),
   b) wie a) aber nach Abzug von Taubeinlagerungen (z.B. bei Kohlenflözen).

Die Mengenangaben von Vorräten setzen sich stets aus einer Maßzahl und einer entsprechenden Mengeneinheit zusammen. Die Mengenangabe gilt bei festen mineralischen Rohstoffen generell in Masseeinheiten (Ausnahme Volumeneinheiten bei Wertstoffangaben von Quecksilberlagerstätten). International finden sich noch häufig Angaben, die nicht dem SI-System entsprechen.

In vielen Fällen kann es zweckmäßig sein, zusätzlich zu den Lagerstättenvorräten auch die darüber hinausgehenden Substanzmengen von Vorkommen, sofern sie zahlenmäßig erfaßt worden sind, als eine eigene Mengenkategorie festzuhalten und zu dokumentieren. Die Vorteile einer solchen Vorgangsweise sind es, die Kenntnisse über den geologischen und den geochemischen Aufbau der Erdkruste zu verbessern und damit auch eine bessere Basis für die zukünftige Ermittlung von Lagerstättenvorräten zu schaffen. Nicht zuletzt verringern sich hierbei die Möglichkeiten von Fehlbeurteilungen und Fehleinstufungen; das Problem kann nicht entstehen, mühsam erhobene Substanzmengen trotz ihrer langfristig zu erwartenden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unbauwürdigkeit eventuell doch als – bedingt abbauwürdige – Vorräte einzustufen. Im einzelnen haben sich bisher zwei Vorgangsweisen bei der mengenmäßigen Erfassung von Vorkommen herausgebildet.

Die erste Vorgangsweise sieht die Vorkommen ausschließlich als ergänzende Mengenkategorie an. Sie dokumentiert entsprechend gesondert diejenigen im Zuge des Aufsuchens gegebenenfalls festgestellten Mengen an mineralischen Rohstoffen, welche nicht als Vorräte eingestuft werden können. Diese Methode sehen insbesondere die Richtlinien zur Klassifikation von Lagerstättenvorräten der Vereinten Nationen aus dem Jahre 1979 vor sowie diejenigen des US Bureau of Mines und des US Geological Survey aus dem Jahre 1980. Letztere sprechen hierbei von Other Occurrences. Auf die Einführung einer übergeordneten Kategorie für die Gesamtheit der erfaßten mineralischen Rohstoffe wird jedoch verzichtet.

Dagegen geht das Konzept der zweiten Methode von einem untersuchten geologischen Gesamtvorkommen aus, das, soweit es entsprechend erfaßt wurde, auch mengenmäßig ausgewiesen wird. Dieses Gesamtvorkommen wird sodann in die – zeitlich stärker veränderbaren – Vorräte und in die Übrigen Vorkommen aufgeteilt. Die Methode genügt damit nicht zuletzt den modernen Möglichkeiten der Erfassung und Bearbeitung geologischer Daten, da erforderlichenfalls Änderungen der Mengenangaben relativ einfach vorgenommen werden können. Sie liegt den österreichischen Richtlinien für die Klassifikation fester mineralischer Rohstoffe aus dem Jahre 1989 zugrunde (ÖNORM G 1050). Im Prinzip deckt sie sich auch mit dem Ansatz von sogenannten „Geologischen Vorräten“, der nicht selten in der Praxis bei der Substanzermittlung von festen mineralischen Rohstoffen zu finden ist. Allerdings hat gerade dies zu mannigfachen Mißverständnissen geführt, da vielfach – und nicht nur von der Allgemeinheit – unter Vorräten bereits eine konkrete wirtschaftliche Kategorie verstanden wird. Folglich sollte der Ausdruck Vorräte auch nur für Mengen verwendet werden, die in absehbarer Zukunft von wirtschaftlichem Interesse sein können.

Für die in der obigen Aufzählung an vierter Stelle genannte Klassifikation von Vorräten mineralischer Rohstoffe sind sowohl nationale als auch internationale Richtlinien und Systeme in Gebrauch. Generell werden die Vorratsmengen dabei nach drei Kriterien klassifiziert. Dies ist zum ersten der Grad der geologischen Gewißheit. Die Einstufung in die entsprechenden drei bis fünf Kategorien erfolgt bisher in allen Systemen – mit Ausnahme desjenigen der UN/ECE 1996 – mit Hilfe verbaler Beschreibungen des jeweils geforderten Standes der Kenntnisse, wie sie durch die vorgenommenen Untersuchungen gewonnen sein müssen. Die österreichische Norm kennt die Kategorien sicher, wahrscheinlich, angedeutet, vermutet und prognostisch. Das zweite stets verwendete Einteilungskriterium sind die in Abschnitt 1. vorgestellten Stufen der Abbauwürdigkeit. Zum Teil werden die bedingt abbauwürdigen Vorräte hierbei noch einmal unterteilt in eine marginale und eine submarginale Menge, wie dies z.B. auch in der österreichischen Norm der Fall ist. Das dritte Kriterium unterscheidet nach anstehenden und ausbringbaren Vorratsmengen. Häufig erfolgt die Einordnung in die Kategorien der drei Kriterien nicht nur verbal, sondern zusätzlich auch mit Hilfe alphanumerischer Codes.

Vielfach werden gemäß dem erläuternden diesbezüglichen Schema der Abb. 3 die Vorratsklassen abnehmender Gewißheit und abnehmender Abbauwürdigkeit einander matrixartig zugeordnet. Die ausbringbaren Vorräte stellen hierbei eine Teilmenge der anstehenden Substanz dar.

In der österreichischen Norm G 1050 werden die Vorräte gemäß Abb. 4 als anstehende Teilmenge von Vorkommen erhoben. Die Kopfleiste der Matrix mit der Einteilung in Klassen der geologischen Gewißheit deckt sich mit den einschlägigen Empfehlungen, welche das Generalsekretariat der Vereinten Nationen im Jahr 1979 herausgegeben hat. Bei diesen Empfehlungen ist von österreichischer Seite mitgearbeitet worden (FETTWEIS, G.B., 1981a, 1984b, 1995a). Die senkrechte Leiste im Abb. 4 ist indirekt nach dem Stand der Erhebungen gegliedert (wirtschaftsgeologische, bergwirtschaftliche und bergbauliche Untersuchungen; vgl. den Anfang dieses Abschnittes). Das heißt, daß die auf dieser Achse der Matrix ausgewiesene Einstufung der Mengen nach dem Grade der wirtschaftlichen Bedeutung bzw. der Abbauwürdigkeit auf jeden Fall auch einem dieser Beurteilung genügenden Stand der

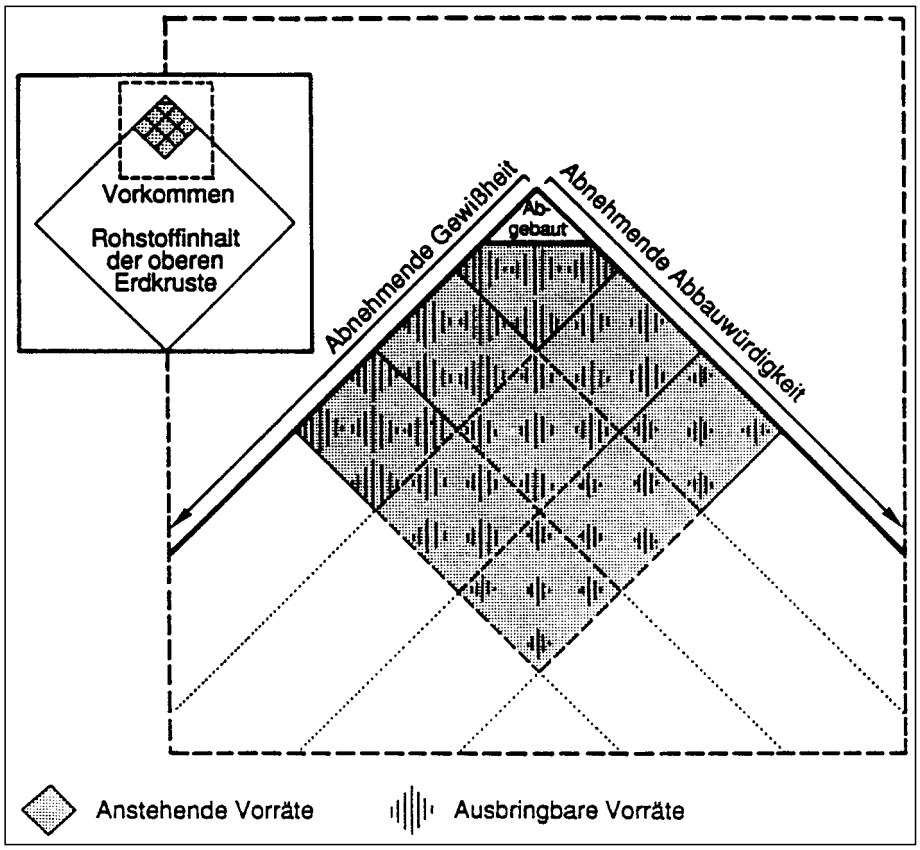


Abb. 3.
Schema zur Erläuterung der Klassifikation fester mineralischer Rohstoffe nach geologischer Gewißheit, Abbauwürdigkeit und Ausbringen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

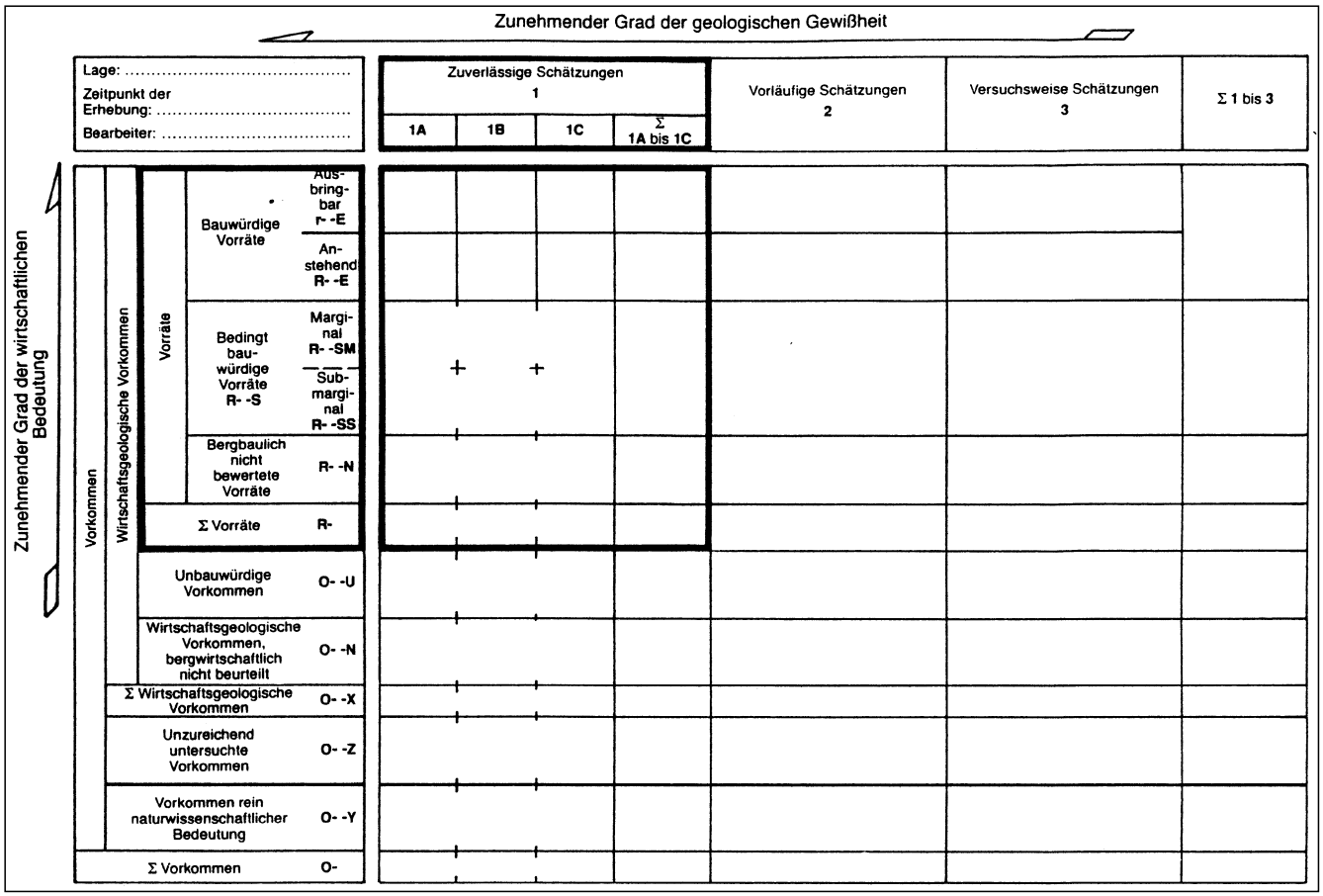


Abb. 4.
Einteilung von Vorkommen und Vorräten fester mineralischer Rohstoffe nach ÖNORM G 1050.

Untersuchungen entsprechen muß. Damit paßt die österreichische Norm ihr System dem zeitlichen Ablauf von Vorratserhebungen an.

Die anstehenden Vorräte sind nach der österreichischen Norm mit dem Großbuchstaben R in Kombination mit den Graden der geologischen Gewißheit und der Abbauwürdigkeit gemäß den in Abb. 4 ausgewiesenen alphanumerischen Codes zu kennzeichnen. Die Angaben von ausbringbaren Vorräten ist im Normalfall nur für den bauwürdigen Bereich vorgesehen, wobei als Code an die Stelle von R der Kleinbuchstabe r tritt. Die verschiedenen Kategorien der Vorkommen, die keine Vorräte sind (Übrige Vorkommen) erhalten den Großbuchstaben O mit den in Abb. 4 genannten Zusätzen.

Zur Zeit dieser Niederschrift, d.h. am 4. November 1996, ist auf einer Sitzung des Energiekomitees der Europäischen Kommission der Vereinten Nationen in Genf (UN/ECE) eine mehrjährige Beratung über eine neue bzw. weiterentwickelte Klassifikationsrichtlinie, die von Anfang an auch mit österreichischer Beteiligung geführt worden ist (FETTWEIS, G.B., 1995; NÖTSTALLER, R. & FETTWEIS, G.B., 1996), zu einem vorläufigen Abschluß gebracht worden. Die gemäß Abb. 5 beschlossene Richtlinie soll in Zukunft als Rahmen für die internationale Erfassung von Vorkommen und Vorräten mineralischer Rohstoffe dienen und damit die Richtlinien der Vereinten Nationen aus dem Jahre 1979 ersetzen. Der Entwurf hierzu geht auf einen Vorschlag der deutschen Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zurück, welcher von deren Mitarbeiter KELTER, D. (1991) eingebracht worden ist. Im Zusammenhang mit Erörterungen zur Einführung der Marktwirtschaft in den postkommunistischen Ländern hatte die deutsche Regierungsvertretung im Jahre 1992 diesen Vorschlag der UN/ECE Working Party on Coal in Genf vorgelegt.

In der Zusammenfassung eines „Statusberichtes“ der BGR vom September 1996 (KELTER, D., 1996b) heißt es hierzu:

> „ ... Die Schaffung einer internationalen Vorratsklassifikation hat mit dem Wandel der zentral- und osteuropäischen Länder zur Marktwirtschaft an Bedeutung gewonnen. Die Economic Commission for Europe der Vereinten Nationen ergriff 1992 die Initiative und brachte Experten aus über 40 Ländern zur Harmonisierung der unterschiedlichen Vorratsklassifikationen zusammen, wobei besonders das Klassifikationsprinzip des russischen Systems von 1981, der ÖNORM G 1050 und des CMMI Systems berücksichtigt wurde. Beachtung haben darüberhinaus das 1979er UN System, die USGS Klassifikation und die übrigen, bedeutenden nationalen Systeme gefunden. Das Ergebnis dieser 4-jährigen Zusammenarbeit ist die im Juli 1996 veröffentliche "United Nations International Framework Classification for Reserves/Resources – Solid Fuels and Minerals Commodities". Mit dieser UN Rahmen-Vorratsklassifikation sind in vielerlei Hinsicht neue Wege beschritten worden, die eine internationale Akzeptanz und Anwendung ermöglichen. Zu nennen ist die Funktionsweise als Rahmensystem, die die Beibehaltung nationaler Termini sicherstellt und dabei den Vergleich verschiedener Systeme miteinander ermöglicht. Durch die numerische Codierung der UN Rahmen-Vorratsklassifikation wird die internationale Kommunikation und Verständigung über Reserven und Ressourcen weiter vereinfacht ... “

Das erörterte Klassifikationssystem beruht auf zwei Grundideen. Zum ersten wird mit dem Stand der bergtechnisch-bergwirtschaftlichen Untersuchungen eine zusätzliche Achse der Einteilung vorgeschlagen. Die zweite

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

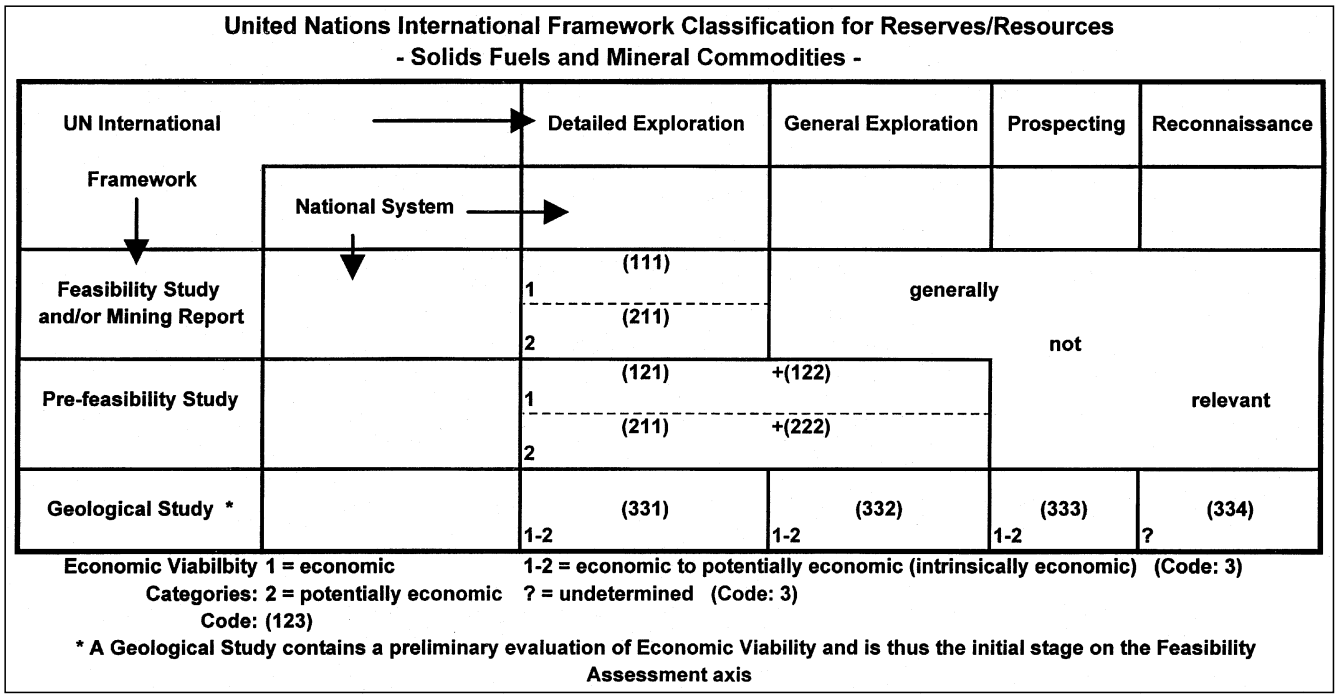


Abb. 5.
UN Rahmen-Vorratsklassifikation 1996 (gemäß UN/ECE - Dokument R. 57).

Grundidee ist es, die Klassifizierung konsequent an den Stand der Erhebungen zu binden und dafür – zwecks Vermeidung von Mißverständnissen – auch in der Bezeichnung der Vorratsklassen die international anerkannten Stufen des Aufsuchens mineralischer Rohstoffe zu verwenden (KELTER, D., 1996a,b; KELTER, D. & WELLMER, F.-W., 1995; WELLMER, F.-W., 1995, 1996b).

Die UN Rahmen-Vorratsklassifikation teilt daher die Vorräte – abgesehen von der Unterscheidung in anstehende und ausbringbare Mengen – nach folgenden drei Kriterien ein: Geologischer Untersuchungsstand (Stages of Geological Assessment), Bergtechnisch – bergwirtschaftlicher Untersuchungsstand (Stages of Mineability Assessment), Grad und Gewißheit der Bauwürdigkeit (Degree of Economic Viability). Ausbringbare Vorräte sollen nur für die bauwürdigen Mengen angegeben werden.

Bei dem geologischen Untersuchungsstand werden die vier Grade: Detailed Exploration, General Exploration, Prospecting, Reconnaissance unterschieden. Hierbei scheinen also die Exploration und die Prospektion im herkömmlichen deutschsprachigen Verständnis (bzw. gemäß Berggesetz 1975 das Erschließen und Untersuchen zum Feststellen der Abbauwürdigkeit und das Suchen) in je zwei Unterstufen auf. Der Begriff Reconnaissance bürgert sich gegenwärtig aber auch in der deutschen Fachsprache als Ausdruck für eine erste große Stufe des Aufsuchens von Vorkommen mineralischer Rohstoffe ein.

Für den bergtechnisch-bergwirtschaftlichen Untersuchungsstand gelten die Grade:

1) Feasibility Study bzw. (bei bestehenden Bergwerken) Mining Report.
2) Prefeasibility Study.
3) Geological Study.

Das Ergebnis der zwei Gruppen von Untersuchungen erscheint dann als Grad und Gewißheit der Bauwürdigkeit (Economic Viability Categories) in der dritten Achse des Systems auf. Die Stufen sind economic, potentially economic sowie intrinsically economic. Das letztere bezieht sich auf diejenigen Lagerstättenvorräte, die nach dem Stand der Untersuchungen noch nicht in abbauwürdige und bedingt abbauwürdige Teilmengen untergliedert werden können.

Der zeitliche Ablauf der Explorationsarbeiten und die dabei in der Praxis vorliegende Parallelität von geologischen und technisch-wirtschaftlichen Überlegungen und Untersuchungen wird hierbei also nicht nur indirekt für die Gestaltung des Systems herangezogen, wie dies in der österreichischen Norm der Fall ist, sondern ausdrücklich auch zur Einteilung der Vorräte verwendet. Da hierzu eine zusätzliche Achse der Betrachtung nötig ist, wird folglich auch von einer dreidimensional strukturierten Klassifikation gesprochen. Allerdings läßt sich das System ohne Schwierigkeiten auch zweidimensional darstellen, wie dies in Abb. 5 der Fall ist.

Der Vorschlag sieht ferner vor, die im englischen Sprachraum weit verbreitete Unterscheidung zwischen „Reserves“ und „Resources“ in geeigneter Form auch in anderen Sprachen zu verwenden. Als Reserven gelten dabei nur die durch Durchführbarkeitsstudien (Feasibilty Studies) bzw. Bergbauberichte (Mining Reports) oder die durch Vorläufige Durchführbarkeitstudien (Prefeasibility Studies) als abbauwürdig erkannten Vorräte, für die entweder die Detailexploration (Detailed Exploration) oder die Übersichtsexploration (General Exploration) abgeschlossen vorliegt. Alle übrigen Vorräte heißen Ressourcen. Die Vorkommen werden in der UN Rahmen-Vorratsklassifikation unter der Bezeichnung „Uneconomic Occurrences“ als ergänzende Kategorie neben den Vorräten geführt.

Zunächst soll das System einer dreijährigen Probe in der Praxis unterzogen werden. Sodann ist eine Überprüfung vorgesehen.

Die Aufzählung der Explorationsvorgänge, die sich im ersten Teil dieses Abschnittes findet, nennt als letzten Punkt die Dokumentation der Explorationsergebnisse. Diese soll außer der allfällig erfaßten Substanz möglichst viele der erhobenen geographischen und geologischen Merkmale eines Vorkommens mineralischer Rohstoffe enthalten. Soweit wie möglich sind diese Daten auch in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

überbetriebliche Datenbanken einzuspeisen. Eine entsprechende Datenbank für das österreichische Bundesgebiet wird von der Geologischen Bundesanstalt in Wien in Übereinstimmung mit den Bestimmungen des Lagerstättengesetzes 1947 geführt.

Wesentliche Grundlagen für die vorstehend genannte Datenbank wurden im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft „Forschungen zur Erschließung und Nutzung von Lagerstätten in Österreich" erarbeitet, in welcher in den Jahren 1972 bis 1979 17 Professoren der Geowissenschaften, der Bergbauwissenschaften und der Chemie der Montanuniversität Leoben und der Universität Graz mit guten Erfolgen zusammengearbeitet haben (FETTWEIS, G.B. et al., 1979). Auf den Teilbericht hierzu „Die Dokumentation der Lagerstätten des Bundesgebietes, Probleme, Ergebnisse, Ausblicke" sei besonders verwiesen (HADITSCH, J.G., 1979b). Die Arbeitsgemeinschaft führte ihre selbstgestellte Aufgabe und ihre damit verbundenen Untersuchungen im Rahmen eines Forschungsschwerpunktprogrammes der österreichischen Rektorenkonferenz aus (vgl. dazu auch SCHMIDT, W.J., 1980).

Die Arbeitsgemeinschaft stellt jedoch nur eines von zahlreichen Vorhaben dar, die auf dem Gebiet der Lagerstättenforschung geowissenschaftlicher und bergbauwissenschaftlicher Art, darunter insbesondere in deren Kombination, in den 60er Jahren und vor allem seit Beginn der 70er Jahre in Österreich ausgeführt worden sind. Sie reichen von der Gründung des Fachausschusses für Lagerstättenforschung des technisch-wissenschaftlichen Vereins „Bergmännischer Verband Österreichs" im Jahre 1963 bis zu der von diesem Ausschuß begonnenen und nunmehr fertiggestellten metallogenetischen Karte des Bundesgebietes.

Eine besondere Stellung kommt bei diesen Vorhaben dem „Konzept für die geowissenschaftliche und geotechnische Forschung in Österreich" zu, welches die Sektion Forschung des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung im April 1973 vorgelegt hat. Unter Geotechnik werden dabei diejenigen Teile der technischen und montanistischen Wissenschaften verstanden, die sich unmittelbar auf die Erdkruste beziehen und entsprechende Zusammenhänge und Überschneidungen mit den Geowissenschaften aufweisen. Das Konzept wurde von einem Projektteam zur Koordinierung der Forschung auf dem Gebiet der Geowissenschaften und Geotechnik erarbeitet, welches der Bundesminister für Wissenschaft und Forschung, einer Anregung der Obersten Bergbehörde folgend, im Sommer 1971 eingesetzt hatte. Die 36 Mitglieder dieses Projektteams vertraten alle einschlägig bedeutsamen Institutionen in Österreich. Sie kamen von den Gebietskörperschaften und der Montanindustrie ebenso wie von den Universitäten.

In dem Konzept sind zwei einschlägige Maßnahmen als besonders vordringliche Aufgaben ausgewiesen, zum ersten die geologische Landesaufnahme und Informationsverarbeitung und zum zweiten Orientierungshilfen für eine österreichische Rohstoffpolitik. In Ausführung der ersten Empfehlung ist es in den vergangenen Jahrzehnten u.a. zu systematischen und umfangreichen aerogeophysikalischen und geochemischen Untersuchungen des Bundesgebietes gekommen (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN, 1987; FRANK, W., 1981; GATTINGER, T.E., 1988; HEINZ, H. & SEIBERL, W., 1990; HOLZER, H., 1981, 1988; STERK, G. & WEBER, L., 1979; WEBER, L., 1986). Der zweiten Empfehlung wurde u.a. mit der Herausgabe der Schriftenreihe „Grundlagen der Rohstoffversorgung" durch das Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, die inzwischen neun Bände umfaßt, sowie mit mehreren Tagungen Genüge getan. Von der genannten Schriftenreihe haben vor allem die ersten vier Hefte sowie Heft 9 einen stärkeren Lagerstättenbezug (STERK, G., 1979, 1980, 1981a, 1981b; BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN, 1988). Zu den Tagungen gehören das Symposium „Rohstoffe und Zukunft" der Bundesministerien für Handel, Gewerbe und Industrie sowie für Wissenschaft und Forschung im Jahre 1975, dessen Ergebnisse auch publiziert sind, ferner die Herbsttagung 1982 des Bergmännischen Verbandes Österreichs zum Thema „Rohstofforschung und Rohstoffsicherung in Österreich" sowie das Symposium „Neue Rohstoffe für neue Technologien" des Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten 1988, das auch als Heft 9 der Reihe „Grundlagen der Rohstoffversorgung" veröffentlicht worden ist (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN, 1988).

Das Konzept des Jahres 1973 hat aber auch noch weitere Folgerungen gezeitigt. Erwähnt werden sollen das „Konzept für die Braunkohlenforschung in Österreich" des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung 1977, das „Konzept für Rohstofforschung in Österreich" des gleichen Ministeriums 1981 und das „Konzept für die Versorgung Österreichs mit mineralischen Roh- und Grundstoffen" des Bundesministeriums für Handel, Gewerbe und Industrie 1981. Der Ausführung dieser Konzepte dienten u.a. die bisher 19 Arbeitstagungen der eigens dafür geschaffenen „Bund-Bundesländer-Kooperation auf dem Gebiet der Rohstoff-, Energie- und Umweltforschung". Vom Bund sind daran vor allem die vorstehend genannten Ministerien (heute Bundesministerium für Wissenschaft und Verkehr sowie Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten) beteiligt. Auf das Konzept des Jahres 1973 geht desweiteren auch eine vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung veranlaßte Studie zu den Möglichkeiten der Untertagevergasung von Kohle zurück, die vor 20 Jahren von einer kleinen Gruppe von Fachleuten erarbeitet worden ist (PIRKLBAUER, S., 1976).

Genannt werden muß ferner die 1979 vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung eingesetzte „Arbeitsgemeinschaft für Rohstofforschung" in Leoben. Sie hat von 1981 bis 1987 ihre vornehmlich koordinierenden Aufgaben in Gestalt eines „Institutes für Rohstofforschung bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften" (ÖAW) ausgeführt (FETTWEIS, G.B., 1985b). Aufgrund eines Beschlusses der Gesamtsitzung der ÖAW vom 21. Mai 1985 sollte diese Einrichtung ehestens in ein normales Institut der Akademie umgewandelt werden, was auch de facto zum Abschluß gebracht werden konnte. Das zufällige zeitliche Zusammentreffen einer Absage des bereits ernannten neuen und hauptamtlichen Geschäftsführers infolge ernster Erkrankung wenige Tage vor seinem Dienstantritt mit einer starken allgemeinen Kürzung des Bundesbudgets und damit auch desjenigen der ÖAW führte dann aber zu der bis zum heutigen Tage reichenden Sistierung des Institutes bis auf weiteres durch Beschluß der Gesamtsitzung der Akademie vom 30. April 1987.

Im Rahmen der ÖAW werden Aufgaben der geowissenschaftlichen und bergbauwissenschaftlichen Lagerstättenforschung jedoch weiterhin von der 1977 eingesetzten „Kommission für die Grundlagen der Mineralrohstofforschung" wahrgenommen. In diesem Zusammenhang möge hier nicht nur auf die Mitarbeit der Kommission an der Herausgabe der in diesem Begleitband besprochenen metallogenetischen Karte verwiesen werden, sondern

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

auch auf das abgeschlossene, relativ umfangreiche Forschungsprojekt „Rohstoffe für neue Technologien“ (STERK, G. et al., 1994). In der „Zusammenfassung und (den) Schlußfolgerungen“ dieser Arbeit wird nicht zuletzt gefordert, zur „Sicherung der Möglichkeit einer Nutzung inländischer Lagerstätten in der Zukunft“ durch „Forschung und Entwicklung für Technologie- und Produktinnovation“ und für bergtechnisch-bergwirtschaftliche Beurteilungen – und damit im Sinne der Zielsetzungen und der Beschlußfassung der ÖAW aus dem Jahre 1985 – ein eigenes Forschungsinstitut, zumindest aber eine Forschungsstelle, einzurichten.

Nicht zuletzt gehört zu den hier erwähnenswerten einschlägigen Aktivitäten auch die Herausgabe der seit 1986 regelmäßig erscheinenden „Weltbergbaudaten“. Sie geschieht in Zusammenarbeit mit dem Fachverband der Bergwerke und Eisen erzeugenden Industrie (Wien) und den Nationalkomitees zahlreicher Länder für die Organisation der Weltbergbaukongresse durch WEBER, L. und PLESCHIUTSCHNIG, I. (bis 1995) bzw. WEBER, L. und ZSAK, G. (ab 1995) von der Sektion Oberste Bergbehörde, Roh- und Grundstoffe des Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten.

Die damit nur knapp umrissenen Arbeiten, die in Österreich in der jüngeren Vergangenheit vor dem Erscheinen dieses Bandes auf dem Gebiet der bergbauorientierten Lagerstättenforschung ausgeführt worden sind, werden im nachstehenden Kapitel 2. dieses Abschnittes noch durch spezielle Darlegungen ergänzt..

Im vorliegenden Zusammenhang ist in Österreich wie anderswo zeitweise die Frage lebhaft diskutiert worden, ob neben der Erarbeitung von orientiertem Grundlagenwissen – z.B. über die Gesetzmäßigkeiten bei der Entstehung von Lagerstätten – nur die Entwicklung neuer Verfahren für Prospektion und Exploration als staatlich förderungswürdige Forschung anzusprechen ist oder ob auch das Suchen von Lagerstätten selbst ganz oder teilweise eine entsprechende Forschung im technisch-industriellen Sinne sein kann. Die ursprüngliche Fassung des hierfür maßgebenden sogenannten Frascati-Handbuches der OECD, d.h. der Organisation für wirtschaftliche Zusammenarbeit und Entwicklung, hatte den Forschungscharakter und damit die prinzipielle Förderungswürdigkeit der Prospektion zunächst verneint, die entsprechende Formulierung im Jahre 1973 aber dann gestrichen. Statt dessen wurde vermerkt, daß die Frage weiter geprüft werden solle (FETTWEIS, G.B., 1977d). In der gegenwärtig gültigen Fassung des Handbuchs (OECD 1993) ist jedoch de facto wieder die ursprüngliche Verneinung der angesprochenen Frage zu finden.

Auf dem Gebiet der Bergbauwissenschaften können als – im vorstehenden Kontext zweifelsfreie – Aufgaben einer zukünftigen Lagerstättenforschung vor allem sämtliche Untersuchungen gelten, die eine ingenieurwissenschaftlich ausgerichtete systematische und zusammenfassende Kenntnis der bergtechnisch und bergwirtschaftlich bedeutsamen Lagerstätten- und Gebirgsmerkmale zum Ziel haben. Infolge der von Lagerstätte zu Lagerstätte wechselnden geologischen Bedingungen sind in diesem Bereich noch viele Fragen offen. Dies gilt insbesondere in quantitativer Hinsicht.

Anzustreben bei dieser Forschung ist vor allem eine Verbesserung der Kenntnisse über die prinzipiellen physikalisch-technischen und technisch-wirtschaftlichen Zusammenhänge, die zwischen den Betriebsergebnissen von Bergwerken und den wertbestimmenden sowie sicherheitlich bedeutsamen Merkmalen von Lagerstätten einschließlich ihres Nebengebirges als dem wichtigsten Produktionsfaktor des Bergbaus vorliegen. Dies schließt auch die Weiterentwicklung spezifischer Sensortechniken für die Erfassung dieser Größen ein. Eine entsprechende bergbauwissenschaftliche Teildisziplin, d.h., eine bergtechnisch-bergwirtschaftliche Lagerstätten- und Gebirgslehre, einschließlich der bergmännischen Gebirgsmechanik, muß sozusagen die Stelle der Werkstoffkunde in der Fertigungsindustrie einnehmen, d.h. sie muß denjenigen Lagerstätten- und Gebirgsmerkmalen gewidmet sein, die für den Ablauf der Gewinnung und der Aufbereitung eine technische und wirtschaftliche Bedeutung haben. Dabei ist alles einzubeziehen, was hierzu beitragen kann (FETTWEIS, G.B., 1989b).

Dem Lagerstättenbezug des Bergbaus gemäß sind darüber hinaus im weiteren Sinne nahezu alle bergbaulichen Forschungsarbeiten lagerstättenorientiert (FETTWEIS, G.B., 1977d). Das gilt entsprechend auch für die anzustrebenden bzw. weiter zu intensivierenden Forschungs- und Entwicklungsschwerpunkte der europäischen Mineralrohstoffindustrie, die bekanntlich gegenwärtig unter einem starken internationalen Wettbewerbsdruck steht. WAGNER, H. (1995) nennt diese Schwerpunkte wie folgt: Maßnahmen zur Verringerung der Produktionskosten, Maßnahmen zur Erhöhung der Erlöse, Maßnahmen zur Verbesserung des Umweltschutzes, Maßnahmen zur Nutzung von Bergwerken. Der letztgenannte Bereich betrifft die nachfolgende Nutzung der bergbaulich geschaffenen Hohlräume für verschiedenartige Zwecke, um auch hierdurch den Gesamteingriff des Menschen in die außermenschliche Natur so gering wie möglich zu halten.

> „ ... Hauptziel der europäischen Bergbauforschung muß es sein, die Voraussetzungen dafür zu schaffen, daß die europäischen Produzenten auf dem Gebiet der Mineralrohstoffversorgung sowie die Bergbauzulieferindustrie ohne öffentliche Subventionen international wettbewerbsfähig bleiben. Öffentliche Subventionen sollten für die Beseitigung von Altlasten verwendet werden ... “ (WAGNER, H., 1995).

Im einzelnen ist das Spektrum der Forschungsgegenstände bei der Gewinnung und Aufbereitung mineralischer Rohstoffe außerordentlich groß. Das zentrale Gebiet im Bereich der Gewinnung stellt dabei aber fraglos – neben Verbesserungen des Umweltschutzes und der Bergbausicherheit – das Lösen des Lagerstätteninhalts sowie das Lösen des Gebirges beim Vortrieb der Lagerstättenzugänge dar. Dies betrifft alle drei großen Gebiete der derzeitigen Verfahren: Sprengarbeit, mechanische Lösearbeit – in weiterer Entwicklung der bisherigen Mechanisierung von „Schlägel und Eisen“ – und den Einsatz von chemisch wirksamen Lösungsmitteln. Die weitere Automatisierung bis hin zum Einsatz von Robotern ist dabei ebenso inbegriffen wie die zunehmende Verwendung der Betriebsart Bohrlochbergbau. International gesehen bildet auch die Biotechnologie für Zwecke der Gewinnung bereits ein bergbauliches Forschungsgebiet; in der Aufbereitung werden entsprechende Verfahren schon verwendet.

Bedeutsame Forschungen im internationalen Rahmen dürften in einer absehbaren Zukunft voraussichtlich auch den Unterwasserbergbau zur Gewinnung der großen Metallerzlagerstätten auf dem Grunde der Weltmeere betreffen. Erste Arbeiten auf diesem Gebiet sind schon ausgeführt worden. Nicht zuletzt gibt es bereits ernstzunehmende Forschungsansätze im Rahmen der amerikanischen Bergbauforschung (NASA, US Bureau of Mines bzw. Nachfolgeorganisationen), die einem zukünftigen Bergbau auf dem Mond oder gar auf dem Mars und damit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Nutzung außerterrestrischer Lagerstätten gewidmet sind. Auf diese Weise sollen die im Rahmen der langfristigen Raumfahrtprogramme vorgesehenen Außenstellen der Menschheit besser versorgt werden können, als dies von der Erde aus möglich wäre (STEWART, W.O. & CHAMBERLAIN, P.G., 1990).

2. Systematische Basisuntersuchungen des Bundesgebietes

(G. STERK)

Die Durchführung flächendeckender, systematischer Basisuntersuchungen großer räumlicher Bereiche kann durch die dabei abgrenzbaren Anomalbereiche direkte oder indirekte Hinweise auf Lagerstätten bzw. Vorkommen mineralischer Rohstoffe ergeben. Derartige Untersuchungen wie z.B. geophysikalischer und geochemischer Art leisten vielfach auch wertvolle Hinweise für geologische Grenzen und tektonische Strukturen. Sie sind auch deshalb interessant, weil sie kostengünstig sind.

Die Ergebnisse einer systematischen Basisuntersuchung allein sind aber relativ selten aussagekräftig genug. Den aerogeophysikalischen Meßergebnissen alleine kommt praktisch nur eine indirekte Aussagekraft zu. So können beispielsweise Grüngesteinszüge identifiziert werden, die ihrerseits wiederum als Träger bestimmter Vererzungen in Frage kommen können. Anderseits müssen auch geochemische Anomalien nicht immer mit Rohstoffvorkommen übereinstimmen, da sie auch anthropogenen Ursprungs sein können.

Um bestmögliche und folgerichtige Aussagen erzielen zu können, erscheint es daher angebracht, mehrere systematische Basisuntersuchungen eines bestimmten räumlichen Bereiches möglichst gleichzeitig durchzuführen und deren Ergebnisse, in Verknüpfung mit anderen einschlägigen geowissenschaftlichen Daten, einer integrativen Auswertung zu unterziehen.

Aufgrund dieser Überlegungen wurde gegen Ende der 70er Jahre in kooperativer Weise zwischen dem Bund (i.w. die damaligen Bundesministerien für Handel, Gewerbe und Industrie sowie für Wissenschaft und Forschung) einerseits und den Bundesländern anderseits beschlossen, derartige systematische Basisuntersuchungen des gesamten Bundesgebietes flächendeckend einzuleiten, die in der Folge auch durchgeführt worden sind.

In den durch integrative Auswertung der Ergebnisse dieser Basisuntersuchungen plausibel abgegrenzten Hoffnungsbereichen für Vorkommen mineralischer Rohstoffe wurden in der Folge weiterführende Arbeiten, insbesondere Hubschraubergeophysik, verdichtende Geochemie, bodengeophysikalische und lagerstättenkundliche Untersuchungen durchgeführt.

2.1. Aeromagnetische Vermessung des Bundesgebietes

Die aeromagnetische Vermessung des Bundesgebietes wurde 1977 begonnen und konnte 1982 abgeschlossen werden. Die Ergebnisse wurden in einer Reihe von wissenschaftlichen Arbeiten beschrieben (STRAUSS, U., 1983; BLAUMOSER, N.H., 1991). Eine Zusammenfassung erfolgte durch SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990).

Die systematischen Messungen erfolgten wegen der unterschiedlichen topographischen Gegebenheiten (Höhen ü. A. von 150 bis 3.700 m) mittels eines Flächenflugzeuges (Pilatus-Porter) des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. Lediglich am Anfang des Projektes wurden Vorarlberg und Nordtirol sowie etwa die Hälfte des Bundeslandes Salzburg von einer englischen Kontraktorfirma Hunting Geology Ltd. beflogen. Als Meßflugzeug diente eine Piper Navajo, die mit einem Protonenmagnetometer Geometrics G 704 ausgestattet war. Für die Messungen wurde im Flugzeug des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen ein Protonenmagnetometer der Firma Geometrics, Type G 803 eingebaut; gemessen wurde die Totalintensität.

Wegen der vorgenannten topographischen Schwierigkeiten wurden 6 verschiedene Flughorizonte gewählt: 4.000, 3.000, 2.500 1.400, 1.000 und 800 m über NN. Der Profilabstand der Meßflüge betrug rd. 2 km. Etwa alle 10 km wurde ein Kontrollprofil, senkrecht zu den Meßprofilen beflogen und vermessen.

Eine Rekonstruktion des Flugweges wurde durch kontinuierliche photographische Aufnahmen sichergestellt, wodurch eine Parallelisierung der Meßprofile mit der Topographie sichergestellt werden konnte.

Die Registrierung der Meßdaten erfolgte auf Meßstreifen und digital auf Magnetband zur weiteren Bearbeitung auf einer Rechenanlage. Die rechnerische Auswertung der Meßdaten und die geologische Interpretation erfolgten an der Geologischen Bundesanstalt in Wien sowie am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien.

Die Ergebnisse der Auswertung wurden nach Anwendung verschiedener Transformationsverfahren in Isanomalkarten im Maßstab 1:50.000 im Blattschnitt der ÖK dargestellt, die allgemein zur Verfügung stehen. Diese wurden u.a. deswegen transparent hergestellt, um sie auf andere geowissenschaftliche

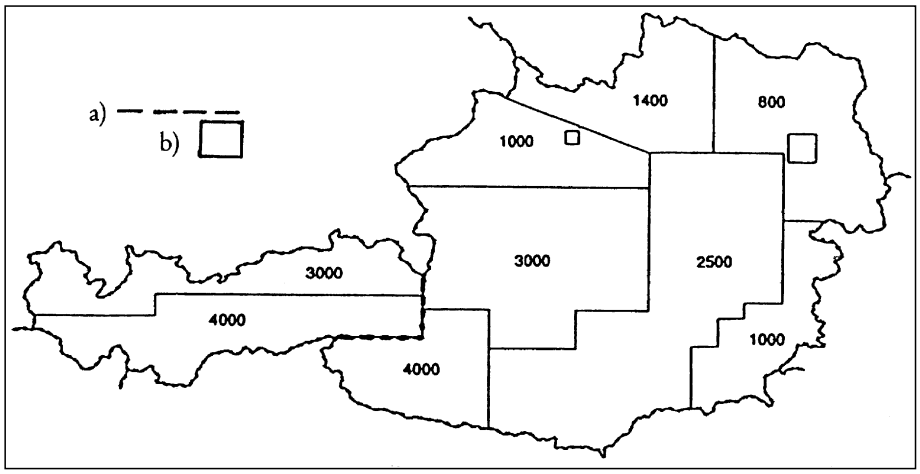


Abb. 6
Einteilung der Flughorizonte. Höhenangaben in Meter über N.N.
a) Grenze der Befliegung West- und Ostösterreich.
b) gestörte Messungen über dem Stadtgebiet von Linz und Wien.
Aus: BLAUMOSER, N.H. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Abb. 7.
Isolinien der Totalintensität des ÖK-Blattes 127 Schladming.
Kleinste Isolinienabstände 2 nT. Striche weisen zum magnetischen Minimum.

Karten, etwa die Karten der geologischen Landesaufnahme gleichen Maßstabes, auflegen zu können. Da die Daten auch in digitaler Form vorliegen, ist heute eine Einbindung in ein geographisches Informationssystem (GIS) möglich.

Darüberhinaus wurden auch aeromagnetische Karten im Maßstab 1 : 200.000 sowie 1 : 1,000.000 angefertigt.

Die aeromagnetischen Karten sowie die Originaldaten können bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien erworben werden, um mit diesen weiterführende Arbeiten selbst vornehmen zu können.

Die Ergebnisse der aeromagnetischen Vermessung zeigen eine Reihe bemerkenswerter Anomalien. So beginnt eine große Anomalie (Berchtesgadener Anomalie) südlich von München, die den gesamten Nördlichen Kalkalpen folgt, am Ostrand der Alpen schwächer wird, um dann im Wiener Becken wieder größer zu werden. Im Nordosten des Bundesgebietes geht sie in die große „Mährische Anomalie“ über.

Auch die Grauwackenzone ist in ihrer gesamten Länge durch einen Anomalienzug bemerkbar. Im Bereich des ehemaligen Kupferbergbaues Kelchalpe bei Kitzbühel, wo die Vererzung an Grüngesteinsserien gebunden ist, hat die aeromagnetische Vermessung ergeben, daß diese Abfolgen einen größeren Störkörper darstellen, der gegen Osten hin einfällt. Die integrative Auswertung (Geologie,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Geochemie, Geophysik) hat hier ausgeprägte Kupferanomalien erbracht.

Weitere markante magnetische Anomalien sind die Ultrabasitzüge in der Silvretta (in der Schweiz Ultrabasit von Ardes) und in den Ötztaler Alpen. Weiter östlich, im zentralen Teil der Tauern, machen sich zahlreiche Anomalien bemerkbar, deren Ursache im einzelnen noch geklärt werden muß. Die Mölltalstörung ist durch eine auffällige Anomalie mit einer Streichlänge von rd. 20 km zu erkennen. Ihre Ursache ist bis jetzt noch nicht geklärt. Wendet man sich dem Böhmischen Kristallin zu, so erkennt man, daß sich unter der tertiären Überlagerung ein mächtiger Anomalienzug über Tulln in die Tschechische Republik erstreckt. Auch die Granite des Südböhmischen Plutons zeigen auf Grund der unterschiedlichen Magnetitführung ausgeprägte Anomalbereiche, die als indirekte Hinweise für Greisenvererzungen herangezogen werden können.

2.2. Geochemische Untersuchung des Bundesgebietes

Der Anwendbarkeit geochemischer Untersuchungen durch Abgrenzung von Anomalbereichen zur Auffindung von Vorkommen mineralischer Rohstoffe beruht auf der Erkenntnis der gesetzmäßigen Verteilung chemischer Elemente und Isotope in Gesteinen und Mineralien in Abhängigkeit von Raum und Zeit.

Darüberhinaus stellt der natürliche geochemische Pegel an Bio- und Schadelementen und sein Einfluß auf Pflanze, Tier und Mensch einen wesentlichen Umweltfaktor dar. Dazu kommt noch, daß durch technogene Prozesse der Landwirtschaft, der Industrie und des Verkehrs sowie durch immer dichter werdende Besiedlung eine „anthropogene Dispersion" chemischer Elemente stattfindet, deren Umfang aus Gründen des Umweltschutzes erfaßt werden muß.

Die systematische geochemische Untersuchung wurde 1978 mit dem primären Zweck der Lagerstättensuche im österreichischen Teil der Böhmischen Masse begonnen. Etwa gleichzeitig wurde ein laufendes eingeschränktes geochemisches Prospektionsprogramm in Osttirol so erweitert, daß es auch für die systematische Untersuchung dieses Bereiches verwendet werden konnte.

Ziel war die Ausarbeitung eines regionalen Gesamtbildes der Elementverteilung und die Auffindung von Anomalien.

Darauf aufbauend haben im Jahre 1979 die damaligen Bundesministerien für Wissenschaft und Forschung sowie für Handel, Gewerbe und Industrie die Durchführung einer systematischen geochemischen Untersuchung des ganzen Bundesgebietes eingeleitet. Ausgenommen wurden aus Systemgründen die inner- und außeralpinen Tertiärbecken, die Flyschzone, das Helvetikum und der Kalkalpenanteil.

Im ersten Teilschritt der Untersuchung wurden Bach- und Flußsedimente (Streamsediments) systematisch beprobt und anschließend einer chemischen Untersuchung zugeführt. Die regionalen Beprobungspläne ergaben sich in erster Linie aus dem Gewässernetz (Bach- und Flußläufe).

Im anschließenden zweiten Teilschritt wurde eine erste Einengung und Identifizierung der natürlichen oder künstlichen Verursacher geochemischer Anomalien durchgeführt, gegliedert in subregionale und lokale Projekte.

Zur Gewährleistung einer verläßlichen, jederzeit reproduzierbaren Probenahme wurde 1978 die ÖNORM G 1031 ausgearbeitet. Darüberhinaus wurden von der Geologischen Bundesanstalt in Wien Richtlinien für die Entnahme von Proben sowie die Dokumentation von Probenahmepunkten herausgegeben.

Im Jahre 1982 konnte die geochemische Beprobung des Bundesgebietes im kristallinen Anteil, wie Böhmischer Masse und zentralalpinem Kristallin, abgeschlossen werden.

Insgesamt wurden rd. 36.000 Bachsedimentproben der Tonfraktion gezogen; dies entspricht im Durchschnitt je einer Probe auf etwa 1,4 km² der insgesamt beprobten Geländefläche, womit ein internationaler Standard er-

Tabelle 3.
Angewendetes Analysenprogramm des Geotechnischen Institutes für die Geochemische Basisaufnahme des österreichischen Bundesgebietes.

OES	Li	Be	B			Al	Si	P	x								
XRF	x	x				Al	Si	P	S								
OES	Na	Mg	Sc			Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Ga	Ge	As
XRF	Na	Mg	Sc			Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	x	Cu	Zn	Ga		As
OES	K	Ca	Y			Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Se			
XRF	K	Ca	Y			Zr	Nb	Mo	x			Sn	Sb				
OES	x	Sr	Ce	La	Yb	Hf	Ta	W	Au	Hg	Tl	Pb	Te				
XRF	Rb	Sr	Ce	La		Hf	Ta	W				Pb	Bi				
OES	x	Ba	U	Th													
XRF	Cs	Ba	U	Th													

Sonderverfahren:

Großserien von Einzelelementen:
AAS As Au Se Ti

Klein- und Mittelserien:

Ionenspezifische Elektrode F
Radiometrie Ra

Kleinserien:

OES Au, Platiniden, Re, Pr, Nd, Eu, Tb, Tl ...
Gasvolumetrisch Carbonat-Kohlenstoff
Halbmikro Organischer Kohlenstoff

Methodisch ungeeignet x
Elemente des geochemischen Basisprogrammes ___, fakultativ .....
OES optische Emmissionsspektralanalyse
XRF Röntgenfluoreszenzspektrometrie (einschließlich EDAX)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 8.
Beispiel einer Elementverteilungskarte 1 : 50.000 (ÖK-Blatt 127 Schladming).

reicht werden konnte. Darüberhinaus wurden rd. 6.000 Schwermineralproben entnommen.

Die Proben wurden im Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Wien untersucht. Dort wurden die Voraussetzungen für eine rationelle Durchführung von Großserien-Multielementanalysen geschaffen und zwar durch:

a) Optische Spektroskopie (OES) mittels Quantometer und ICP-Plasmaanregung von Proben in gelöster Form und
b) Röntgenfluoreszenzspektrometrie (XRF) mittels sequentiellem Quantometer mit Rhodiumröhrenanregung für Proben in fester Form.

Wie aus Tab. 3 ersichtlich, wurden mit der Methode der optischen Spektralanalyse bei Bach- und Flußsedimenten bis zu 28 Elemente erfaßt, bei der Röntgenmethode bis zu 20. Insgesamt wurden 38 Elemente analysiert, wobei für Arsen noch eine naßanalytische Methode zusätzlich als Sonderverfahren Anwendung gefunden hat. Es wäre denkbar gewesen, noch weitere Elemente wie z.B. Gold, Wismut, Tantal oder Hafnium mit einzubeziehen, jedoch liegen die erreichbaren Nachweisgrenzen über den geochemischen Durchschnittswerten.

Die Auswertung der Analysenwerte erfolgte EDV-gestützt. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung des Bundesgebietes im ersten Teilschritt (Streamsediments) wurden 1988 wie folgt zusammenfassend dargestellt (Primärdatendokumentation):

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1) Orientierende Punktdokumentation pro Element auf Karte mit Gewässernetz mit Flächenverrechnung der Analysenwerte und Darstellung der Gesteinscodes, jeweils im Maßstab 1 : 50.000 im Blattschnitt der ÖK 50, für Planungs- und Auswertungsvorhaben von Anwendern ohne entsprechende EDV-Kapazität.
2) Übersichtsdarstellung in Elementkarten im Maßstab 1 : 1,000.000 (Geochemischer Atlas).
3) Analysenwerte auf Datenträgern zur allfälligen weiteren Bearbeitung durch Interessenten.

In Ergänzung zur Primärdokumentation wurde in weiteren Vorhaben die Aussagekraft der einzelnen Elemente in Abhängigkeit zahlreicher Parameter, wie Lithogeochemie, Morphologie, Hydrochemie u.a., als Basis diverser Auswertungsschritte getestet. Darüberhinaus wurde in eigenen Projekten das umfangreiche Datenmaterial statistisch mit multivariaten und ausreißerbereinigenden Methoden verrechnet.

Alle angeführten Karten und Datenträger sind über die Geologische Bundesanstalt in Wien erhältlich.

Durch die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung des Bundesgebietes konnten eine Reihe interessanter geochemischer Anomalien lokalisiert werden, die sicher zum Teil auf noch unbekannte Rohstoffvorkommen zurückzuführen sind.

2.3. Hubschraubergeophysik in ausgewählten Bereichen

Um erkannte Anomalie- als Hoffnungsbereiche systematisch näher, rascher und vor allem kostengünstiger einengen zu können, wurde in Österreich eine eigene Hubschraubergeophysik aufgebaut und bei der Geologischen Bundesanstalt verankert.

Mit Hilfe der Hubschraubergeophysik können nicht zuletzt aufgrund des – verglichen mit terrestrischen Vermessungen – geringen Personalaufwandes die zu untersuchenden Bereiche wesentlich rascher, billiger und somit auch wirtschaftlicher vermessen werden, als dies vom Boden aus möglich wäre. So kostet ein „Meßdatum“ bei der Hubschraubergeophysik lediglich ca. ein Hundertstel verglichen mit einem bodengeophysikalischen Datum.

Im Sommer 1980 wurde gemeinsam mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover ein Pilotprojekt in Tirol und Salzburg durchgeführt. Mit den systematischen Meßflügen in Teilbereichen Österreichs wurde 1982 begonnen.

Seit Bestehen der Hubschraubergeophysik wurden im Bundesgebiet rund 40 Projekte realisiert, wobei bisher rund 50.000 Profilkilometer (das entspricht rd. 12 % der Fläche des Bundesgebietes) beflogen wurden. Die einzelnen Meßkampagnen zielten einerseits auf metallische Rohstoffe (polymetallische Vererzungen im Raum Zell/See – St.Johann; Mo-führende Greisen im östlichen Mühlviertel; Buntmetalle im Drauzugmesozoikum; Antimonvererzungen im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel; Blei-Zinkvererzungen Grazer Paläozoikum), Industrieminerale (Graphite der Bunten Serie des Waldviertels; Tone im Bereich des Hausrucks und der Südoststeiermark), Kohle (Zillingdorf), aber auch regionale Vermessungen (Teilbereiche der östlichen Grauwackenzone) ab. Daneben wurde die Hubschraubergeophysik auch zur Untersuchung rutschungsgefährdeter Bereiche eingesetzt. Diese Untersuchungen sollen nach dem derzeitigen Stand der Planung bis über das Jahr 2000 hinaus fortgesetzt werden.

Hiefür wird aufgrund eines Ressortübereinkommens vom Bundesministerium für Landesverteidigung ein Hubschrauber (derzeit der Type Agusta Bell 212) zur Verfügung gestellt. Die Instrumentierung desselben wurde aus Mitteln der damaligen Bundesministerien für Handel, Gewerbe und Industrie sowie für Wissenschaft und Forschung bereitgestellt. Zur Verfügung standen ein komplexes Meßsystem bestehend aus einem aeroelektromagnetischem System, einem Magnetometer und einem Gammastrahlenspektrometer.

Seit 1994 wurden die gesamten Meßgeräte erneuert bzw. zusätzliche Geräte zur Messung der Bodenfeuchte und der Oberflächentemperatur angeschafft.

Da der Hubschrauber aus geringer, aber gleichmäßig einzuhaltender Flughöhe von etwa 80 m über Niveau operieren muß, wurde der Flugweg mittels eines automatisch registierenden Doppler-Navigationssystems kontrolliert. Dieses Navigationssystem wurde mittlerweile durch eine moderne Satellitenortungsanlage ersetzt.

Bei der Hubschraubergeophysik wird das Meßgebiet, soweit es die Topographie erlaubt, durch Profile im Abstand von etwa 200 m überdeckt. Die Profile werden möglichst senkrecht zum geologischen Streichen angelegt.

Die Ergebnisse, vor allem aber das umfangreiche Datenmaterial, ist aber nicht nur für Zwecke der Erzprospektion, sondern auch für andere Bereiche, wie die Hydrogeologie, Geomedizin, für die Abgrenzung anthropogener Belastungen, für Land- und Forstwirtschaft usw. geeignet. Die Interpretation der unterschiedlichen Meßmethoden muß dabei sehr sorgfältig unter Einbeziehung der geologischen Gegebenheiten erfolgen, um nicht zu irreführenden Schlußfolgerungen zu kommen. Die enge Zusammenarbeit zwischen Geophysikern und Geologen ist eine „Conditio sine qua non“.

2.4. Integrative Auswertung von Meßergebnissen

Im Zuge der geochemischen Untersuchung des Bundesgebietes konnte im Grazer Bergland eine auf mehrere Proben abgestützte geochemische Anomalie nachgewiesen werden, die mit dem bekannten Arsenopyrit-Goldvorkommen von Gasen – Straßeck lagemäßig übereinstimmt.

Die zahlreichen Analysendaten wurden mit Hilfe geostatistischer Verfahren von Ausreißern bereinigt und multivariat verrechnet. Mit Hilfe der Multivariatverrechnung konnte der Anomalbereich objektiv abgegrenzt werden, wobei sich zeigte, daß die Anomalie weit über den bekannten Lagerstättenbereich ausufert. Auch im Zuge der aeromagnetischen Vermessung konnte eine Anomalie identifiziert werden, die auf Grüngesteine zurückgeführt werden darf. Die Koinzidenz dieser unabhängig voneinander ermittelten Anomalie war Grund für eine weiterführende aerogeophysikalische Detailuntersuchung. Mit Hilfe der Hubschraubergeophysik wurde eine ausgeprägte magnetische Anomalie nachgewiesen. Von G. ANTES wurde eine vorläufige Störkörperberechnung durchgeführt, die auf einen in 200–500 m Tiefe gelegenen, mittelsteil gegen W einfallenden Störkörper hinweist. Dies läßt die Vermutung zu, daß im Bereich des Straßecks nur die äußersten Ausläufer einer Mineralisation vorliegen und sich ein größerer Lagerstättenkörper durchaus in der Tiefe befinden kann. Dieser müßte durch eine oder mehrere Schurfbohrungen erkundet werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Zur Entstehungsgeschichte der Lagerstättenkarten der Ostalpen

(A. WEISS)

Bereits in den ältesten gedruckten kartographischen Darstellungen österreichischer Bundesländer wurde auf wirtschaftliche Gegebenheiten eingegangen.

Ein besonderer Stellenwert kam hiebei dem Bergbau zu. So zeigt bereits die Steiermarkkarte von Georg Matthaeus VISCHER, welche im Jahr 1670 im Druck erschien, eine allegorische Darstellung des Berg- und Hüttenwesens, der Goldwäscherei und des Salztransportes auf einem Fluß. In der Karte selbst wurden verschiedene Vorkommen von Waschgold, Silber-, Kupfer- und Eisenerzen durch die zugehörigen alchimistischen Zeichen der Metalle ausgewiesen. Auch Vorkommen von Steinsalz fanden Erwähnung. Die Blei-Silber-Erzlagerstätte von Oberzeiring kennzeichnete VISCHER durch den Hinweis, daß vor 408 Jahren der Silbererzbergbau durch einen Wassereinbruch, bei dem 1400 Bergleuten starben, ein jähes Ende gefunden habe. Des weiteren merkte er bei der Drachenhöhle bei Mixnitz an, daß in der Höhle des Berges „Rettlstein" 2000 Drachenknochen lagern (NEUNTEUFL, W., 1976).

Die Angaben VISCHERS wurden von späteren Autoren wie etwa J.B. HOMANN im Jahr 1714 übernommen. Auch diese Karte im Maßstab 1 : 476.000 war mit einer allegorischen Darstellung des Berg- und Hüttenwesens, der Goldwäscherei und des Salztransportes auf einem Fluß geschmückt (HOMANN, J.B., 1714; NEUNTEUFL, W., 1976).

Eine ausführliche, flächendeckende Behandlung fanden die Bergwerke Kärntens und der Steiermark in der in den Jahren 1789 bis 1797 in 12 Blättern erschienenen Karte von Josef Karl KINDERMANN im Maßstab 1 : 256.000. Wie seine Vorgänger wählte er alchimistische Zeichen für die Lage der Erzbergwerke und ihrer Metalle. Schurfbaue wurden von ihm als Anbrüche bezeichnet. Hinsichtlich der Zusammensetzung der Erze werden bereits Unterscheidungen getroffen, wie etwa Kupfererze, „Kupferbergwerke", Gold- und silberhaltige Kupfererz-Gold- und silberhältige Kupferbergwerke oder silberhältiges Kupferbergwerk, Eisenanbrüche usw. (KINDERMANN, 1789–1797). Nähere Beschreibungen der Bergwerke finden sich in seinem im Jahr 1798 erschienenen Werk „Repertorium der Steyermärkischen Geschicht, Geographie, Topographie, Statistik und Naturhistorie". So schreibt KINDERMANN über die Erzlagerstätten in der Radmer:

> „ ... In dieser Gegend ist ein Eisen- und ein Kupferbergwerk, welche beyde ausgiebig sind, und nebst anderen auch Kupferkies, pfauenschweifigen Kupferkies, granatartige Markasiten, Quarzkristalle, Gyps und glänzende grüne und blaue Eisenblüthen (die aber seltsam sind) enthalten ... " (KINDERMANN, J.K. 1798).

Die vier Bände umfassende „Oryctographia Carniolica" Balsacar HACQUETS aus den Jahren 1778 bis 1789 enthält in vier Blättern die erste geognostische Karte Krains, Istriens und der südlichen Teile Kärntens. Neben den Lagerstätten verschiedener Metallerze und nutzbarer Gesteine sind insgesamt 13 verschiedene Formationen durch Zeichen ausgewiesen. Die Grenzen der Schichtglieder sind noch nicht festgelegt. Zur Bezeichnung der verschiedenen Lagerstätten verwendete HACQUET in althergebrachter Weise alchimistische Zeichen. Eine Beschreibung der Formationen sowie der Lagerstätten und der in ihren Bereichen bestehenden Bergwerke erfolgte in Form einer Reisebeschreibung (HACQUET, B., 1778–1789).

Im Jahr 1831 wurde in dem periodisch erscheinenden Sammelwerk „Tafelwerk zur Statistik der österreichischen Monarchie" eine von Mathias Josef ANKER verfaßte „Gebirgskarte der Steiermark" veröffentlicht (ANKER, M.J., 1831; WEISS, A., 1986), die in ähnlicher Form auch seinem im Jahr 1835 erschienenen Werk „Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark" beigegeben wurde (ANKER, M.J., 1835). Als topographische Grundlage wurde eine damals übliche Straßenkarte mit Flußläufen, Straßen und Ansiedelungen sowie einer Schraffendarstellung der Gebirgszüge mit Höhenangaben gewählt. Durch einfache Farbgebung wurden fünf Formationen ausgeschieden. Auf die Tektonik des erfaßten Bereiches oder die altersmäßige Abfolge der Schichten ging ANKER überhaupt nicht ein. Als geognostische Darstellungen enthielt die Karte jedoch die damals bedeutendsten Bergwerke und Schürfe auf Eisen-, Kupfer-, Blei-, Silber-, Kobalt- und Quecksilbererze. Bezeichnet sind z.B. die Blei-, Silber- und Zinkerzlagerstätten von Deutschfeistritz, Schrems und Haufenreith, das Magnetitvorkommen vom Plankogel, die Spateisensteinvererzungen vom Erzberg, von Gollrad, Niederalpl, Neuberg, Salla sowie vom Blahberg und Saalberg bei Liezen, die Kupferlagerstätten von Kalwang, Radmer und Öblarn, die Kobaltvorkommen von der Neualpe bei Schladming, endlich das Blei- und Silbererzvorkommen von Oberzeiring und das Quecksilbervorkommen von Gratwein bei Graz. Die Lagerstätten wurden durch die alchimistischen Symbole ihrer Metalle gekennzeichnet (ANKER, M.J., 1835).

In einem ebenfalls im Jahr 1835 erschienenen „Montanistischen Wegweiser durch Steiermark", Maßstab 1 : 460.000, sind die in diesem Jahr in Betrieb gestandenen Bergwerke flächendeckend erfaßt. Bergbaue auf Eisen-, Blei-, Kupfer-, Chrom- und Kobalterze, auf Alaun und „Steinkohlen" sind in Zusammenhang mit ihrer Verarbeitung dargestellt, wobei oft mehrere einem Hüttenwerk zugehörige Bergwerke durch ein einziges Zeichen in der Nähe des Hüttenstandortes erfaßt wurden. Neu an diesem Werk sind von ANKER verfaßte mineralogische Erläuterungen auf einem Beiblatt. Dieses trägt einen Hinweis auf die Sammlung von Belegstücken im Joanneum in Graz (SCHULTZ, 1835; KIRNBAUER, F., 1975).

Der im Jahr 1843 erschienene, von Peter ALTENBURGER verfaßte „Montanistische Wegweiser durch den Amtbezirk des k.k. Berggerichtes für das Erzherzogthum Österreich ob und unter der Enns zu Steyr" erfaßt die in seinem Erscheinungsjahr in Betrieb gestandenen Bergwerke in Ober- und Niederösterreich samt den zugehörigen Verarbeitungsstätten. Der Maßstab des Wegweisers errechnet sich mit 1 : 414.720. Während für die Darstellung von „Goldwäschereien", Silber- und Bleierzbergwerken alchimistische Zeichen Verwendung fanden, wurden für Eisenerz-, Braunstein-, Steinkohlen-, Graphit- und Salzbergwerke bereits Stollensymbole mit einem Zusatzzeichen gewählt. Alaunsiedereien wurden durch ein auf der Spitze stehendes Dreieck mit einem kleinen aufgesetzten Kreis gekennzeichnet (ALTENBURGER, P., 1843; WEISS, A., 1980).

Zur Belebung des in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts völlig abgewirtschafteten Tiroler Bergbaus wurde über Anregung der Tiroler Stände der „Geognostisch-montanistische Verein für Tirol und Vorarlberg" gegründet. Die konstituierende Generalversammlung fand im Jahr 1837 in Innsbruck statt. Der Hauptzweck des Vereins war in § 3 der Statuten wie folgt festgelegt:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

„ ... Die Durchforschung des Landes in allen seinen Theilen zur Entdeckung und Beschreibung aller Arten nutzbarer Fossilien und Mineralien, besonders aber von Steinkohlen, Braunkohlen und Torf, dann die Auffindung architektonischer, statuarischer oder lithographischer Steine, Untersuchung von Gebirgsarten, Beurteilung und Bekanntmachung dieser Entdeckung zur Erleichterung bergmännischer und anderer technischer Unternehmungen ... “ (WEISS, A., 1982).

Die Forschungsergebnisse des Vereines wurden in geognostischen Karten zusammengefaßt. Bereits im Jahr 1843 wurde von Alois Richard SCHMIDT die geognostische Karte von Vorarlberg der in Graz tagenden 21. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte vorgelegt. Die Karte bestand aus zwei Blättern, einem Kartenblatt und einem Profilblatt. Die Geländedarstellung erfolgte im Maßstab 1 : 110.000. Es wurden 23 verschiedene Schichtglieder ausgeschieden (WEISS, A., 1982).

Die geognostische Karte von Tirol wurde im Jahr 1852 fertiggestellt. Sie umfaßte 10 Karten und drei Profilblätter, also 13 Blätter. Die Geländedarstellung erfolgte im Maßstab 1 : 110.000. Es waren 36 verschiedene Schichtglieder ausgeschieden. In der Karte wurden sowohl in Betrieb stehende als auch aufgelassene Bergwerke mit dem Bergwerkszeichen „Schlägel und Eisen“ sowie dem Anfangsbuchstaben des im Haupterz enthaltenen Metalls eingetragen. Vorbild für diese moderne Bezeichnung war der bereits eingangs erwähnte „Wegweiser“ ALTENBURGERS. Die freien Teile der Karte wurden durch eine „Tabellarische Zusammenstellung der im Jahr 1847 in Betrieb stehenden Bergbaue Tirols“ ausgefüllt. Die Karte enthält 57 Bergwerke, „Name“, „Lage“, „abgebautes Material“, „Muttergestein“, „durchschnittliche Ausbeute“ und „Ort der Verhüttung“. Im Jahr 1853 erschienen die von Hermann v. WIDMANN redigierten Erläuterungen zu dieser Karte. Die anläßlich der Aufnahmearbeiten angesammelten Belegstücke wurden im Ferdinandeum ausgestellt (FRIEDRICH, O.M., 1953; WEISS, A., 1982; WIDMANN, H. v., 1853).

Über Anregung des Präsidenten der Hofkammer in Münz- und Bergwesen, August Longin Fürst LOBKOWITZ, und des Niederösterreichischen Gewerbevereins wurden ab dem Jahr 1841 geognostische Karten aus den verschiedensten Bergbaurevieren der Monarchie, die vielfach auch Hinweise über Lagerstätten enthielten, samt Belegstücken an das Montanistikum in Wien gesandt. Die verschiedenen eingesandten Kärtchen dienten Wilhelm HAIDINGER als Grundlage seiner Übersichtskarte der Österreichischen Monarchie.

Im Auftrag des „Geognostisch-montanistischen Vereines für Steiermark“ wurde wohl eine geologische Karte des Landes aufgenommen, die im Jahr 1865 im Druck erschien. In den zugehörigen Erläuterungen bemerkte Dionys STUR, daß auch ein

„ ... Abschnitt, der die specielle Geologie der steiermärkischen Bergbaue enthalten sollte ... “

wegen

„ ... gänzlicher Erschöpfung der Vereinscassa-Mittel ... “

nicht mehr veröffentlicht werden konnte (STUR, D., 1865, 1871; WEISS, A., 1974). Die Geologische Übersichtskarte des Herzogthums Steiermark enthielt wohl die Bezeichnung verschiedener Bergwerke – Silber, Nickel und Kobalt, Kupfer, Zink, Blei, Salz, Alaun und Steinkohlen – die teils durch alchimistische Zeichen, teils durch Buchstaben als Hinweis auf das Hauptmetall, teils durch andere Symbole bezeichnet wurden, es fehlt jedoch eine Zuweisung der Lagerstätten zu einem bestimmten Typus.

Die intensiven Aufnahmearbeiten führten in der Folge dazu, daß bereits regionale Zusammenhänge bestimmter Lagerstätten erkannt wurden, wie etwa der „nördliche Eisenspatzug“ im Gegensatz zum südlichen. An dieser Stelle ist auch die wegweisende Arbeit von Albert MILLER R. von HAUENFELS „Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet“ zu nennen. Eine kartographische Darstellung unterblieb jedoch (FRIEDRICH, O.M., 1953 a; MILLER, A.R. v. HAUENFELS, 1864; SENITZA, J., 1842; TUNNER, P., 1847).

Im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts führten verschiedene Versuche, die auf eine Reaktivierung des Goldbergbaues in den Hohen Tauern und Metallerzbergbauen überhaupt hinzielten, zu einer eingehenden Beschäftigung mit alpinen Erzlagerstätten. Die im Verlauf der zahlreichen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse wurden vor allem von Franz POSEPNY zusammengeführt und dargestellt. Neben den Goldgängen der Hohen Tauern untersuchte POSEPNY auch die Kupfererzlagerstätten von Kitzbühel und die Kieslagerstätten vom Pfundererberg bei Klausen, wobei er stets die engen Zusammenhänge von Geologie, Tektonik, Lagerstättenstruktur und Lagerstätteninhalt darstellte. Eine Zusammenführung der Ergebnisse in Kartenform erfolgte noch nicht (POSEPNY, F., 1880a,b,c).

Barthel GRANIGG versuchte die Vererzung der Ostalpen unter dem Gesichtspunkt der damals aufkommenden Deckentheorie zu betrachten (GRANIGG, B., 1913). Seine im Jahr 1913 veröffentlichte Darstellung war der erste Versuch einer einheitlichen großräumigen Überschau. Die von ihm entworfene Karte im Maßstab 1 : 400.000 zeigte mehr als 200 betriebene und aufgelassene Erzbergbaue. Hiedurch wurden die Grundzüge der Erzführung der Ostalpen erstmals dargestellt. Es wurden folgende Lagerstättentypen ausgeschieden:

- Gold-Silber-Quarzgänge mit Arsenkies, Schwefelkies und Bleiglanz,
- Gold-Silber-Quarzgänge mit viel Kupferkies,
- Kupferkieslagerstätten im Allgemeinen,
- Kupferkieslagerstätten mit Spateisenstein,
- Kupferkieslagerstätten mit Fahlerzen,
- Kupferkieslagerstätten mit Magnesit,
- Spateisenstein mit Kupferkies,
- Spateisenstein,
- Magneteisenstein,
- Schwefelkies und Magnetkies mit Kupferkies,
- Zinnober,
- Bleiglanz-Zinkblende,
- Magnesit.

Auf der einheitlichen großräumigen Überschau GRANIGGS baute Wilhelm PETRASCHECK weiter. Er betonte, daß die Eisenspat- und Magnesitlagerstätten einem genetisch zusammengehörigen Vorgang entsprechen und daß darüber hinaus noch ein überaus großer Anteil an Erzvorkommen einer jungen alpidischen Vererzung zuzuzählen sind (PETRASCHECK, W., 1928).

Als Vorbereitung zu einer Darstellung des Bergbaus im Ersten Weltkrieg veröffentlichte Hermann TERTSCH im Jahr 1918 eine „Kartographische Übersicht der Erzbergbaue Österreich-Ungarns“. Erfaßt wurden von ihm die bergwirtschaftlichen Verhältnisse im Zeitraum 1910 bis 1913 und zu einer tabellarischen Übersicht zusammengefaßt. Eine Übersichtskarte im Maßstab 1 : 1,500.000 zeigte die Lage der Bergbaue auf Erze von Gold, Silber, Schwefel, Arsen, Nickel, Kobalt, Kupfer, Quecksilber, Blei, Zink, Antimon, Wismut, Eisen, Mangan, Chrom, Aluminium, Mo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lybdän, Zinn, Wolfram, Uran sowie auf Graphit. Insgesamt wurden 405 Bergbaue erfaßt. Im Begleittext wurde bei der Darstellung der Versorgung mit den angeführten Metallen auch auf die Art der Vorkommen und ihre geologische Position Bezug genommen (TERTSCH, H., 1918).

Im Jahr 1937 veröffentlichte Otmar Michael FRIEDRICH nach der Bearbeitung eines verhältnismäßig kleinen, aber reich vererzten Gebietes – des Ostrandes der Tauern – seine grundlegende Arbeit „Überblick über die Ostalpine Metallprovinz“ (FRIEDRICH, O.M., 1937). Dem Aufsatz war auch eine Karte angeschlossen. Als geologische Unterlage verwendete er die „Geologische Karte der Republik Österreich“ von Hermann VETTERS (VETTERS, H., 1933), die er entsprechend vereinfachte. Die Lagerstätten wurden in folgende Gruppen eingeteilt:

- Edelmetallagerstätten vom Typus Schellgaden,
- Tauerngoldgänge,
- Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden,
- Kobalt-Nickellagerstätten südlich Schladming,
- magmanahe, meist silberreiche Blei- und Zinklagerstätten,
- magmaferne Lagerstätten mit vorwiegend Blei und Zink, auch Quecksilber, Kupfer u.a.,
- Eisen- und Kupferlagerstätten,
- Spatmagnesite,
- Kieslager der Art der Großarler,
- andere Kieslagertypen,
- Außenseiter,
- verschiedene Mineralvorkommen.

Diese kleine Karte stand am Beginn weiterer intensiver Forschung FRIEDRICHS, deren Ergebnisse in das Archiv für Lagerstättenforschung einflossen. Daneben erfolgte eine Darstellung auf topographischen Karten im Maßstab 1 : 200.000. Zur Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Jahr 1953 wurde schließlich die „Erzlagerstättenkarte der Ostalpen“ veröffentlicht. Als geologische Grundlage diente wieder die vereinfachte Karte von VETTERS. Insgesamt wurden 1.400 Vorkommen erfaßt und folgenden Gruppen zugeordnet:

- Tauerngoldgänge,
- Goldlagerstätten Typus Schellgaden,
- heißthermale Lagerstätten mit Kupfer, Silber, Kobalt, Nickel usw.,
- alpine Kieslager,
- Eisenspatlagerstätten,
- Spatlagerstätten mit vorwiegend Kupfer,
- Spatlagerstätten mit vorwiegend Baryt,
- Blei-Zinklagerstätten in den Kalkalpen,
- Blei-Zinklagerstätten in anderen Gesteinen,
- Antimonlagerstätten,
- Quecksilberlagerstätten,
- Magnesit- und Talklagerstätten,
- Magnetit, Typus Platte,
- Eisenerze, Typus Stubai,
- Bauxit, Karsteisenerze und ähnliche,
- andere Eisenerze (außer Eisenspat),
- Manganerze,
- Chromit,
- Graphit,
- sedimentäre Kupferlagerstätten,
- Kieslagerstätten verschiedener Art,
- Magnesitgänge von Kraubath u.a.,
- Molybdänglanz.

Eine Lagerstättenkarte mit wirtschaftlichem Hintergrund ist die von Karl LECHNER, Anton RUTTNER und Rudolf GRILL entworfene „Karte der Lagerstätten von Erzen, Kohlen, industriell nutzbaren Mineralen, Erdöl und Erdgas in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten“ im Maßstab 1 : 500.000, die als Blatt zum Niederösterreichatlas im Jahr 1958 erschien. Die geologische Unterlage stammte von Peter BECK-MANNAGETTA (LECHNER, K., RUTTNER, A. & GRILL, R., 1958). Durch die verschiedene Größe der Symbole wurde auf die bekannte bzw. angenommene Größe der Vorkommen und Lagerstätten eingegangen.

Im Jahr 1964 erschien im Verlag der Geologischen Bundesanstalt die von Karl LECHNER, Herwig HOLZER, Anton RUTTNER und Rudolf GRILL entworfene „Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich“ im Maßstab 1 : 1,000.000. Ziel dieser Publikation war eine kartographische Darstellung der im Bundesgebiet vorhandenen, stofflich vielfältigen Anhäufungen nutzbarer Minerale und Gesteine. Die Lagerstättenkarte sollte des weiteren eine Betrachtung der Lagerstätten in ihrer Gebundenheit an die geologische Umgebung, die Bedeutung geologischer Einheiten oder tektonischer Linien für die räumliche Anordnung der Mineralisationen ermöglichen. Als geologischer Untergrund wurde die vereinfachte Karte der Republik Österreich von Peter BECK-MANNAGETTA und Erich BRAUMÜLLER verwendet. Insgesamt wurden 2.409 Lagerstätten erfaßt. Der Darstellung wurde ein Erläuterungsheft beigegeben (LECHNER, K., HOLZER, H., RUTTNER, A. & GRILL, R., 1964; BECK-MANNAGETTA, P. & BRAUMÜLLER, E., 1964).

Im Rahmen der Vorarbeiten zum Konzept für die Versorgung Österreichs mit Roh- und Grundstoffen des damaligen Bundesministeriums für Handel, Gewerbe und Industrie entwarf im Jahr 1979 Johann Georg HADITSCH ein Lagerstättenkartenwerk von insgesamt sechs Karten im Maßstab 1 : 1,000.000 wie folgt:

- Lagerstätten der Gold-, Kupfer-, Antimonerze und Alpine Kieslager in Österreich,
- Lagerstätten der Kobalt-Nickel-, Blei-Zink-, Wolfram-Molybdän- und Quecksilber-Erze in Österreich,
- Lagerstätten von Steinen, Erden und Industrieminerali en in Österreich,
- Lagerstätten der Energierohstoffe in Österreich,
- Lagerstätten der Evaporite und Industrieminerali en in Österreich,
- Lagerstätten der Eisen- und Aluminiumerze in Österreich.

Insgesamt wurden knapp 7000 Vorkommen erfaßt. Die Bearbeitung der Karten erfolgte auf Grundlage der geologischen Karte von VETTERS, H. und der seit diesem Zeitpunkt erschienenen Geologischen Literatur und des Archivmaterials der Geologischen Bundesanstalt bis zu Beginn des Jahres 1960. Den Karten wurde ein Erläuterungsband beigegeben.

Im Jahre 1995 veröffentlichte J.G. HADITSCH die „Metallogenetische Karte Tirols“. In dieser Karte wurde erstmals der Versuch unternommen, genetisch gleichartige Vorkommen in metallogenetische Einheiten zusammenzufassen. Als Kartenbasis diente ihm die „Tektonische Übersichtskarte von Tirol“ von R. BRANDNER (1980).

Eine österreichweite Darstellung metallogenetischer Einheiten wurde bisher nicht durchgeführt. Wohl wurden durch J.G. HADITSCH und O.M. FRIEDRICH Grundlagenarbeiten durchgeführt, die jedoch durch den Tod von O.M. FRIEDRICH nicht mehr zu einem Abschluß gebracht werden konnten.

Die nunmehr vorliegende „Metallogenetische Karte von Österreich“ ist somit die erste bundesweite Darstellung dieser Art.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

III. Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe

(Fritz EBNER)

1. Einleitung

Die vorliegende Beschreibung der geologischen Einheiten Österreichs soll keinesfalls die bestehenden Darstellungen ersetzen, vielmehr in knapper Form helfen, die Zusammenhänge zwischen Geologie, Tektonik und Lagerstätten in Raum und Zeit aufzuzeigen. Die meisten Veröffentlichungen gehen zwar auf den geologischen Werdegang ausgewählter geologischer Einheiten sehr detailliert ein, ohne jedoch das charakteristische Rohstoffinventar in der nötigen Schärfe miteinzubeziehen. Andererseits wird in den meisten Lagerstättenbeschreibungen nur das unmittelbare geologische Umfeld beschrieben, sodaß großräumige Zusammenhänge unerkannt bleiben. Im vorliegenden Abschnitt werden die einzelnen metallogenetischen Einheiten nur erwähnt. Die detaillierte Beschreibung erfolgt im Abschnitt IV.

Zusammenfassende Darstellungen der Geologie Österreichs, z.T. auch mit umfangreichen Hinweisen auf Rohstoffvorkommen/-Lagerstätten gehen auf KOBER, L. (1938), SCHAFFER, F.X. (1951), FRIEDRICH, O.M. (1953), GWINNER, M. (1971), BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976), DEL NEGRO, W. (1977), TOLLMANN, A. (1963, 1977a, 1985, 1986) und OBERHAUSER, R. (1980a) zurück. Weiters wird auf Themenbände zum prä-alpidischen (RAUMER, J.F.v. & NEUBAUER, F., 1993) und alpidischen Geschehen (TOLLMANN, A., 1973, 1976a,b; FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P., 1987) verwiesen. Darauf aufbauend und auf die dortige umfassende Literatursammlung verweisend wird versucht, die heimischen Rohstoffvorkommen nicht isoliert, sondern eingebettet in ihren geologischen Rahmen und in Abhängigkeit der sie bildenden geologischen Prozesse darzustellen.

Österreich liegt innerhalb Europas an der Grenze zweier geologischer Großeinheiten. Die im Mühl-, Wald- und westlichen Weinviertel sowie südlich der Donau im Sau- und Dunkelsteinerwald aufgeschlossene Böhmische Masse gehört noch dem Variszikum Mitteleuropas an. Bei der alpidischen Orogenese war sie der „Prellbock“ für die progradierenden alpinen Deckeneinheiten. Dadurch reichen die südlichen Ausläufer des Variszikums als überschobene Einheiten noch weit unter die Alpen. Der Großteil Österreichs gehört dagegen den im alpidischen Orogenzyklus geformten Alpen an.

Unklarheiten in der Abgrenzung einzelner Einheiten resultieren daraus, daß ähnlich lautende geologische und geographische Begriffe inhaltlich nicht deckungsgleich sind. Abgesehen von den Hainburger Bergen als Ausläufer der Kleinen Karpaten gehört das gesamte alpine Österreich geographisch zu den Ostalpen. Die Grenze zu den Westalpen folgt dabei dem Rheintal südlich des Bo-

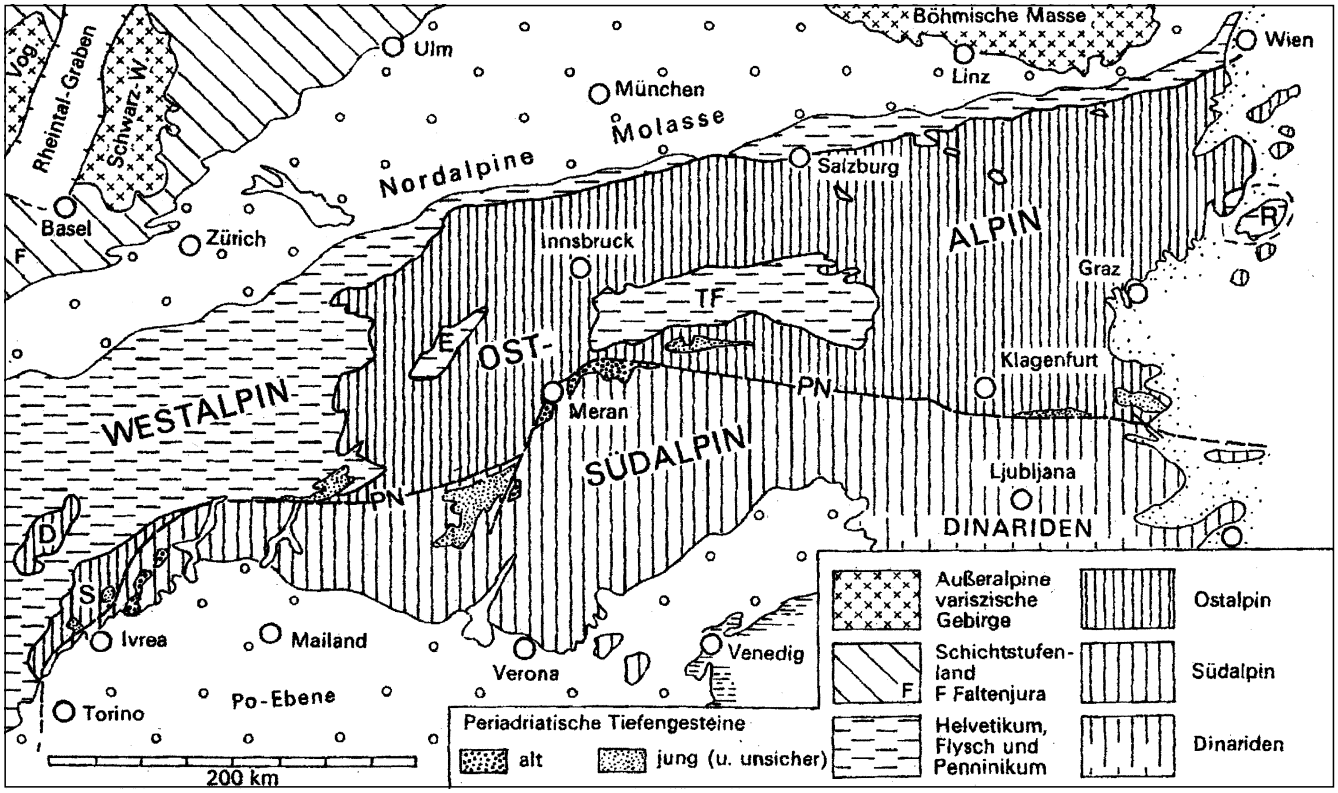


Abb. 9.
Die geologischen Großeinheiten Österreichs und angrenzender Gebiete (verändert nach BÖGEL, H. & SCHMIDT, K., 1976).
PN = Periadriatisches Lineament; Penninische Fenster; E = Engadiner Fenster; TF = Tauern Fenster; R = Rechnitzer Fenster.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

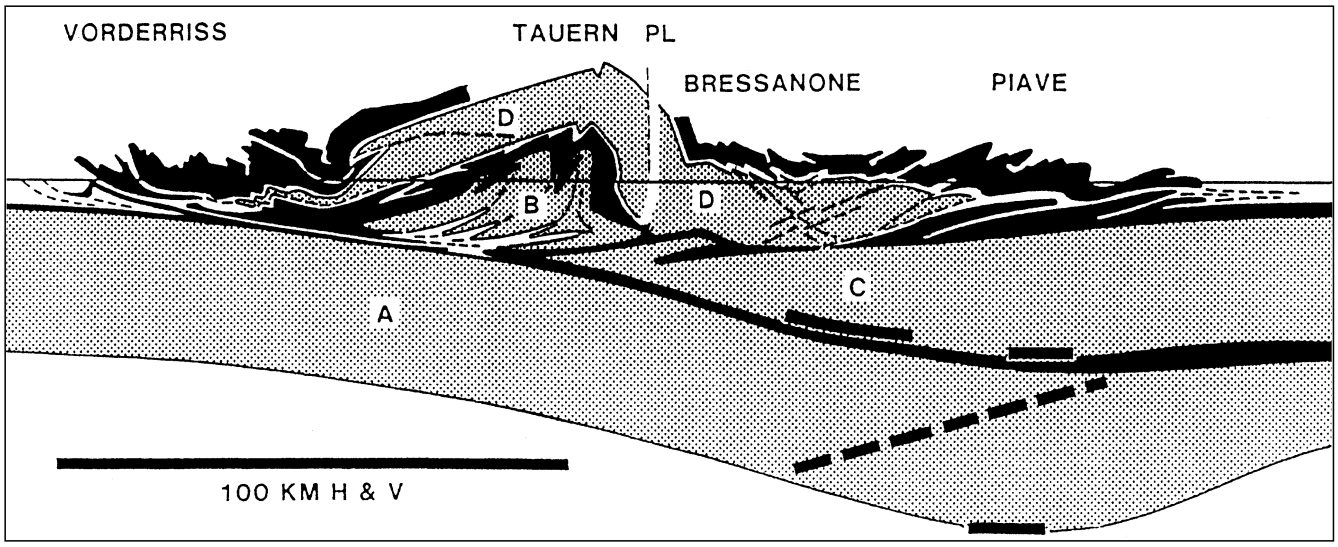


Abb. 10.
Krustenprofil durch die Ost- und Südalpen.
Bemerkenswert ist die maximale Krustenmächtigkeit südlich des Periadriatischen Lineaments. An der Krustenstapelung sind beteiligt: A = nördliche (europäische) Vorlandkruste; B = (penninische) Zentralgneiskomplexe; C = südalpine (adriatische) Vorlandkruste; D = ostalpine Kruste; Schwarz = mesozoische Sedimente, PL = Periadriatisches Lineament.
Aus SPRENGER, W.L. (1996).

densees. Entlang dieser Linie tauchen für die Westalpen typische Gesteinseinheiten (Penninikum) nach E unter das ostalpine Deckensystem (Ostalpin), streichen unter diesem weiter und tauchen in den Penninischen Fenstern innerhalb des Ostalpins wieder auf.

Am N-Rand der Ostalpen setzen sich mit dem Helvetikum und der Flyschzone ebenfalls typisch westalpine Elemente weiter nach E fort. Diese wurden im Zuge der alpidischen Orogenese von ostalpinen Einheiten überschoben (Abb. 9).

Die Krustenstruktur der Ostalpen ist durch Abkoppelungen innerhalb der Kruste, bivergente Überschiebungen und Seitenverschiebungen in der oberen Kruste bestimmt (Abb. 10).

Die geographisch den Ostalpen angegliederten Südalpen sind dagegen durch das Periadriatische Lineament (Periadriatische Naht/Grenze; Alpin-dinarische Grenze) klar von den Ostalpen getrennt und geologisch als eigener Orogenteil zu betrachten.

Geologisch nicht eindeutig ist dagegen die Abgrenzung der Ostalpen gegen die Karpaten, da beide Gebirgssysteme obertags lediglich durch das tertiäre Wiener Bekken voneinander getrennt sind.

Das Tertiär der Molassezone und der Inneralpinen Bekken bildet einen integralen Bestandteil der Ostalpen, da es im Spätstadium der alpidischen Orogenese z.T. noch in den Bau der alpidischen Ketten einbezogen wurde. Als post-tektonisch sind die Ablagerungen des Quartärs anzusehen. Neben dem Alluvium entlang der heutigen Entwässerungslinien sind pleistozäne Ablagerungen vor allem für ingenieurgeologische Fragestellungen und als Vorkommen von Baurohstoffen wichtig.

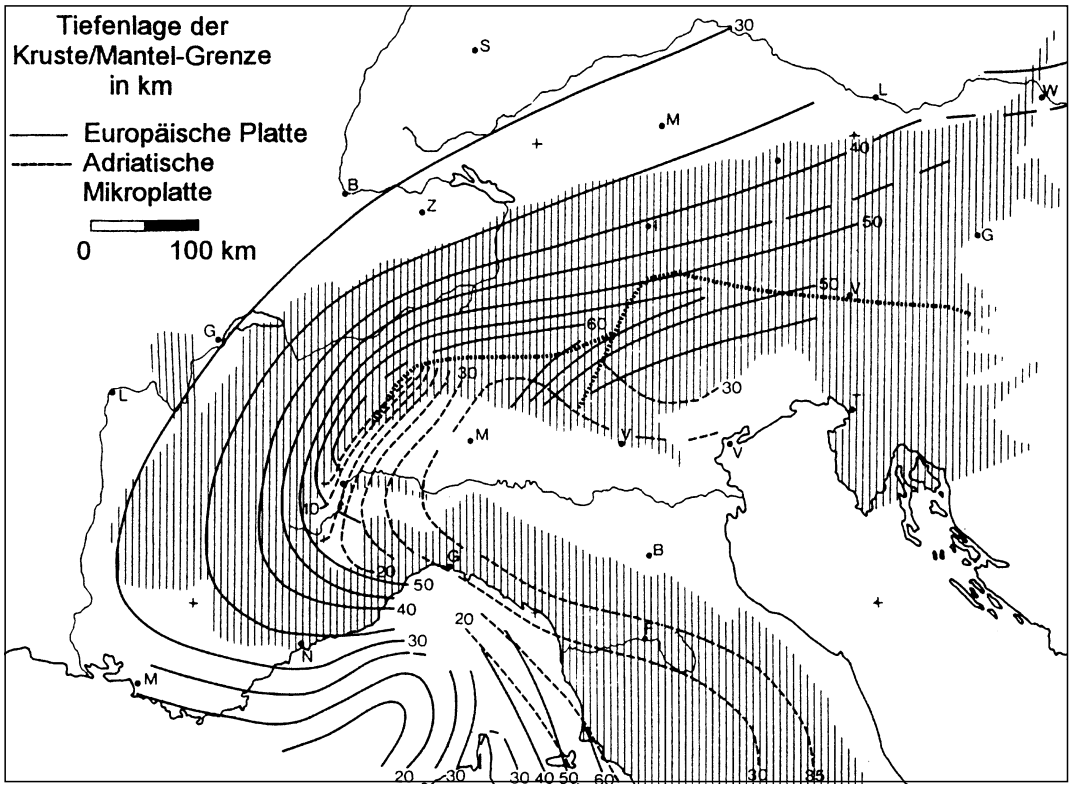


Abb. 11.
Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze im Bereich der Alpen.
Maximale Krustenmächtigkeit tritt im Bereich der Ost- und Südalpen im Raum Bozen/Meran auf.
Aus GIESE, P. et al. (1982).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bei den erwähnten Rohstoffvorkommen wird auf die in Abschnitt IV dargestellten metallogenetischen Einheiten verwiesen. Auf Zitierung der dort angeführten Literatur wird meist verzichtet.

Im weiteren Text werden folgende Abkürzungen verwendet:

KW Kohlenwasserstoffe

Fm. Formation

Metamorphosebedingungen

hp Hochdruck
lp Niederdruck
ip intermediäre
ht Hochtemperatur
lt Niedertemperatur

2. Böhmische Masse (Außeralpines Kristallin)

Mühl-, Wald-, Teile des Weinviertels und der südlich der Donau gelegene Sau- und Dunkelsteiner Wald gehören dem Variszischen Gebirge Mitteleuropas (Außeralpines Kristallin) an. Explorationsarbeiten auf KW im Untergrund der Molassezone, der Nördlichen Kalkalpen und des Wiener Beckens zeigen, daß die Böhmische Masse mit ihrer auflagernden permomesozoischen Sedimenthülle (autochthones Mesozoikum) unter den alpinen Decken weit nach S reicht.

Traditionell werden in der Böhmischen Masse seit SUESS, E. (1908, 1912) die Moravische und die Moldanubische Zone unterschieden. In letzterer liegt im Dreiländereck Bayern – Tschechien – Österreich die spät-variszische Intrusionsmasse des Südböhmischen Plutons. Diese Einheiten sind Teil eines bivergenten Orogens mit Wurzelzone im Moldanubikum des zentralen Böhmischen Massivs, dessen hochmetamorphe Gesteinsserien bei der variszischen Orogenese über das nordwestliche (Saxothuringikum) und südöstliche Vorland (Moravo-Silesikum) überschoben wurden (MATTE, P., 1986; TOLLMANN, A., 1982; MATTE, P. et al., 1985, 1990). Diese auf einer rein orthogonalen Kollision beruhenden Modelle wurden zuletzt zugunsten einer mehrphasigen Entwicklung mit großen lateralen Displacements verfeinert (FRITZ, H. & NEUBAUER, F., 1993).

Die lithologischen Ausscheidungen der metallogenetischen Karte basieren auf der Kartendarstellung von FUCHS, G. & MATURA, A. (1976). Die dargestellte Tektonik zeigt neben den spät-variszischen Scherzonen den moldanubisch-moravischen Deckenstapel nach TOLLMANN, A. (1982, 1985). Aus diesem Schema ist bei Berücksichtigung der Raabser Serie als ozeanische Suturzone auch eine tektonische Auflösung im Sinn der zuletzt diskutierten Terranetektonik ableitbar (FRANK, W.F., MATTE, P. et al., 1990; FRITZ, H. & NEUBAUER, F., 1993; FRITZ, H., 1995, 1996).

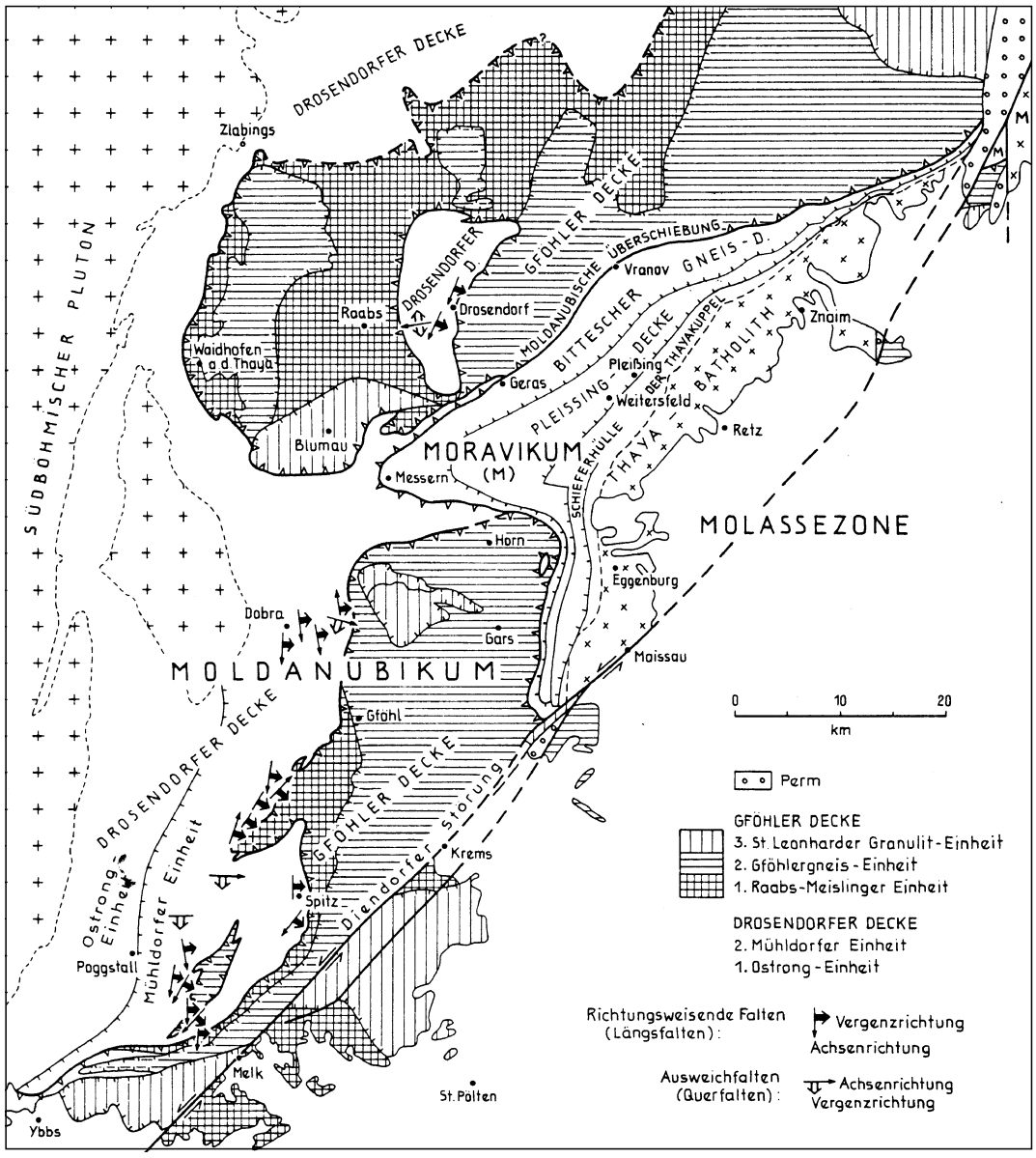


Abb. 12.
Tektonische Gliederung des Wald- und westlichsten Weinviertels.
Nach FUCHS, G. & THIELE, O. u.a. aus TOLLMANN, A., (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.1. Moldanubikum und Moravikum im Wald- und Weinviertel

Das Wald- und westliche Weinviertel setzt sich aus zwei in sich weiter tektonisch untergliederten Großdeckensystemen (Moldanubikum, Moravikum) zusammen (Abb. 12). Die Gesteinsbeschreibungen stützen sich im wesentlichen auf FUCHS, G. & MATURA, A. (1976, 1980) und TOLLMANN, A. (1985; dort auch Zusammenfassung der älteren Literatur).

Im E werden im Moravischen Deckenkomplex vom Liegenden zum Hangenden folgende Einheiten angetroffen (Abb. 12, 13):

Thaya-Batholith

Dieser spät-proterozoische Batholith intrudierte mit teilweise noch erkennbarer Kontaktmetamorphose in ein heute in Form von Gneisen, Glimmerschiefern und Quarziten vorliegendes Dach älterer Gesteine (FRASL, G., 1991). Entlang der sinistralen Diendorfer Störung ist dieser Komplex von der Brünner Intrusionsmasse getrennt (SCHERMANN, O., 1965). Im W und S zeigt der Thaya-Batholith hauptsächlich granitische Zusammensetzung, zum Zentrum hin entwickeln sich Granodiorite, im E finden sich Quarzdiorite bis Tonalite.

Altersdatierungen: Rb/Sr: 550±15 Ma (SCHARBERT, S. & BATIK, P., 1980); $^{40}Ar/^{39}Ar$ an Glimmern und Hornblenden: 620 Ma (FRITZ, H. et al., 1996).

Paläozoische Decksedimente treten in Form geringmetamorpher pelitisch-psammitisch-karbonatischer Serien bei Olbersdorf am Manhartsberg auf. In ihnen wird ein Äquivalent zu vergleichbaren, fossilführenden devonischen Bildungen in Mähren gesehen (FRASL, G., 1991).

Pleißing-Decke

Diese E-vergente Einheit besteht aus den stark tektonisierten Weitersdorfer Stengelgneisen, die intensiv mit Metasedimenten (Marmoren, Paragneisen, Glimmerschiefern, Quarziten) verfaltet sind. Als Alter wird spätes Proterozoikum vermutet (FRANK, W. et al., 1990).

Bittescher-Gneis-Decke

Diese Einheit wird aus stark verschieferten, porphyrischen Orthogneisen mit Einschaltung mächtiger Amphibolitlagen im Hangenden aufgebaut. Das Alter der Bittescher Gneise ist nicht eindeutig. Eine Reihe verschiedener Datierungen weist auf cadomisches Alter, wobei allerdings auch prä-cadomische Alter nicht gänzlich ausgeschlossen werden können (vgl. KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Die metamorphe Zonierung verläuft diskordant zu den lithologischen und tektonischen Grenzen und nimmt bis in einen Bereich von 580–602°C bei 6–8 kb (HÖCK, V. et al., 1990; HÖCK, V., 1995) unter der moravischen Überschiebung zu. KLÖTZLI, U. et al. (1997) sehen im Moravikum eine cadomisch konsolidierte Kruste, die teilweise von variszischen Ereignissen betroffen wurde.

An Mineralisationen sind aus dem Moravikum lediglich *Magnetitanreicherungen* (Seifen) in der Hülle des Thaya-Batholithes (Merkersdorf, Passendorf [LIBOWITZKY, E., 1990]) und eine imprägnationsartige *Chalkopyrit-Silber*-Vererzung im Bittescher Gneis bei Mödring (GÖTZINGER, M.A. & HANDL, M., 1994) zu erwähnen.

Die klassische Gliederung des Moldanubischen Deckenstapels enthält mit dem tieferen Drosendorfer und hangenden Gföhler Deckensystem zwei in Bezug auf Lithologie und geologische Geschichte unterschiedliche Einheiten (Abb. 12):

Drosendorfer Deckensystem

Das Liegende bildet im W die Ostrong-Decke (Monotone Serie) mit migmatischen (Biotit-, Plagioklas-)Paragneisen, Kalksilikatgesteinen und vereinzelt Eklogiten (EXNER, C., 1970). Zum Südböhmischen Pluton bestehen magmatische Kontakte. Bemerkenswert sind am E-Rand der Monotonen Serie schmale Lamellen von Granuliten (FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G., 1979).

Das Alter dieser an einem cadomischen bis spät-cadomischen aktiven Kontinentalrand gebildeten Sedimente (LINNER, M., 1993) kann aufgrund der Meerwasser-Sr-Entwicklung mit 450–650 Ma (spätes Proterozoikum–? Kambrium) angegeben werden (KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Dominant ist eine lp/ht-Metamorphoseentwicklung bis zu beginnender anatektischer Schmelzenbildung bei 700°C und >4,5 kb (PETRAKAKIS, K., 1996). Hinweise auf eine ip/hp-Entwicklung sind selten (BRÜCKNER, H.K. et al., 1991; LINNER, M., 1993).

An der Basis der Mühldorfer Decke liegt der Dobra-Gneis. In die homogenen, klein- bis grobkörnigen Biotitgneise leukogranitischer, granitischer und granodioritischer Zusammensetzung sind konkordant m-mächtige Amphibolite und Biotitschiefer eingeschaltet. Vereinzelt treten quergreifende Amphibolitgänge auf.

Der Dobra-Gneis ist ein I-Typ-Granodioritgneis, der mit einem Intrusionsalter von 1377±10 Ma (GEBAUER, D. & FRIEDL, G., 1994) den Rest einer exotischen prä-variszischen Kruste darstellt, auf der die Bunte Serie abgelagert wurde. Tektonisch stellt seine Basis eine tektonische Hauptlinie dar, entlang der die Bunte Serie inklusive ihres Basiskristallins der Monotonen Serie aufgeschoben wurde (KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Basale Quarzit- und Arkosegneise der Bunten Serie sind lokale transgressive Basisbildungen über dem Dobra-Gneis (EXNER, C., 1953). Sie bestehen aus Biotit-Pla-

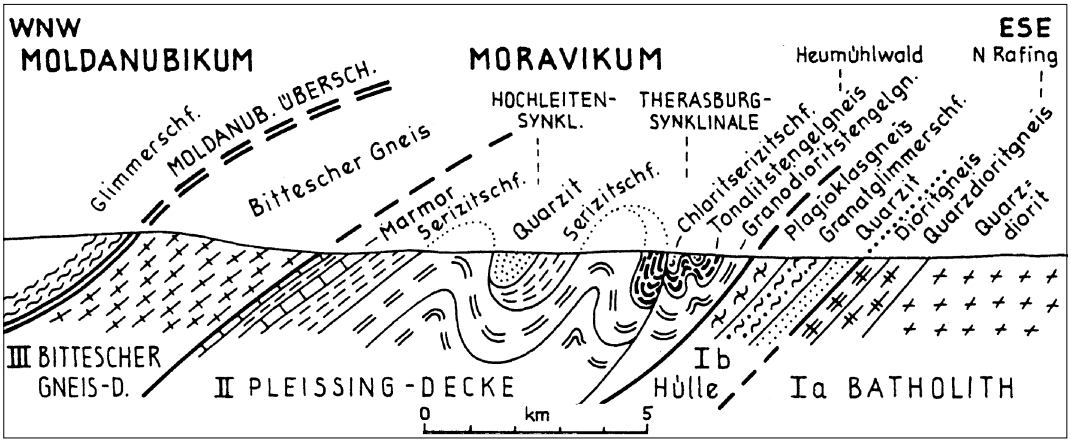


Abb. 13.
Querprofil durch das Moravikum bei Therasburg im Pulkautalgebiet.
Nach WACHTEL, G. (1975), ergänzt durch TOLLMANN, A. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gioklasgneisen, Graphitgneisen, Marmoren (Spitzer, Hinterhauser, Wachauer Marmor), Kalksilikatgesteinen, Augitgneisen, Quarziten und Amphiboliten. Weiters finden sich granitische Orthogneise (Spitzer Granodioritgneis, Weiterndorfer Granitgneis). Die Amphibolite sind teils Sedimentabkömmlinge (im Nahbereich von Marmoren und Augitgneisen), teils magmatischer Herkunft (mit MORB-Spurenelementmustern [ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H., 1982]).

In den Wechselfolgen von Marmoren, Schiefergneisen, Quarziten und Amphiboliten treten Graphitschiefer in selbständigen Zügen mit rasch schwankenden Mächtigkeiten auf (Graphitbezirk Bunte Serie). Der *Graphit* ist feinkristallin oder in Form von Flinz- oder Flockengraphit ausgebildet. Als Ausgangsmaterial werden Sapropelite eines durch basischen Vulkanismus beeinflußten marinen Ablagerungsraumes gesehen. Darauf weisen auch SEE-Verteilungsmuster, Pyrit als häufiges Begleitmineral und in geochemischer Hinsicht Bioindikatoren wie Mo-, V-, Ni- und C-Isotope (JANDA, I. & SCHROLL, E., 1960; SCHRAUDER, M. et al., 1993). Das Bor für die Turmalinbildung und örtliche Buntmetallmineralisationen sind Hinweise auf hydrothermale Lösungen im Zusammenhang mit dem Vulkanismus. *Ag-führende Pb-Zn-Mineralisationen* sind an Kalkmarmore gebunden.

Aus diskordanten Intrusivkontakten des Weiterndorfer Granitgneises (Intrusionsalter: 640±20 Ma [KLÖTZLI, U. et. al., 1996]) kann ein Minimalalter für die Bunte Serie abgeleitet werden. Dies deckt sich auch mit Kalkulationen von 600–950 Ma aus der Sr-Meerwasserentwicklung (FRANK, W. et al., 1990) und steht im Widerspruch zu paläozoischen Palynomorphen aus vergleichbaren Gesteinen des nordwestlichen Böhmischen Massivs (PACLTOVA, B., 1981). Die Metamorphosebedingungen werden mit 700–800°C und 7–9 kb und hp-Relikten angegeben (PETRAKAKIS, K., 1986).

Gföhler Decke

An der Basis der Gföhler Decke liegt im Hangenden des moldanubischen Deckenstapels (Abb. 12, 14, 15) mit der Raabs-(Meislinger) Einheit eine wichtige Suturzone im Moldanubikum (THIELE, O, 1984; FRITZ, H., 1995). Sie ist reich an Orthoamphiboliten und führt besonders in den hangenden Teilen migmatisierte Biotit-Plagioklasgneise. Selten finden sich Einschaltungen von Orthogneisen und Karbonaten. Im Liegenden ist sie durch einen Span von Gföhler Gneisen von der Bunten Serie getrennt (MATURA, A., 1976).

Bestimmte Amphibolittypen, Serpentiniteinschaltungen und strukturelle Merkmale sind maßgeblich für ihre Interpretation als ozeanische Sutur mit Resten eines tektonisch stark zerlegten Ophiolithkomplexes und kalkalkalischen Metaandesiten. Ein ältest-paläozoisches Alter der amphibolitführenden Serien kann nur indirekt aus U/Pb-Zirkon-Altern aus Plagiogranitgneisen abgeleitet werden (FRITZ, H., 1995, 1996; FINGER, F. & v. QUADT, A., 1995).

Das Modell für die geodynamische Entwicklung enthält einen Ophiolithkomplex vermutlich in Back-arc-Position, die Bildung kalkalkalischer Magmen in Insel- oder magmatischen Bögen und Einbau der ozeanischen Bereiche in den Deckenstapel bei der variszischen Kontinent-Kontinent-Kollision (NEUBAUER, F. & FRITZ, H., 1993; FRITZ, H., 1995, 1996).

Gföhler Gneis und Granulite bilden die hangendsten tektonischen Einheiten (Abb. 12, 14, 15), die z.T auch als zusammenhängende Decke angesehen werden (FRANKE, W., 1989; MATTE, P. et al., 1990). Trotz lithologischer Unterschiede zeigen sie gewisse Gemeinsamkeiten (z.B. Herkunft von S-Typ-Graniten ähnlicher geochemischer und mineralogischer Charakteristik [VELLMER, C., 1992]).

Der fein- bis mittelkörnige Gföhler Orthogneis bildet ausgedehnte, einförmige Massen granitischer Zusammensetzung. Lokal bestehen Übergänge zu gebänderten Granuliten. Seine migmatische Natur wird am besten als Ergebnis einer wasserfreien Aufschmelzung durch Dekompression bei raschem Aufstieg entlang einer Überschiebungszone interpretiert (PETRAKAKIS, K. & RICHTER, W., 1990; PETRAKAKIS, K., 1994). Aufgrund seiner starken Deformation wird in ihm eine Hauptdeformationszone des Moldanubikums gesehen (KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Die Intrusion des Gföhler Gneises im frühen Ordovizium (Rb/Sr-Alter zwischen 481±12 und 491±24 Ma [ARNOLD, A. in SCHARBERT, H.G., 1973; FRANK, W. et al., 1990]) stellt ein wichtiges magmatisches Ereignis dar. Obere Interceptalter an Zirkonen mit 1813±160 Ma sind Hinweise auf aufgeschmolzenes Krustenmaterial (VAN BREMEN, O. et al., 1982). Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter aus eingelagerten gebänderten Granuliten geben mit 450±30 Ma einen Hinweis auf die Granulit-Metamorphose (ARNOLD, A. in SCHARBERT, H.G., 1973), deren Bedingungen zum Höhepunkt der Metamorphose mit 750°C und 8–11 kb angegeben werden (PETRAKAKIS, K., 1996).

Granulitklippen bilden das hangendste Element im moldanubischen Deckenstapel. Neben den Vorkommen im Waldviertel (Blumau, St. Leonhard) treten sie auch südlich der Donau im Dunkelsteiner Wald und um Pöchlarn – Wieselburg auf. Als Haupttypen finden sich lichte, teils grauviolette, gebänderte bis feinkörnige, saure Typen (mit Quarz, perthitischem Orthoklas, antiperthitischem Oligoklas-Andesin, almandinreichem Granat und geringen Mengen von Biotit, Disthen und Sillimanit [NIEDERMAYR, G., 1967]).

Einschaltungen von dem Gföhler Gneis ähnlichen Partien im Granulit und umgekehrt deuten auf ihre Bildung in benachbarten Räumen, allerdings unter verschiedenen Metamorphosebedingungen. Zwischen Gföhler Gneis und den Granuliten treten auch migmatische Gneise, Amphibolite, Pyroxengneise und syn-tektonische Syenitgneise (bei Wolfshof) auf. Basische Granulite und Granatpyroxenite liegen in kleineren Einschaltungen besonders im Dunkelsteiner Wald vor. Zusätzlich treten basische und ultrabasische Gesteine in schmalen Zonen auf.

Die Granulite sind Residualgesteine, die bei der Anatexis granitische Schmelzen verloren (VELLMER, C., 1992). Die Bedingungen lagen bei 760–780°C und 10–11 kb. Reliktisch wurden auch >800°C und >13 kb festgestellt (SCHARBERT, H.G. & KURAT, G., 1975; PETRAKAKIS, K., 1996).

Die den Granuliten eingeschalteten Ultrabasite sind tektonisch eingelagerte Mantelschuppen (CARSWELL, D.A., 1991). Für sie wurde ein Dekompressionspfad von der Eklogitfazies (855±63°C, 20,1±1,8 kb) zur Granulitfazies (775–800°C, 12–15 kb) und Amphibolitfazies (650–750°C, 4–6 kb) sowie ein Metamorphosehöhepunkt zwischen 340–360 Ma ermittelt (CARSWELL, D.A., 1991; O'BRIAN, P.J. & CARSWELL, D.A., 1993; CARSWELL, D.A. & AMTVEIT, B., 1990).

Aus metallogenetischer Sicht sind aus den moldanubisch/moravischen Deckeneinheiten neben der Bunten Serie (Graphitbezirk Bunte Serie) vor allem die Ultrabasite erwähnenswert. In der Raabser Einheit des Waldviertels (Vermiculitbezirk Moldanubikum) werden letztere diskordant von Gängen mit Pegmatiten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

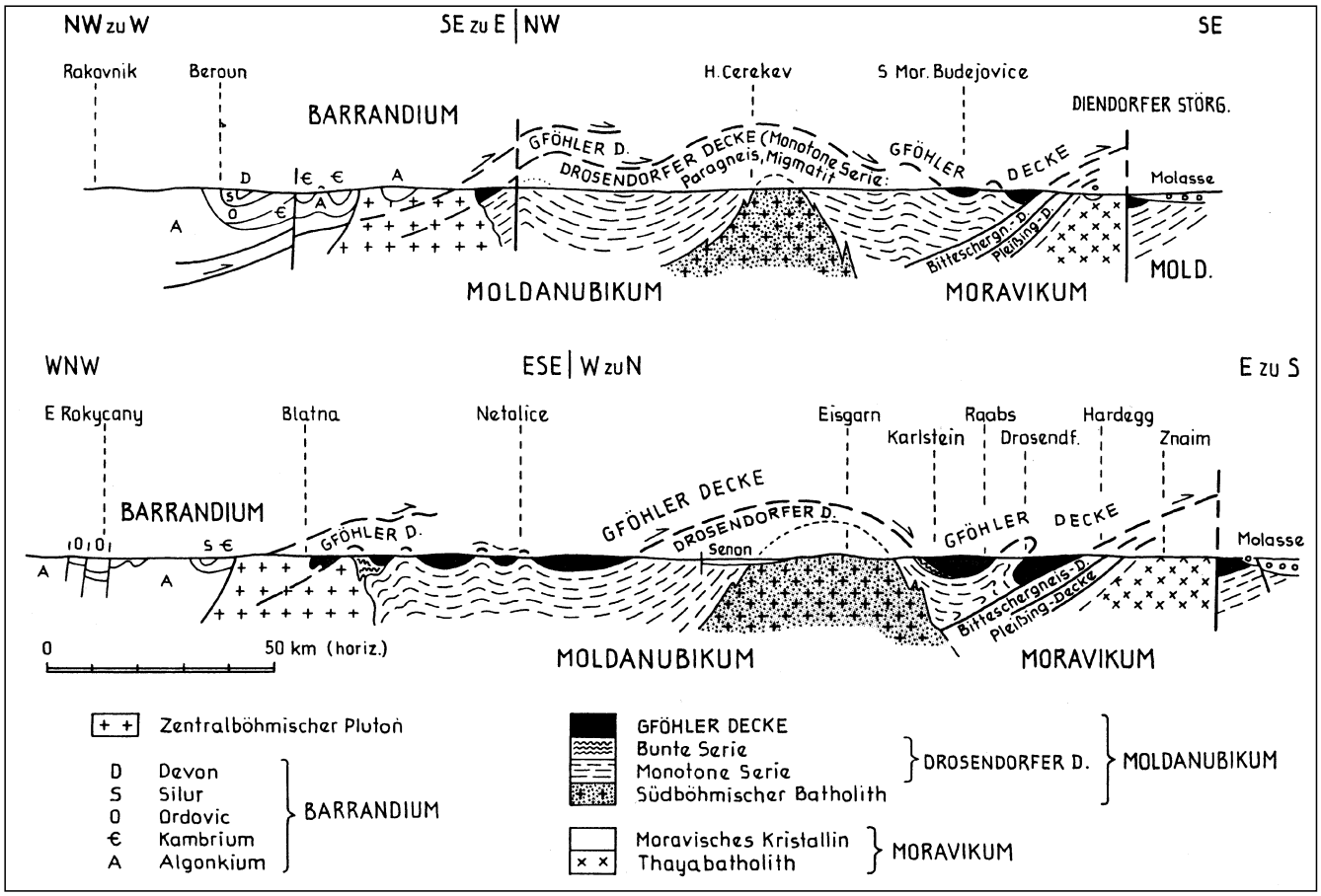


Abb. 14.
Profile zum Deckenbau in der Böhmischen Masse.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

bzw. Gangfüllungen ausklingender pegmatitischer Aktivitäten durchschlagen. In den Reaktionszonen findet sich meist *Vermiculit*. Vereinzelt auftretender kryptokristalliner *Magnesit* ist nicht cogenetisch mit dem Vermiculit (GÖTZINGER, M.A., 1987a,b).

Im Dunkelsteiner Wald sind Ultrabasite innerhalb der Granulitmasse häufig von einem Netzwerk kryptokristalliner, weißer *Magnesite* vom Typus Kraubath durchzogen. *Vermiculit* findet sich hier nur untergeordnet (Magnesit-[Vermiculit-]Bezirk Dunkelsteiner Wald). Bemerkenswert ist auch der lokal hohe Ni-Gehalt in Verwitterungs- und Bodenbildungen über ultrabasischen Gesteinen (z.B. Waldkirchen).

Tektonisch-metamorphe Entwicklung

In den moravischen Einheiten verläuft die metamorphe Zonierung diskordant zu den lithologischen und tektonischen Grenzen und nimmt bis in einen Bereich von 580–602°C bei 6–8 kb (HÖCK, V. et al., 1990; HÖCK, V., 1995) unter der moravischen Überschiebung zu. KLÖTZLI, U. et al. (1997) sehen im Moravikum eine cadomisch konsolidierte Kruste, die teilweise von variszischen Ereignissen betroffen wurde. Die Grenzzone zum Moldanubikum (moldanubische Überschiebung) ist durch retrograd metamorphe Glimmerschiefer markiert.

Im Moldanubikum sind die gesteinsbildenden metamorphen Mineralparagenesen aller Einheiten ausschließ-

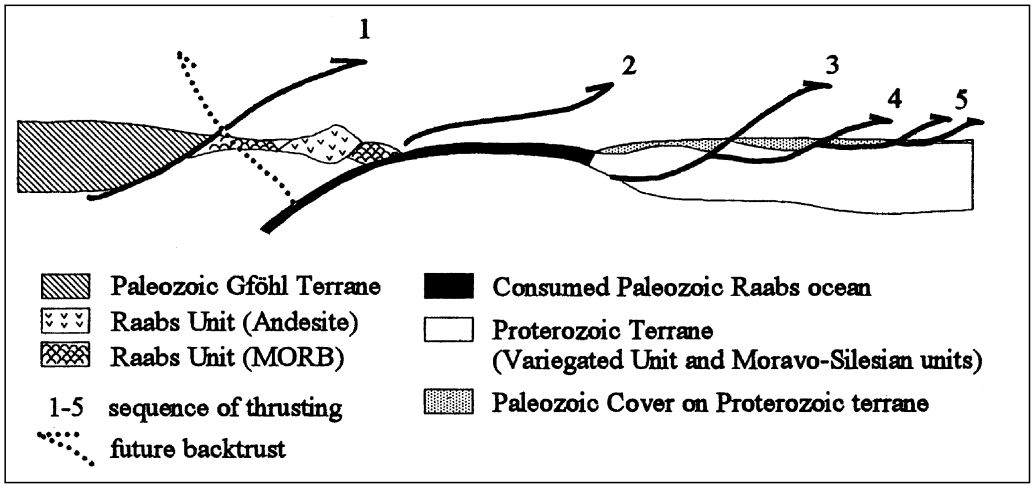


Abb. 15.
Tektonisches Schema der südöstlichen Böhmischen Masse mit Schließung eines ozeanischen Bereichs (Raabs Ozean) und einem nach NE in seichtere Krustenniveaus propagierenden Deckensystem.

Die zeitliche Reihenfolge der Überschiebungen ist durch die Nummern angegeben: 1 = Bunte Serie auf Gföhler Einheit, 2 = Überschiebungen innerhalb der Raabser Serie, 3 = Moldanubische Überschiebung, 4 = Innermoravische Überschiebungen, 5 = Basalaufschiebung des Moravikums.
Aus (FRITZ, H. (1996)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lich variszischen Alters. Die mit verschiedensten Methoden ermittelten Alterswerte gruppieren sich um 340–360 Ma (VAN BREMEN, O. et al., 1982; SCHENK, V. & TODT, W., 1983; O'BRIAN, P.J. & CARSWELL, D.A., 1993; FRIEDL, G. et al., 1993).

Bis in die späten 80er Jahre wurde die moldanubische Überschiebung als eine Plattengrenze zwischen den hochgradig metamorphen moldanubischen Decken und den geringer metamorphen Einheiten des Moravikums angesehen (vgl. TOLLMANN, A., 1985 mit Diskussion der wichtigsten Arbeiten). Über die Kinematik und Zeit der internen Deckentektonik bestanden unterschiedliche Auffassungen. Einer W-gerichteten kaledonischen Deckenstapelung, die von variszischen E-vergenten Bewegungen entlang der moldanubischen Überschiebung überprägt wurde (FUCHS, G., 1976, 1986, 1991), steht die Auffassung einer einaktigen E-gerichteten variszischen Überschiebung (THIELE, O., 1976, 1984; TOLLMANN, A., 1982) gegenüber.

In den letzten Jahren wird die Tektonik der südöstlichen Böhmischen Masse durch Terrane Akkretion während der variszischen Kollision erklärt. Modelle von FRANKE, W.F. (1989) und MATTE, P. et al. (1990) beinhalten drei Terranes (Moravisches Terrane, Drosendorf-Terrane und Gföhler Terrane). Demgegenüber sehen FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993) und FRITZ, H. (1995, 1996) zwei kontinentale Blöcke (Terranes), die von einer sandwichartig dazwischen gelagerten ozeanischen Suturzone (Raabser Serie) getrennt werden. Das proterozoische Terrane umfaßt das Moravo-Silesische Parautochthon, die moravischen Decken und basalen Anteile des Moldanubikums (Monotone und Bunte Serie). Das paläozoische Terrane (Gföhler Terrane) beinhaltet den im moldanubischen Stapel in höchster Position liegenden Gföhler Gneis und die Granulit-Klippen (Abb. 15).

Nach KLÖTZLI, U. et al. (1997) ist es derzeit aber noch unklar, welches der Terranemodelle zu favorisieren ist. Wichtig ist auch, daß in den moldanubischen Einheiten bei der Metamorphose unterschiedliche p-Regime auftraten (lp: Monotone Serie; ip/hp: Bunte Serie, Gföhler Einheit). Aufgrund der Entwicklung der Sr-Isotope kann die Bunte Serie auch als cadomisch konsolidiertes Krustensegment gesehen werden, das als Liefergebiet für die Monotone Serie fungierte. Gföhler Gneise und Granulite stellen ein völlig anderes Krustensegment (Terrane) dar, das vor allem durch seinen ältest-paläozoischen Magmatismus gekennzeichnet ist. Der Zeitpunkt der Schließung des ozeanischen Raabser Segmentes und die Stapelung der moldanubischen Einheiten ist unklar, muß jedoch vor der Intrusion des Rastenberger Granodiorits (342–338 Ma) erfolgt sein. Das p-Maximum der Metamorphoseentwicklung um 370 Ma war eine Folge dieser Krustenstapelung, alle Alterswerte um 340 Ma aus den Granuliten sind auf spätere, nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte Prozesse zurückzuführen (PETRAKAKIS, K., 1994, 1996).

Für die Auflösung der Tektonik ist die inverse Metamorphosezonierung, die in den basalen Teilen der Moravischen Decke die geringste und in den Granuliten am Top der Gföhler Decke die stärkste Überprägung zeigt, besonders erklärungsbedürftig. Das von FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993) vorgelegte Modell erklärt dies durch ein Propagieren der Decken in einem dextralen, transpressiven Regime, verbunden mit einer Verlagerung der Deckenbahnen in immer seichtere Krustenniveaus (Abb. 15). Hinweise auf das Alter der Deckentektonik ergeben sich aus dem Visé-Alter der silesischen Flyschserien und $^{40}Ar/^{39}Ar$-Hellglimmer- und Hornblende-Abkühlungsaltern in moldanubisch/moravischen Deckenbahnen (DALLMAYER, R.D. et al., 1992; FRITZ, H. et al., 1996).

Weiters wird dabei gezeigt, daß die Strukturentwicklung in der südöstlichen Böhmischen Masse im Unterkarbon zwischen 360 und 325 Ma synchron mit der Abkühlung von $>$750°C bis unter 300°C erfolgte. Bei ht- und teilweise migmatischen Bedingungen erfolgt zuerst eine N- und dann E-rotierende Deckenstapelung. Die bei rapider Abkühlung erfolgende Exhumierung ist mit einer Modifizierung der zuvor verdickten Kruste durch flache Abschiebungen, steile Strike-slip-Zonen und N–S-streichende Faltenzüge verbunden (FRITZ, H. & NEUBAUER, F., 1993).

Dieses Modell eines nach NE propagierenden Deckenstapels wird auch durch höhere Abkühlalter in den höchsten (Granulit-)Decken und jüngere Alter in tektonisch tieferen Niveaus gestützt. Ein weiterer Trend ist, daß im Moldanubikum einheitliche Abkühlalter um 330 Ma vorliegen, die nach W über den Südböhmischen Pluton (N: 325 – S: 310 Ma) bis auf 288 Ma nördlich Linz absinken und dann Richtung NW wieder bis auf 311 Ma ansteigen (Abb. 16).

2.2. Moldanubikum im Mühlviertel

Die westlich des Südböhmischen Plutons liegenden migmatisch stark beeinflußten Gesteine der Böhmischen Masse werden von manchen Autoren (z.B. FUCHS, G.) einer eigenen Zone, dem Bajuvarikum, zugerechnet. TOLLMANN, A. (1985) sieht hier hingegen migmatisch stark beeinflußte Äquivalente der moldanubischen Decken (Monotone und Bunte Serie), die in einem nach S geöffneten Halbfenster den Südböhmischen Pluton umgeben (Abb. 14). Durch ein System spät-variszischer Scherzonen erfolgt folgende Zonierung (Abb. 19):

- Böhmerwaldzone (nördlich der Pfahlstörung).
- Mühlzone (zwischen Pfahl- und Donaustörung).
- Sauwaldzone (südlich der Donaustörung).
- Lichtenbergscholle (nordwestlich Linz; entlang der Rodl-Störung sinistral versetzter Teil des Sauwaldes).

Prägranitische, nicht migmatisch beeinflußte Metamorphite treten in der Böhmerwaldzone nördlich der Pfahlstörung in Form von Schiefergneisen (Sillimanit-Cordierit-Paragneisen) auf.

Ein bezeichnendes Gestein der Mühlzone sind die Schlierengranite (FINGER, F., 1986), die von FUCHS, G. (1962) als Grobkorngneise beschrieben wurden. Dies sind schlierig-streifig texturierte Granitoide mit oft rosa-gefärbten, cm-großen Kalifeldspäten. Reste des Protolithmaterials sind Schollen dunkler Biotit-Plagioklasgneise (KOSCHIER, E., 1989). Interpretiert werden sie als unreife In-situ-Granitoide, die durch Aufschmelzung Al-armer Gneislithologien durch Wärme- und Wasserzufuhr während der Intrusion des Weinsberger Granites entstanden (FINGER, F. & CLEMENS, J.D., 1995).

Die Sauwaldzone ist durch die Perlgneise (fein- bis mittelkörnige Meta- bis Diatexite mit bändrig-streifiger Textur, 30–50 % Plagioklas und 20–30 % Biotit) charakterisiert. Sie entstammen einer progressiv nach S fortschreitenden lp-Anatexis (ca. 700°C, 4–5 kb [KNOP, E. et al., 1995]). Diese Aufschmelzung leitet zu granitähnlichen, homogenisierten Perlgneisen (THIELE, O., 1962) über und kulminiert in der Bildung der massigen S-Typ-Granite vom Typus Schärding/Peuerbach (318$\pm$10 Ma [SCHUBERT, G., 1989]).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

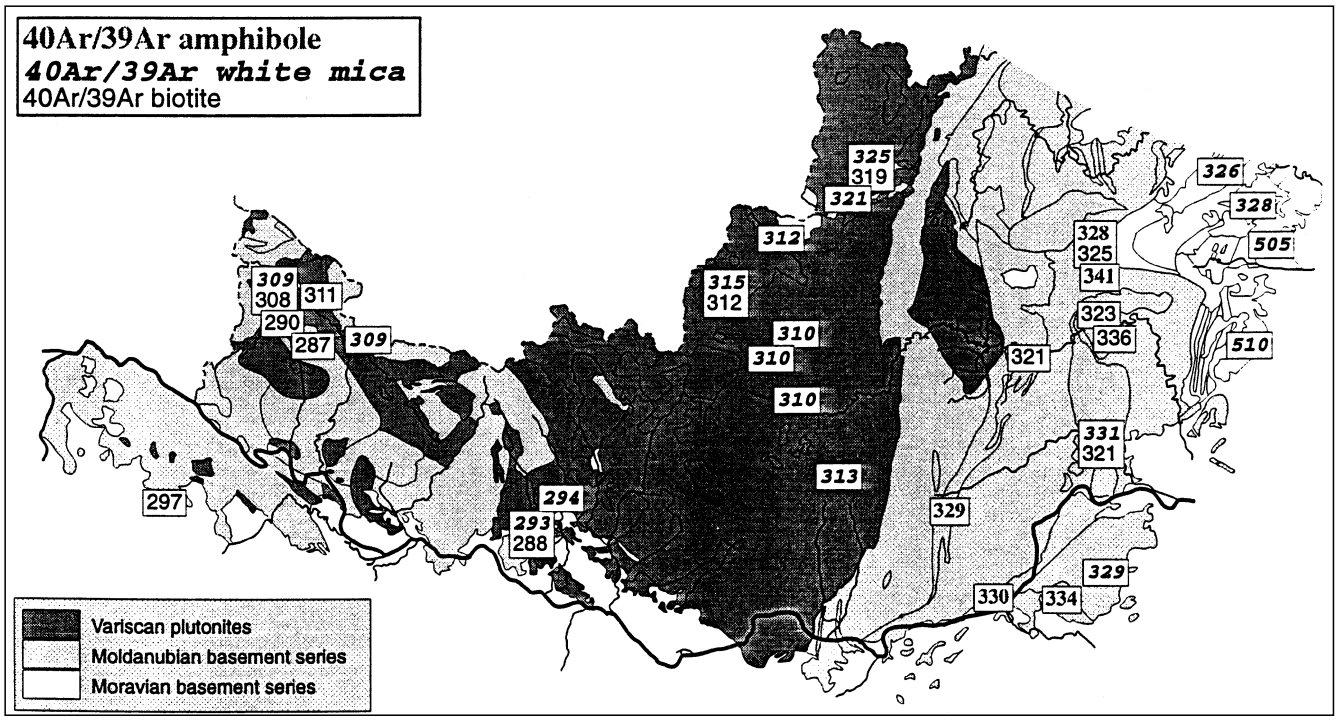


Abb. 16.
Variszische Abkühlalter in der südöstlichen Böhmischen Masse.
Aus KLÖTZLI, U. et al. (1997).

Protolithe der Perlgneise waren spät-proterozoische/ ?ältest-paläozoische Grauwackenserien, für die seit FUCHS, G. & THIELE, O. (1968) eine mehrphasige Metamorphoseentwicklung (spät-variszische Anatexis, ältere variszische ip-Metamorphose und z.T auch ? prä-variszische Metamorphose) angenommen wird. Schiefergneise als Restite sind vor allem in den nördlichen Anteilen der Sauwaldzone in größeren Arealen vorhanden.

2.2.1. Südböhmischer Pluton

Der Südböhmische Pluton nimmt westlich der Linie Ispertal – Gutenbrunn – Zwettl – Zlabings als geschlossene Masse das westliche Waldviertel und das Mühlviertel bis zum Meridian von Linz ein. Isolierte Granitstöcke innerhalb migmatisch beeinflußter Gesteine finden sich im westlichen Mühlviertel und im Sauwald.

Die Intrusion erfolgte in mehreren Schüben nach der penetrativen Deformation des moldanubischen Deckenstapels. In der Metallogenetischen Karte sind die in Abb. 17 einzelnen ausgeschiedenen Granitoide nicht differenziert. Lediglich die Perlgneise und migmatischen Gesteine des westlichen Mühlviertels und Sauwaldes sind durch Übersignatur hervorgehoben. Altersdatierungen mit verschiedensten Methoden deuten auf Intrusionen vom späten Visé bis zum frühen Namur. Die Altersbestimmungen sind in ihrer Aussage mitunter widersprüchlich. Ihre Diskussion mit zusammenfassenden Literaturangaben erfolgt bei KLÖTZLI, U. et al. (1997, cum lit.).

Weinsberger Granit

Eine dunkle Varietät des Weinsberger Granits stellen quarz-monzonitische Gesteine von Sarleinsbach (Mühlviertel), in denen zwei datierbare Mineralparagenesen auftreten, dar. Eine ältere, reliktische mit charnockitischer Zusammensetzung erbrachte Einzelzirkonalter von 529±22 Ma und konventionelle U/Pb-Alter von 521±9 Ma. Dies ist ein Hinweis auf eine aufgeschmolzene cadomische Kruste. Zirkonalter von 355±8 Ma werden als Intrusionsalter gewertet (KLÖTZLI, U., 1993; KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Im Hauptverbreitungsgebiet der Weinsberger Granite (grobkörnige Granite mit dicktafeligen K-Feldspäten bis 18 cm) streuen die mit unterschiedlichsten Methoden durchgeführten Datierungen zwischen 314–357 Ma. Das Intrusionsalter (Rb/Sr) beträgt für die Hauptmasse 349±4 Ma (SCHARBERT, S., 1987). Es muß aus geologischen Gründen auch älter (>328 Ma) als der Eisgarner Granit sein (SCHARBERT, S., in prep.). Am Ende dieser komplexen Intrusionsabfolge folgt der Plochwald-Granit (Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter 325±10 Ma [FRANK, W. et al., 1990]; U/Pb-Monazit- und U/Pb-Zirkon-Datierungen von FRIEDL, G. et al. [1992]).

Cogenetisch mit den Weinsberger Graniten bildeten sich die zuvor beschriebenen Schlierengranite. Auch der grobporphyrische Zelkinger Granit kann als Äquivalent des Weinsberger Granites angesehen werden (MATURA, A., 1984).

Rastenberger Granodiorit

Als Rastenberger Granodiorit wird ein grobporphyrisch ausgebildetes Gestein mit dicktafeligen Kalifeldspäten, der an der Grenze von Dobra-Gneis zur Monotonen Serie intrudierte, verstanden. Randlich wird der Rastenberger Granodiorit von fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergraniten durchschlagen. Relikte von Diorit-Gabbrodiorit deuten auf krustales Ausgangsmaterial.

In den Zirkon-Typologien und ihren Datierungen spiegelt sich die bis ins Proterozoikum verfolgbare Krustenevolution wider: Die ältesten vererbten Zirkone haben bei einem Altersdurchschnitt von 2 Ga ein $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter von 2,54 Ga. Alter von 623±22 zeigen die Aufschmelzung cadomischer Kruste an. Datierungen der großen K-Feldspäte weisen ebenfalls auf cadomische Alter und weiters auf 353±9 Ma hin.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

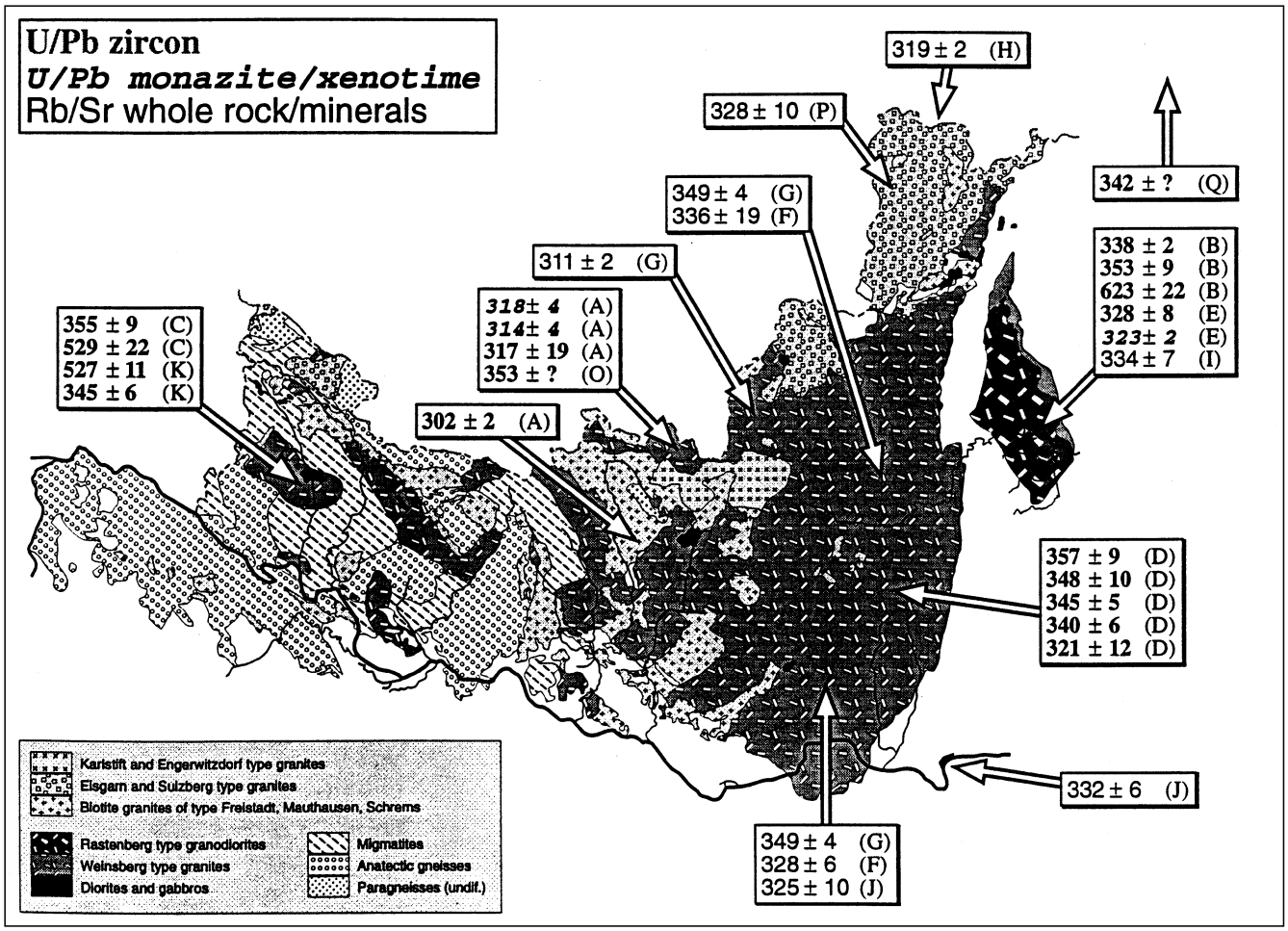


Abb. 17.
Die Granitgenerationen des Südböhmischen Plutons in der südöstlichen Böhmischen Masse mit Angabe der Altersdaten.
Aus KLÖTZLI, U. et al. (1997).

In der Matrix sind alle genannten Altersgruppen und besonders Alter von 338±2 Ma zu finden, die als Intrusionsalter gewertet werden (KLÖTZLI, U., 1993; KLÖTZLI, U. & PARRISH, R.R., 1994a,b). In diese Zeitspanne fallen auch von FRIEDL, G. et al. (1993) und VELLMER, C. (1992) bekanntgemachte Alterswerte.

Eisgarner Granit (Bärnsteingranit)

Bei diesem Gestein handelt es sich um einen grobkörnigen, stark fraktionierten Zweiglimmer-S-Typ-Leukogranit mit typisch flachtafeligen Kalifeldspäten. Zu dieser Gruppe gehört auch der Sulzberg-Granit (FUCHS, G. & THIELE, O., 1968); Alter: <328 Ma (SCHARBERT, S., in prep.). Aus Greisenbildungen der Nebelsteinintrusion (Rb/Sr-Gesamtgesteins- und Ar/Ar-Alter: 311 Ma) wird eine rasche Abkühlung des Eisgarner Granits im bereits ausgekühlten Weinsberger Granit abgeleitet (KLÖTZLI, U. et al., 1997).

Feinkorngranite

Als Feinkorngranite werden feinkörnige Biotitgranite und Granodiorite, die den Weinsberger Granit durchschlagen, bezeichnet. Zu dieser Gruppe gehören der Mauthausener Granit, Schremser Granit, Freistädter Granodiorit (U/Pb-Monazit-Alter: 302±2 Ma [FRIEDL, G. et al., 1992]), Karlstifter Granit und der Granit von Plöcking.

Die Feinkorngranite intrudierten nach ihrer Schmelzenbildung im Bereich der Unterkrusten-Mantelgrenze in höhere Krustenstockwerke, nachdem der ältere anatektisch beeinflußte Bau bereits abgeschlossen war. Dies wird i.A. auch durch scharfe, diskordante Intrusionskontakte der Feinkorngranite im älteren Weinsberger Granit belegt.

Die Intrusionsgeschichte des Südböhmischen Plutons beginnt mit der Aufschmelzung cadomischer Elemente (Sarleinsbach, Rastenberg) in der unteren Kruste. Darin eingeschaltete ältere gabbroide und dioritische Körper besitzen Mantelkomponenten. Dies deutet eher auf eine Schmelzenbildung durch Krustenausdünnung als in einem Kollisionsstadium (KLÖTZLI, U. et al., 1997). Der für die Anatexis notwendige hohe Wärmefluß der darauffolgenden synkollisionalen Schmelzbildungen wird durch rasche Hebung der orogen verdickten Kruste verbunden mit „magmatischem underplating“ an der Mantel-Krustengrenze erklärt. Hochtemperierte Aufschmelzungen von Gneisen in der tieferen Kruste schaffen große Volumina des Weinsberger Granitmagmas, das in höhere Krustenstockwerke aufsteigt und konvektiv Wärme nach oben transportiert. In Zonen der mittleren Kruste führte dies zur Generation der Perlgneise-Schlierengranite. Nördlich der großen Batholithmasse des Weinsberger Granites schmelzen metapelitische Paragneise zu Magmen des Eisgarner Granits auf. Lokale Anatexis durch Wasserzufuhr entlang von Störungszonen bildet saure Schmelzen der Altenberger Granitgeneration. Als spät- bis post-tektonisch sind die Feinkorngranite anzusehen (FINGER, F. et al., 1996).

Aus metallogenetischer Sicht ist von den Granitoiden lediglich der Eisgarner Granit bedeutsam. Disseminierte *Mo-Vererzungen* sind dabei an die Greisenbildungen des

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nebelsteins und gemeinsam mit *Fluorit* an Quarzgängchen bei Hirschenschlag gebunden (Molybdänbezirk Süd-Böhmische Granite). Bei Litschau und westlich von Gmünd finden sich im Eisgarner Granit bzw. seinen Kontaktbereichen zum Weinsberger Granit sekundäre *U-Mineralisationen*, die an NW–SE-streichende Strukturen gebunden sind (Uran-[F-]Bezirk Süd-Böhmische Granite).

2.3. Spät- bis post-variszische Ganggesteine

Ganggesteine in dm- bis 10er-m-Dimensionen treten bereichsweise gehäuft auf. Für das Gesamtgebiet werden sie von WALDMANN, L. (1951) und TOLLMANN, A. (1985), für das Mühlviertel von FUCHS, G. & THIELE, O. (1968) und für die südöstliche Böhmische Masse von NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1994) dargestellt. In unmittelbarer Nähe der granitischen Intrusionen (besonders um die Feinkorngranite und den Eisgarner Granit) sind Granit- und Granitporphyrgänge zweifelsfrei im Zusammenhang mit den Intrusionen zu sehen. Schwieriger ist es bei differenzierten Ganggesteinen (Pegmatiten, Apliten, Lamprophyren), die oft weit von Intrusionskörpern entfernt auftreten. Neben der plutonischen Herkunft muß bei pegmatitischen Ganggesteinen z.T. auch an örtliche Mobilisationen bei der hochgradigen Metamorphose gedacht werden.

Im westlichen Waldviertel und Sauwald streichen Pegmatite vornehmlich NE–SW, die scharenweise auftretenden dunklen Gänge in NW–SE-Richtung (FUCHS,G. & THIELE, O., 1968). Zum Teil dürfte es sich bei den Gängen sicher um spät-variszische Bildungen handeln, da Lamprophyre und Granitporphyrite diskordant die Granite durchschlagen und selbst noch von der spät-variszischen Bruchtektonik erfaßt werden (KÖHLER, A., 1928).

In der südöstlichen Böhmischen Masse treten zwei Generationen unterschiedlich streichender lamprophyrischer Gangsysteme auf, die diskordant die penetrativ geschieferten Einheiten des moldanubisch-moravischen Deckenstapels durchschneiden (Abb. 18 [NEUBAUER, F. & FRITZ, H., 1994]):

– ESE-streichende, intern geschieferte, grünschieferfaziell metamorphe Lamprophyre (Thuresit, Raabsit, Karlsteinit [WALDMANN, L., 1951]), die örtlich von sinistraler Strike-slip-Tektonik versetzt werden (Schönberg/Kamptal). Altersmäßig werden diese Gänge als zeitgleich (höheres Visé) mit der finalen variszischen Krustenverkürzung angesehen.
– NNE-streichende „Waldviertler Gänge“ mit unverschieferten und nicht metamorphen Lamprophyren (Kersantit, Spessartit, Minette, Gabbro [KÖHLER, A., 1928; MATURA, A., 1984, 1989; FRASL, G. et al., 1990; RICHTER, W. et al., 1991]). Ihr Alter muß jünger als die penetrative Deformation und Regionalmetamorphose der Umgebungsgesteine wie auch der durchschnittenen Leukogranite (332 ± 6 Ma: FRANK, W. et al., 1990) sein. Die Platznahme dieser subparallel zur alpidischen Front verlaufenden Gangschwärme erfolgte post-variszisch, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der beginnenden Extension im künftigen Alpen-Karpatenraum (NEUBAUER, F. & FRITZ, H., 1994).

Quarz und Feldspat wurden früher häufig aus Quarz- und Pegmatitgängen für die Glas- und Porzellanindustrie abgebaut. Von den anderen Mineralbildungen sind lediglich *Be-Mineralisationen* (z.B. Königsalm/Kremstal) erwähnenswert (KOLLER, F. et al., 1978).

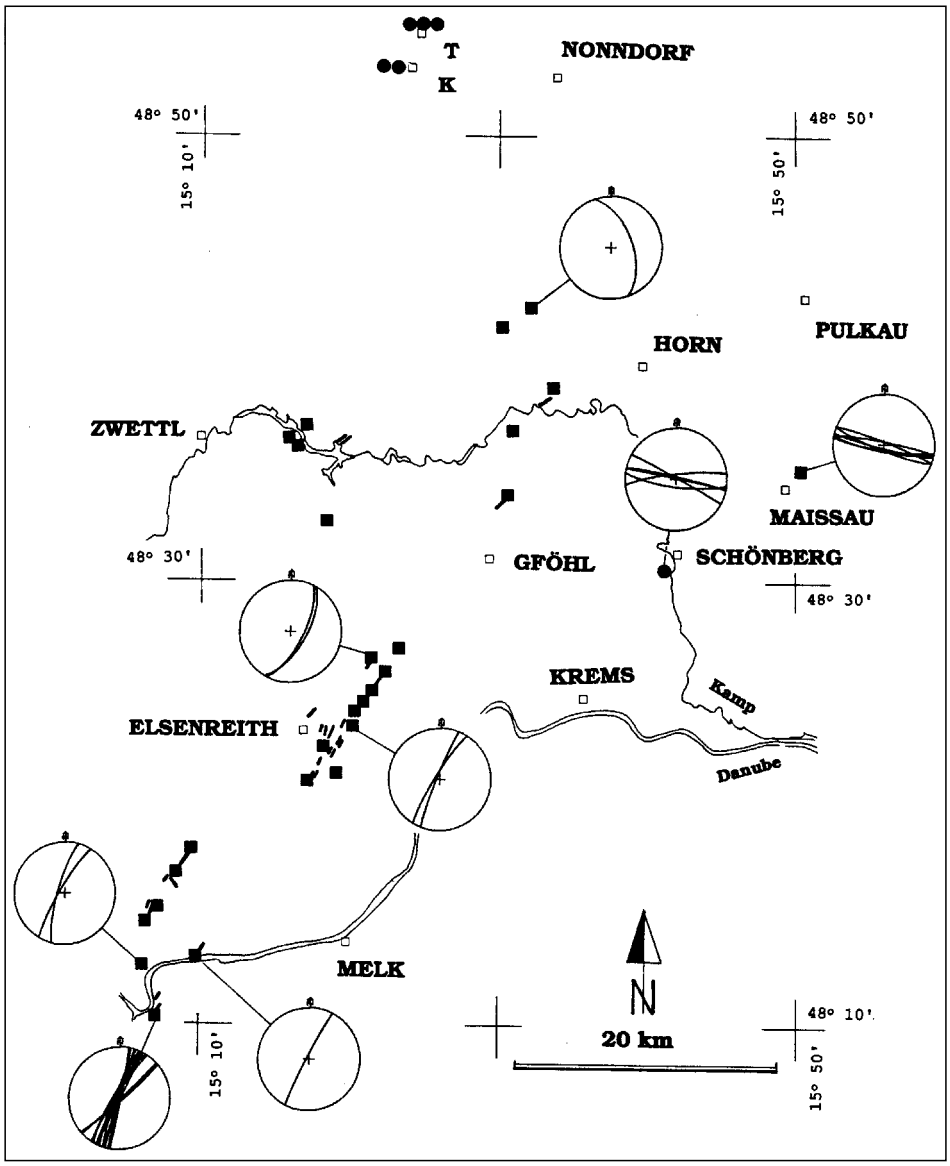


Abb. 18.
Verbreitung von syn- und post-orogenen Lamprophyrgängen in der südöstlichen Böhmischen Masse.
Aus NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1994).
Volle Kreise = geschieferte und metamorphe Dykes; volle Quadrate = nicht geschieferte und nichtmetamorphe Dykes. Stereoplots zeigen Großkreise der Gangorientierung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

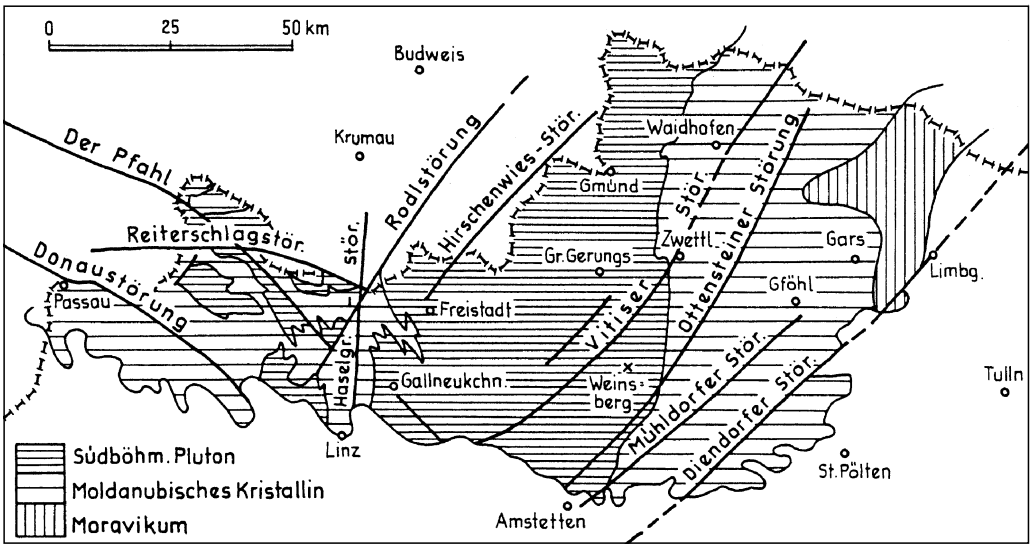


Abb. 19.
Die spät-variszischen Schersysteme im Mühl- und Waldviertel.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

2.4. Spät-variszische Scherzonen

Nach den spät-variszischen Granitintrusionen erfolgte eine bruchtektonische Zerlegung der Böhmischen Masse, die sich im Kartenbild in konjugierten Scherzonen dokumentiert (Abb. 19):

a) Dextrale NW–SE- bis WNW–ESE-streichende Störungen (Pfahl-, Donau-Störung, einige kleinere Störungen).
b) Sinistrale NE–SW- bis NNE–SSW-streichende Störungen (Rodl-, Vitiser-, Diendorfer Störung, einige kleinere Störungen).

An allen Scherzonen wurden Blattverschiebungen im duktil deformierbaren Krustenbereich z.T. bei sehr hohen Temperaturen (z.B. Pfahlstörung) angelegt. $^{40}Ar/^{39}Ar$-Alter aus feinkörnigen Hellglimmern der Mylonite ergeben für beide Schersysteme vergleichbare Alter von 280–288 Ma. Gemeinsam ist weiters allen Scherzonen, daß sich stark und geringer deformierte Bereiche auf ein breites Band verteilen (WALLBRECHER, E. et al., 1996).

Zusätzlich treten jüngere Spröddeformationen mit annähernd gleicher Orientierung des Spannungsfeldes wie bei der älteren duktilen Deformation auf. Das ältere orthogonal-konjugierte System ist Ergebnis der N–S-gerichteten spät-variszischen Konvergenz von Laurasia und Gondwana. Während der alpidischen Orogenese herrschte eine gleichgerichtete Konvergenz, bei der die variszischen Scherzonen in spröd deformierbaren Krustenteilen reaktiviert wurden (WALLBRECHER, E. et. al., 1996).

Rezente Beispiele tektonischer und seismischer Aktivität entlang der Diendorfer Störung sind bei TOLLMANN, A. (1985) angeführt.

2.5. Sedimente über der Böhmischen Masse

Variszische Molassebildungen finden sich im Perm von Zöbing. Weitere Kleinstvorkommen (Pulkau, Unternalb, Niederfladnitz [SCHERMANN, O., 1971]) vermitteln zum Perm der Boskowitzer Furche in Tschechien. Das Perm von Zöbing lagert im NW Granuliten mit sedimentärem Kontakt auf, im SE wird es bei der dortigen saigeren bis überkippten Stellung von der Diendorfer Störung begrenzt. Die kontinentale Sedimentabfolge setzt mit 200 m graugefärbter Tonschiefer mit Kohlenflözchen, Sandsteinen und geringmächtigen Kalksandsteinen ein. Die Floren signalisieren einen Zeitbereich von oberstem Karbon zum Unterperm. Der Graufazies folgt eine 1100 m mächtige, häufig grünlich-violett gefärbte, gröberklastische Serie (Grenze Unter-/Oberrotliegend) den Abschluß bildet die durch Tonschiefer dominierte 300 m mächtige Rotfazies (VASICEK, W., 1977, 1983; FUCHS, G. & MATURA, A., 1980; TOLLMANN, A., 1985).

Auf der Hochfläche des Wald- und Mühlviertels treten einzelne isolierte limnisch/fluviatile Tertiärvorkommen auf, für deren älteste Anteile Oligozän angenommen wird. Lokal kam es in diesen flachen Tertiärmulden zur Bildung von *Weichbraunkohlen* (z.B. Langau-Geras) und auch zur Ablagerung von *Quarzsanden*. Bei Gmünd reicht die ins Senon gestellte Randserie des Wittingauer Beckens noch geringfügig auf österreichisches Staatsgebiet (TOLLMANN, A., 1985).

In Kreide und Alttertiär bildeten sich in störungsbedingten Senken über der Böhmischen Masse bei feuchtheißem Klima Kohlenmoore. Die sauren Moorwässer wandelten hier in ihrem Untergrund und entlang von Störungs-/Kluftsystemen feldspatreiche Gesteine tiefgründig (bis zu 40 m) zu *Kaolinit* um. Örtlich sind die Kaolinite von oligozänen Tonen und Quarzsanden überlagert (z.B. Schwertberg). Bisweilen wurde der Kaolinit aber auch umgelagert und auf sekundärer Lagerstätte (Mallersbach) angereichert (Kaolinbezirk Mühl- und Waldviertel).

Die Tertiär-Sedimente am S-Rand der Böhmischen Masse und ihre Rohstoffe *(Quarzsande, Tone, Phosphoritsande, Diatomite, Glanz-/Braunkohlen)* werden gemeinsam mit der Molassezone behandelt.

3. Ostalpen (inkl. der tertiären Molassebildungen)

Die Ostalpen bestehen aus mehreren alpidisch gestapelten Deckensystemen, die der Böhmischen Masse und der sie überlagernden Molassezone aufgeschoben sind. Die zentralen und zugleich tektonisch tiefsten Anteile treten in penninischen Fenstern (Unterengadin, Hohe Tauern, Raum Rechnitz) zu Tage. Darüber liegt das ostalpine Deckensystem (Ostalpin), dessen tektonisch höchste Einheiten (Nördliche Kalkalpen) am weitesten gegen N vor-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

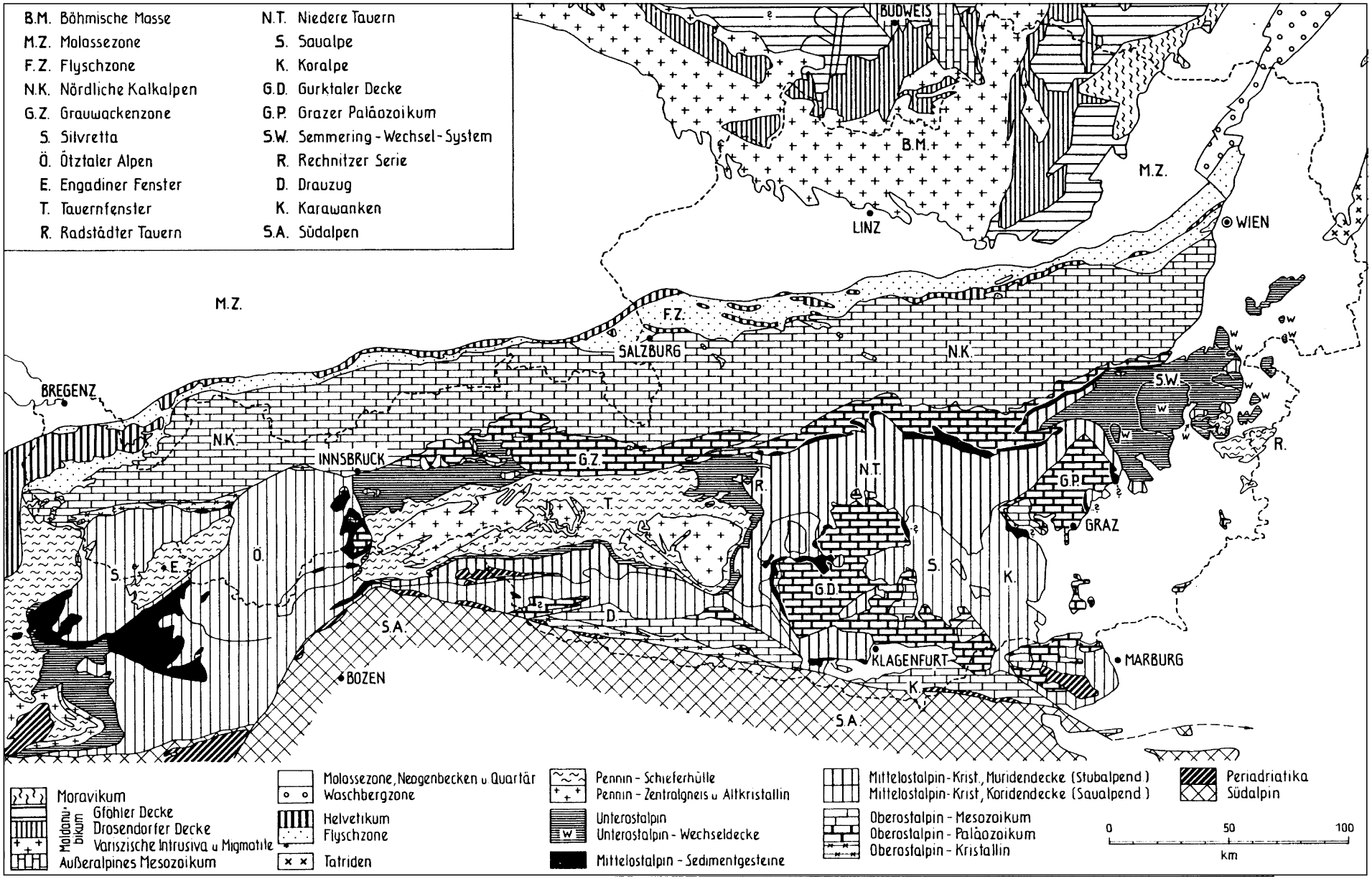


Abb. 20.
Die geologische Gliederung Österreichs nach TOLLMANN, A. (1977a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

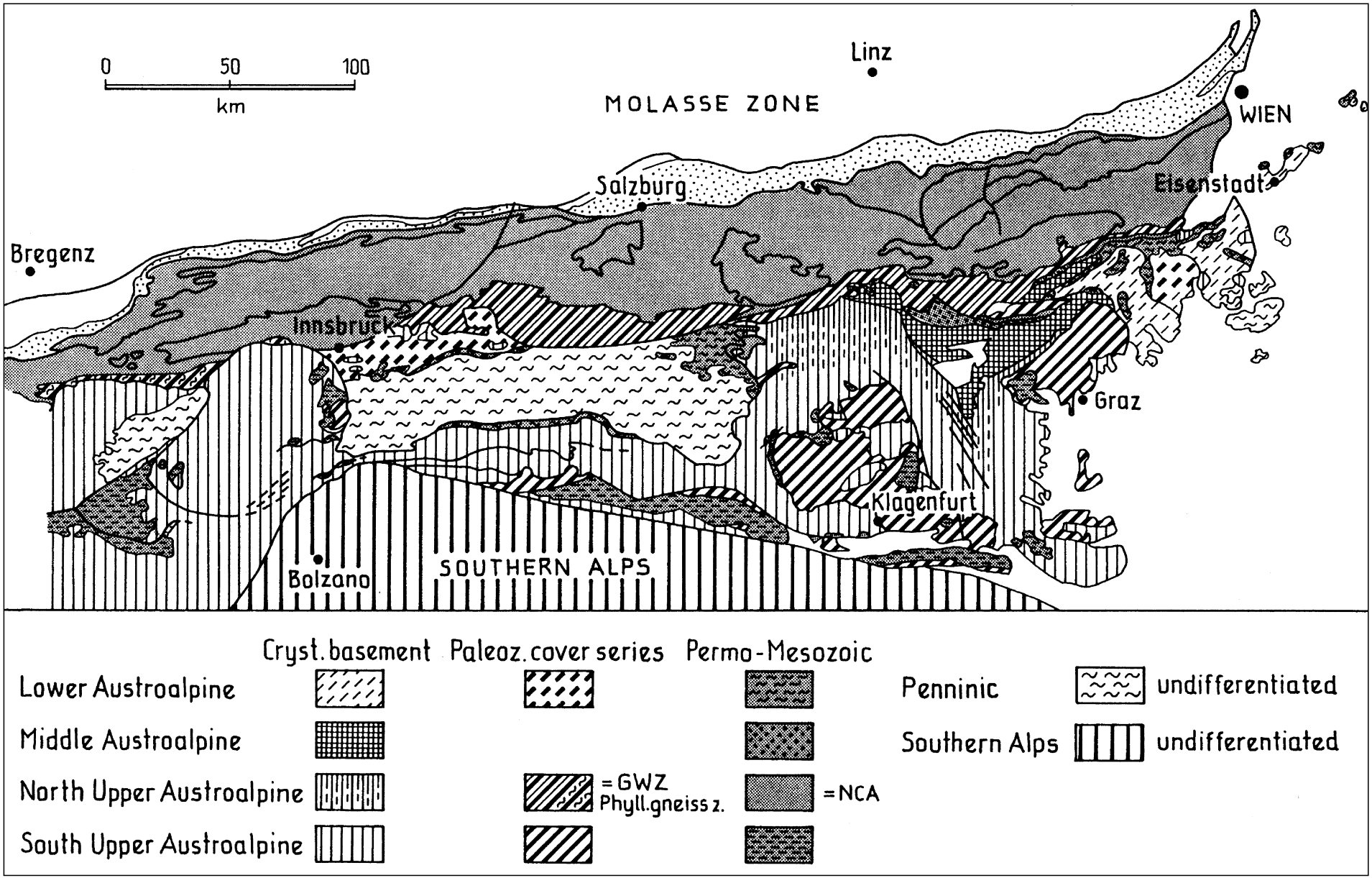


Abb. 21.
Tektonische Gliederung der Ostalpen nach FRANK, W. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

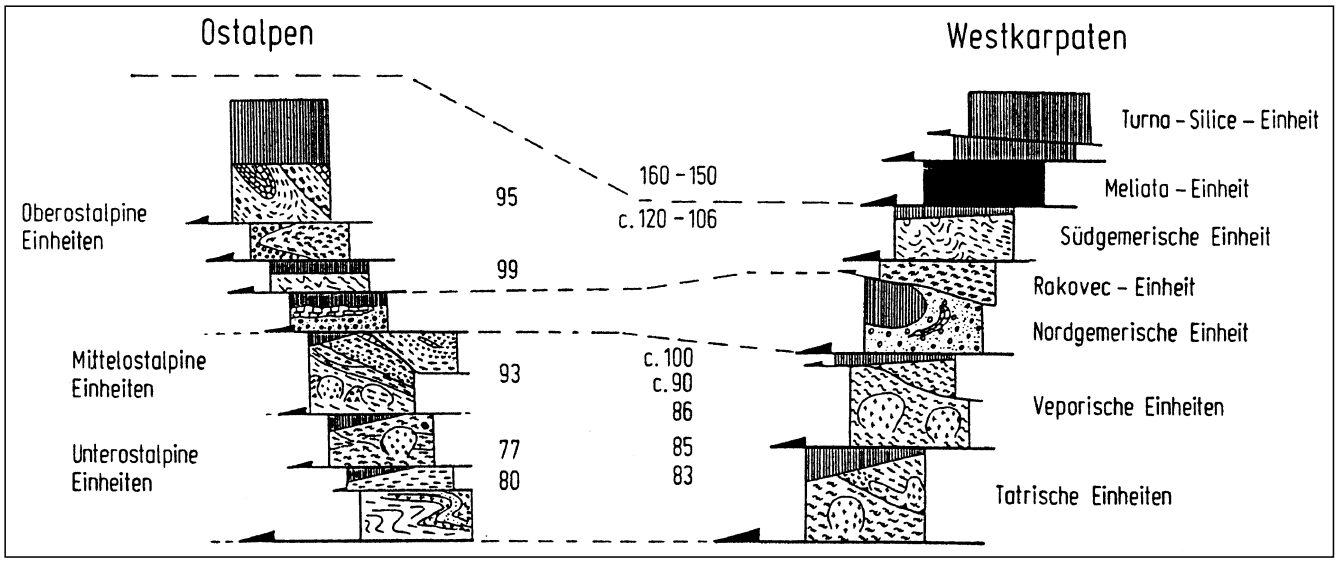


Abb. 22.
Tektonostratigraphisches Schema der ostalpinen Einheiten im Vergleich mit jenen der Westkarpaten und $^{40}Ar/^{39}Ar$-Alter (in Ma) aus Hellglimmern längs der Deckenbahnen, die Hinweise auf das Überschiebungsalter geben (NEUBAUER, F., 1994).

geschoben sind und an der N-Front der Ostalpen die wurzellosen Decken des Rhenodanubischen Flyschs und Helvetikums überlagern (Abb. 9).

Ursache der Deckenstapelung innerhalb des Ostalpins (Abb. 20) ist die in einem dextralen transpressiven System erfolgte Subduktion der pennischen Einheiten unter das Ostalpin in der Oberkreide und im Alttertiär. Für die Vorlandüberschiebungen und das laterale „Escape" der zentralen östlichen Ostalpen ist dagegen die Indentation der Südalpen in der tertiären Endphase der alpidischen Orogenese verantwortlich (Abb. 23).

Eine für deskriptive Zwecke gut geeignete tektonische Gliederung Österreichs geht auf TOLLMANN, A. (1977a) zurück (Abb. 20). Dieser stellt FRANK, W. (1987) auf Basis der tektonothermischen Entwicklung ein Alternativmodell gegenüber (Abb. 21).

Beide Modelle unterscheiden sich vor allem bezüglich der tektonischen Selbständigkeit und des Umfangs des mittelostalpinen Deckensystems, das bei FRANK, W. (1978) im Altkristallin Westösterreichs überhaupt fehlt und im E weitgehend reduziert erscheint, wie auch in der primären Position der Nördlichen Kalkalpen.

In weiterer Folge wird bei Verwendung des Begriffs Mittelostalpin sensu TOLLMANN, A. (1977a) dieser unter Anführungszeichen („Mittelostalpin") gebraucht. Die Lagerungsverhältnisse der ostalpinen Einheiten sind in Abb. 24 dokumentiert.

3.1. Tertiärbecken

Tertiäre Sedimente wurden im Bereich der Ostalpen im Endstadium der alpidischen Orogenese als Molassesedimente abgelagert. In Abhängigkeit von ihrem Alter und ihrer Position wurden sie unterschiedlich in den Bau des ostalpinen Orogens einbezogen:

- ❍ Tertiär der Molassezone
  als Vortiefenentwicklung der Ostalpen
  Mit ihnen werden auch die dem unmittelbaren S-Rand der Böhmischen Masse auflagernden Tertiärsedimente besprochen.
  Alter: oberes Eozän–oberes Miozän.
- ❍ Inneralpine (Intramontane) Tertiärbecken
  Diesen wird bei Betrachtung des gesamten alpin-karpatisch-dinarischen Orogens auch das Pannonische Becken zugeordnet.
  Alter: Eggenburg–Pliozän.

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980a,b); TOLLMANN, A., (1985); BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993).

3.1.1. Molassezone und ihr Untergrund

Als alpine Vortiefenentwicklung erreicht die Molassezone in Österreich eine Breite zwischen 5 und 50 km und

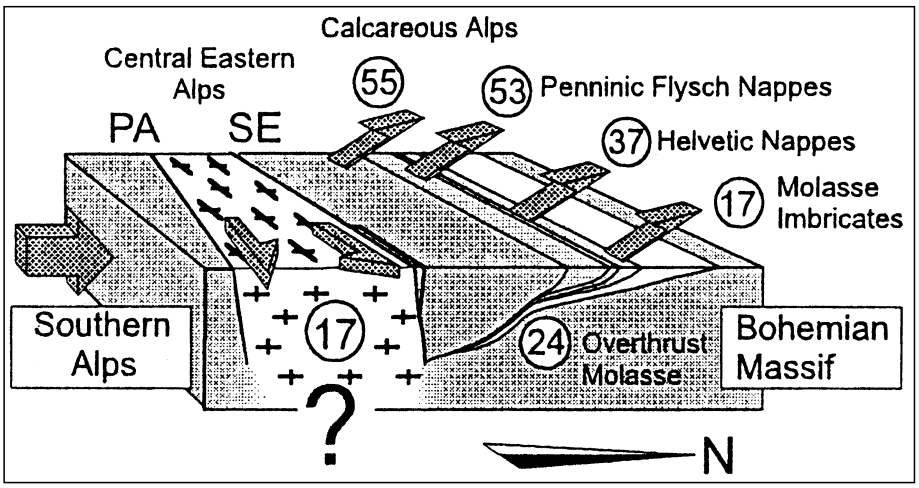


Abb. 23.
Blockdiagramm mit Angabe der Alter (in Ma) für die Vorlandüberschiebungen an der Nord-Front der Ostalpen und das laterale „Escape" der zentralen Ostalpen.
Aus PERESSON, H. & DECKER, K. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

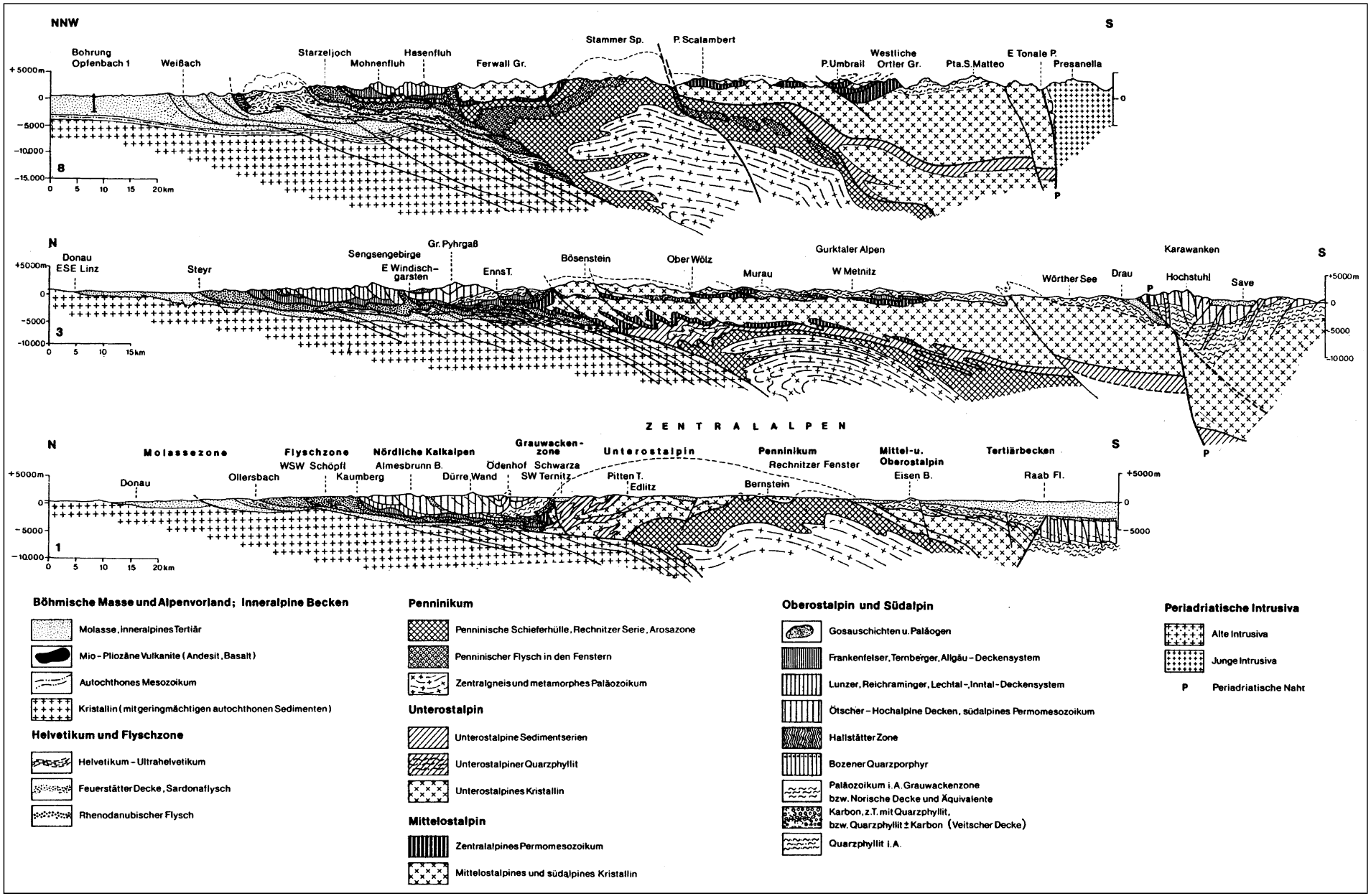


Abb. 24.
Nord-Süd-Profile durch die Ostalpen (nach PREY, S., 1980a).
Von oben nach unten: Profil 1 = durch das Engadiner Fenster; Profil 2 = Steyr – Wörther See; Profil 3 = durch den Alpenostrand und die Rechnitzer Fenstergruppe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

eine Länge von 300 km. Ihre geringste Breite und Mächtigkeit besitzt sie im Raum Amstetten, wo der weit nach S vorspringende Sporn der Böhmischen Masse räumlich die westösterreichische Molassezone (Vorarlberg, Salzburg, Oberösterreich) von der ostösterreichischen Molassezone (Niederösterreich) trennt.

Generell nimmt die Mächtigkeit der Molassesedimente von N nach S kontinuierlich zu. Die prä-obereozäne Bekkenbasis des asymmetrischen Molassebeckens liegt im W-Abschnitt unter der alpinen Deckenstirn bei ca. 3000–4000 m, südlich des Spornes der Böhmischen Masse auf ca. 1000 m und im NE (Staatzer Trog/Laa a.d. Thaya) vor der Front der Waschbergzone wieder auf >2000 m Tiefe.

Unter dem alpinen Deckenstapel sinkt die Molasse, belegt durch Tiefbohrungen und geophysikalische Untersuchungen weiter nach S ab:

Tiefenlage der Molasse unter den Kalkalpen:

Vorderrieß 1 (Bayrische Kalkalpen):	>7500 m
Urmannsau (Niederösterreich):	2925–3015 m
Berndorf (Niederösterreich):	5910–5945 m

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980a); STEININGER, F.F. et al. (1990), MALZER, O. et al. (1993), WAGNER, L.R. (1996).

3.1.1.1. Untergrund der Molassezone (Autochthones Mesozoikum)

Untergrund der Molassezone ist die bis in tiefe Krustenstockwerke erodierte Böhmische Masse mit Resten ihrer autochthon auflagernden permomesozoischen Sedimenthülle (Autochthones Mesozoikum). Der im N obertags anstehende Kristallinsockel (Böhmische Masse) sinkt nach S bis auf 4000–8000 m unter die Ostalpen ab. Intensive prä-obereozäne Bruchtektonik gliedert den Molasseuntergrund in Schwellen- und Beckenzonen.

In Vorarlberg liegt über dem Kristallin der Vindelizischen Schwelle eine vom Muschelkalk bis in den Malm reichende und durch eine kräftige Erosionsfläche begrenzte Mesozoikumsentwicklung in germanischer Fazies. Information darüber gibt die in der allochthonen Molasse abgeteufte Bohrung Sulzberg 1:

–4777	m	Autochthone und allochthone Molasse
–5401	m	Malm
–5519	m	Dogger
–5577	m	Lias und Rhät
–5584,5	m	Keuper
–5617	m	Muschelkalk
–5654	m	Kristallin der Vindelizischen Schwelle (Gneis)

Zwischen Enns und Tulln lagert die Molasse direkt auf dem Kristallin der Böhmischen Masse (zur Kristallinlithologie des Molasseuntergrundes vgl. WIESENEDER, H., 1976). Dieser vom autochthonen Mesozoikum entblößte Kristallinsporn trennt die westösterreichische von der ostösterreichischen Molassezone. Der W-Teil ist durch eine NNW–SSE-streichende Hochzone (Bayern: Landshut-Neuöttinger Hoch; OÖ: Zentrale Schwellenzone) in das nördliche Braunauer Becken und das südliche Salzach-Becken gegliedert. Weitere Depotzentren sind das Ried-Schwanenstädter und Bad Haller Becken (Abb. 25). Die

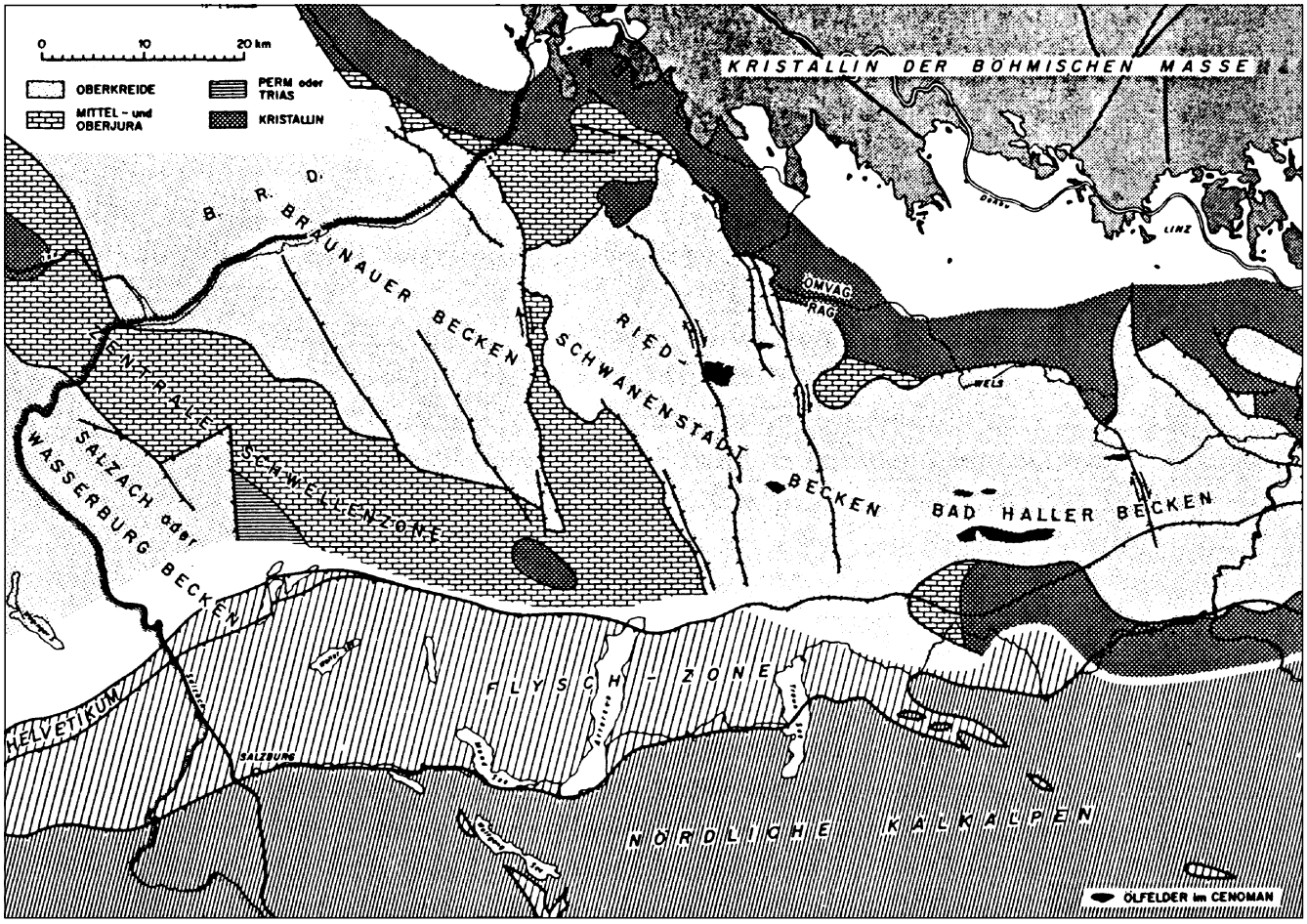


Abb. 25.
Der Molasseuntergrund zwischen Inn und Enns.
Nch WEBER, F. et al. in WAGNER, L. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

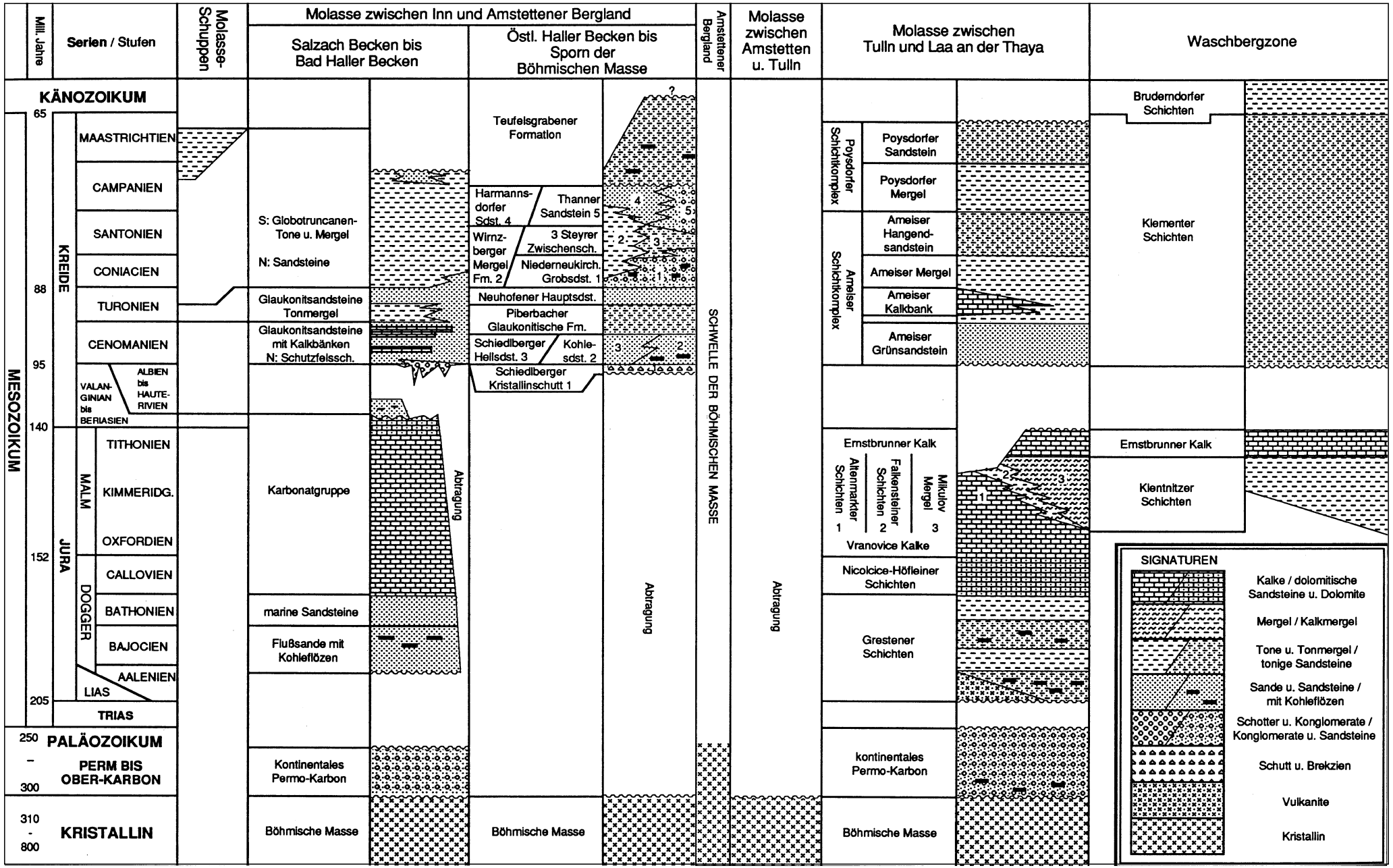


Abb. 26.
Stratigraphische Tabelle des Autochthonen Mesozoikums im Molasseuntergrund (aus MALZER, O. et al., 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zerlegung des Vorlandsockels erfolgte entlang prä-obereozäner NNW–SSE-Störungen mit Sprunghöhen bis zu 900 m. TOLLMANN, A. (1970, 1985) sieht darin eine Wiederbelebung des alten Störungsmusters der Böhmischen Masse unter der Auflast der progradierenden alpidischen Decken.

Nordöstlich der Donau ist der Molasseuntergrund durch NE–SW-streichende Bruchsysteme kontrolliert. Bedeutend ist der Mailberger Abbruch mit Absenkung der östlichen Tiefscholle auf ca. 2000 m.

Die Schichtentwicklung des autochthonen Mesozoikums (Abb. 26) ist trotz gewisser fazieller Unterschiede beiderseits des o.g. Kristallinspornes durchaus vergleichbar:

Kontinentale permokarbone Klastika

Bis zu 1000 m mächtigen fluviatilen Sanden in OÖ stehen in NÖ (± in Verlängerung der Boskowitzer Furche) permokarbone klastische Gesteine gegenüber. Letztere sind an paläozoische Grabenbruchsysteme gebunden und mit dem obertags anstehenden Perm von Zöbing vergleichbar.

Grestener Transgression (Lias/Dogger)

OÖ: Ablagerung fluviatiler Sande mit Kohlenschmitzen (mittlerer Dogger), die im Hangenden von flachmarinen Sanden überlagert werden.

NÖ: Die kohleführende Grestener Transgressionsserie beginnt bereits im oberen Lias mit kontinentalen Deltaentwicklungen. Sie leiten im mittleren Dogger zu flachmarinen Tonsteinen und kalkig-sandigen Sedimenten (z.T. mit Glaukonit und Phosphorit) im mittleren Dogger über. Bemerkenswert ist der Porrauer Diabaskomplex in den tieferen Anteilen der Gresten-Formation.

Karbonatplattform (oberer Dogger–tiefe Unterkreide)

OÖ: Bildungen eines karbonatischen, in Lagunen und Riffkomplexe gegliederten Innenschelfs. Im Jura/Kreide-Grenzbereich Ablagerung von durch Süßwasser beeinflußten Lagunensedimenten (Purbeck-Fazies).

NÖ: Dolomitische Quarzsandsteine und Hornsteindolomite (50–260 m) leiten im oberen Dogger zu Sedimenten einer Karbonatplattform (max. Mächtigkeit 750 m) über, die beckenwärts (E) mit Mergeln verzahnen. Transgressionsbedingt nimmt ihre Verbreitung bis zum oberen Malm zu. Eine Regression im höchsten Malm (Tithon) bewirkt abermals die Ausbildung einer Karbonatplattform mit Riffen, die auch aus den Klippen der Waschbergzone (Ernstbrunner Schichten) bekannt sind.

Unterkreide-Erosion

In der Unterkreide erfolgte die Heraushebung, tektonische Verstellung und unterschiedlich starke Erosion der Karbonatplattform.

OÖ: Erosionsbedingt schwankt die Mächtigkeit der Unterkreidesedimente (flachmarine Glaukonitsande und schwarze Tonmergel) zwischen 35 und 800 m.

NÖ: Unterkreidesedimente fehlen.

Cenoman-Transgression

OÖ: Die bis zu 1000 m mächtige Oberkreide setzt im Cenoman über tektonisch verstellten Karbonaten mit bis zu 100 m tiefen mit Flußsand verfüllten Karstspalten mit Glaukonitführenden Sanden ein. Ab dem Unter-Turon folgen Tonmergel, die im Ober-Campan von bis zu 300 m mächtigen Seichtwasser-Sandsteinen überlagert werden. Im östlichen Haller Bekken ist die etwa 700 m mächtige Kreideentwicklung vor allem im Coniac und Santon stärker fluviatil beeinflußt. Die Schichtfolge endet mit der limnisch-terrestrischen Teufelsgraben-Formation möglicherweise erst im Alttertiär.

NÖ: Die Oberkreide ist nur nördlich der Donau in Form der bis zu 500 m mächtigen, vorwiegend mergeligen Klementer Schichten erhalten.

3.1.1.2. Schichtentwicklung und Rohstoffe der Molassezone

Die Sedimentation der Molassesedimente setzt über dem autochthonen Mesozoikum bzw. örtlich auch direkt über dem Außeralpinen Kristallin im höheren Eozän ein und dauert bis ins obere Miozän an. Schichtbezeichnungen, Alter und Mächtigkeiten sind aus Abb. 27 ersichtlich. Eng mit der geologischen Entwicklung ist auch das Rohstoffpotential mit Kohlenwasserstoffen, Braunkohlen, Quarzsanden, Ton, Kieselgur und Phosphorit verbunden.

In der Schichtfolge zeichnen sich durch Transgressionen und Regressionen gesteuerte Zyklen ab. Im westlichen Österreich (Vorarlberg) und in Bayern gab dies Anlaß zu einer Untergliederung der Molasse in eine Untere Meeresmolasse, Untere Süßwassermolasse, Obere Meeresmolasse und Obere Süßwassermolasse. In der östlichen Molassezone wird zwischen einer marinen Vorschliermolasse, einer marinen Schliermolasse und einer Süßwassermolasse unterschieden (Abb. 27).

Nach der Trockenlegung des Molasseraumes gegen Ende der Kreidezeit unterlag der Gesamtbereich starker Erosion, der teilweise die gesamten Jura- und Kreidesedimente zum Opfer fielen. Gleichzeitig wurden alte Bruchsysteme aktiviert, Schollen nach E verkippt und der Untergrund in mehrere Teilbecken gegliedert.

Im Obereozän transgrediert das Molassemeer, wobei im Salzachbecken der Verzahnungsbereich bunter Seetone und mäandrierender Flußarme im Randbereich eines Meeres mit bis zu 4 m mächtigen *Glanzkohlenflözen* dokumetiert wird (Abb. 28). Im unteren Inntal liegen die (Glanz-)Braunkohlenbezirke von Häring und Kössen (Obereozän bis Unter-/Mitteloligozän) ebenfalls in einem derartigen Faziesbereich.

Zu Beginn der Eozäntransgression war der Sedimentationsraum noch Teil des Helvetischen Schelfs (Abb. 28). Im frühen Oligozän bildet sich zunächst ein Becken mit stagnierenden und teilweise sapropelitischen Ablagerungsbedingungen (Fischschiefer). Mit der Heraushebung der Alpen verstärkt sich im unteren Oligozän der klastische Sedimenteintrag aus dem Süden. Gleichzeitig sinkt die Böhmische Masse ab. In den zentralen Beckenteilen bilden sich nun mächtige Mergel (Schlier), die nach Norden mit Quarzsanden verzahnen. Im Eger entwickelt sich über den Küstensümpfen am S-Sporn der Böhmischen Masse ein mehrere km breiter Streifen flachmariner sandiger Sedimente, deren hoher Feldspatgehalt auf kurze Transportwege und Lieferung von der Böhmischen Masse weist. In diesem Raum bildeten sich als Rohstoffe *(Glanz-)Braunkohlen, Quarzsande, Tone, Phosphoritsande und Diatomite* ([Glanz-]Braunkohlenbezirk S-Rand Böhmische Masse, Quarzsand-Ton-Bezirk der Melk-Formation). Gleichalt, allerdings in allochthoner tektonischer Position, sind die Kohlen von Starzing/Hagenau bei Neulengbach.

Die Transgression aus dem Osten weitete im tieferen Miozän den marinen Sedimentationsraum bis nach

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

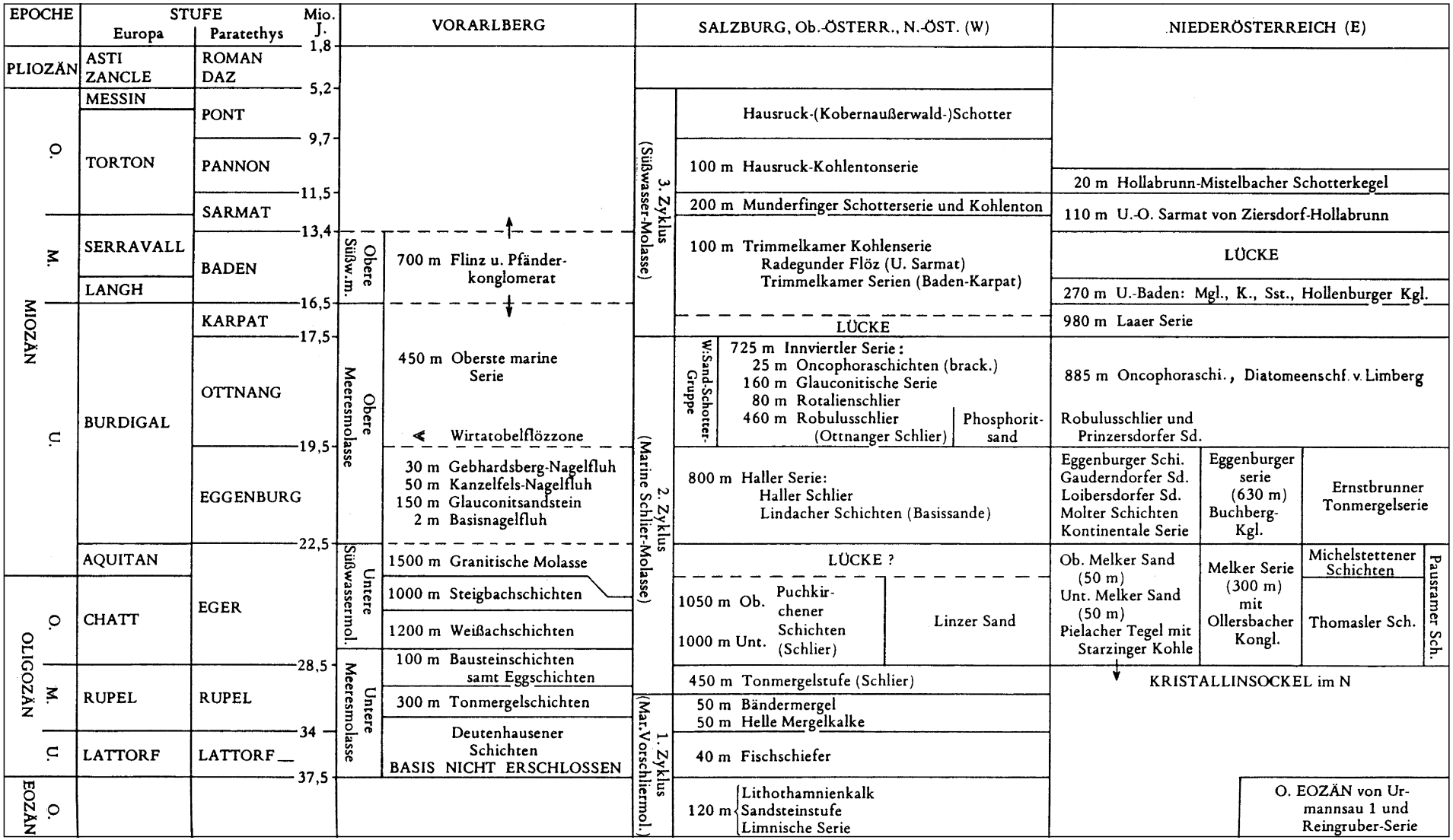


Abb. 27.
Die Schichtfolge der Molassezone (aus TOLLMANN, A., 1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

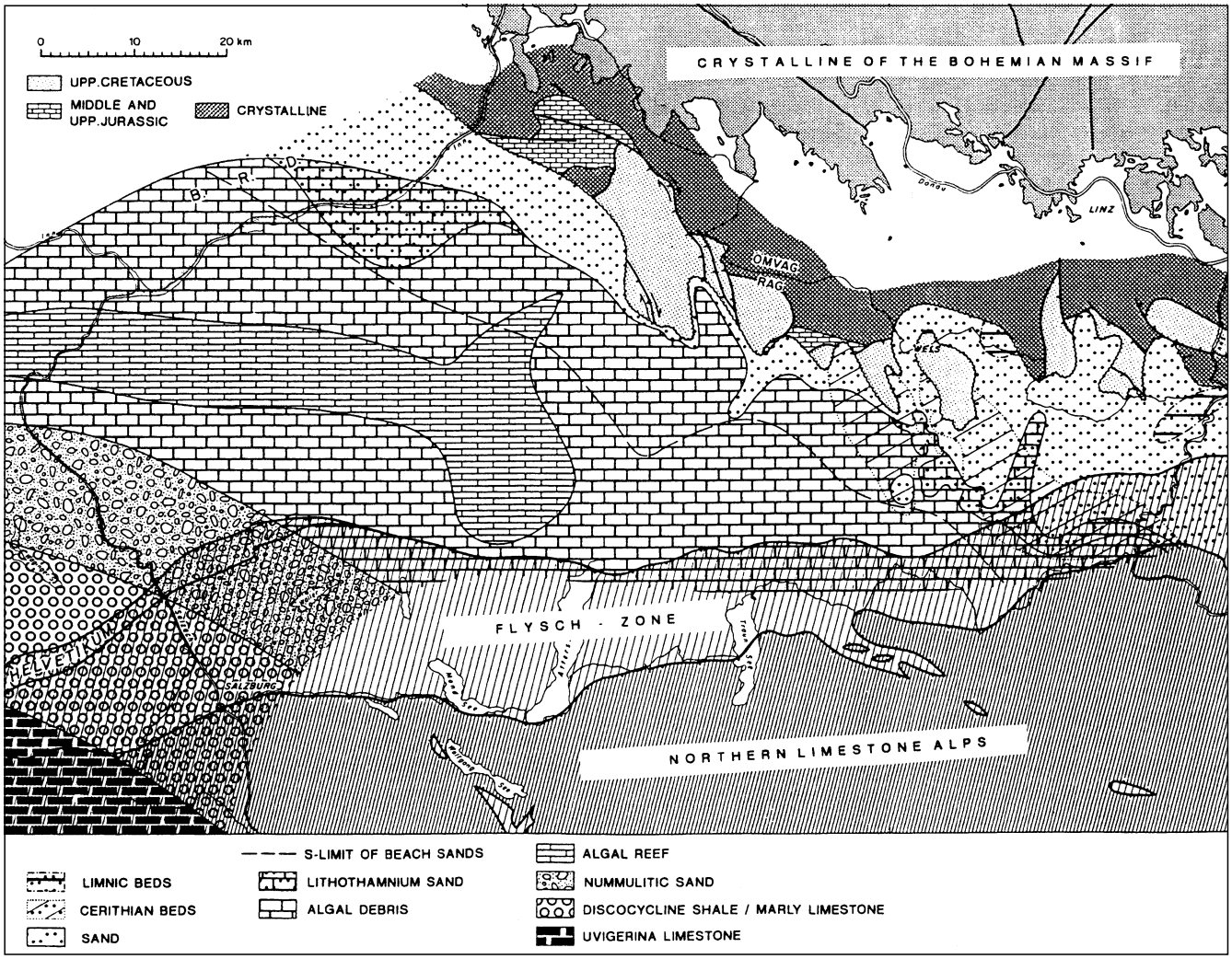


Abb. 28.
Fazieskarte des oberösterreichischen Molassebeckens im oberen Eozän.
Aus WAGNER, L. (1996).

S-Bayern aus und kulminierte in einer Meeresverbindung über die Schweiz und das Rhonetal bis zum westlichen Mittelmeer.

Die Kohlen des Braunkohlenbezirks Vorarlberger Molasse sind altersmäßig dem Zeitraum Eggenburg/Ottnang zuzuordnen. Faziell entstammen die autochthonen Kohlebildungen mit örtlich ausgebildeten Wurzelböden limnischen Einschaltungen der Oberen Meeresmolasse. Tektonisch liegen sie in aufgerichteten Anteilen der Vorlandsmolasse.

Zum Ende des Ottnang erfolgt nach Ablagerung der Oncophora-Schichten durch Hebung des S-Sporns der Böhmischen Masse eine Differenzierung des Molassebeckens in einen limnisch/fluviatilen W-Bereich und marin verbleibende Bereiche östlich des Spornes, bis sich im Pannon auch dort mit der Hollabrunn-Mistelbach-Formation fluviatile Bedingungen einstellen.

Die Verlandung des Molassemeeres dokumentiert sich im Bereich Salzburg/OÖ durch die erosionsdiskordante Überlagerung der brackischen Oncophora-Schichten durch kohleführende Süßwasser-Schichten (Baden–Pont). Die *Lignite* des Braunkohlenbezirks Salzachkohle liegen dabei in basalen badenischen Serien.

Im Braunkohlenbezirk Hausruck sind die Flözserien – ebenfalls mit Erosionsdiskordanz über marinen Schliersedimenten und Oncophorasanden – an Pannonsedimente unter der mächtigen Konglomeratplatte der Hausruckschotter gebunden.

Für die *Erdöl- und Erdgasführung* ist die Molassezone im W zwischen Salzach/Inn und Enns und in NÖ zwischen Donau und Laa/Thaya von Bedeutung (Staatzer Trog, Außeralpines Wiener Becken; Kohlenwasserstoffbezirk Molassezone). Detailinformationen: MALZER, O. & KREUTZER, N. (1993).

In der OÖ Molassezone weisen chemische und isotopische Untersuchungen auf zwei deutlich unterscheidbare KW-Bildungsweisen (Abb. 29):

– thermal (Vitrinitreflexion Ro 0,7–0,8 %) aus marinem organischem Material entstandenes Öl und Begleitgas (Anreicherung von ^{13}C),
– bakteriell aus pflanzlich-organischen Resten gebildetes Gas (98 % CH_4, Verarmung an ^{13}C). Gunstfaktoren waren dabei große Wassertiefe, hohe Sedimentations- und Subsidenzraten und ein intensiver Wechsel sandigen und tonigen Sedimentmaterials.

Die Frage der Muttergesteine ist nicht eindeutig geklärt, da durch den Vorschub der alpinen Decken der S-Teil des Molassebeckens zum Teil noch unbekannt oder bestenfalls nur mehr in Form verschuppter Reste unter dem Alpenkörper erhalten ist. Aus dem autochthonen Mesozoikum können jurassische Basissande mit ihren Kohlenflözen, die unterkretazische Purbeck-Fazies und aus Analo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

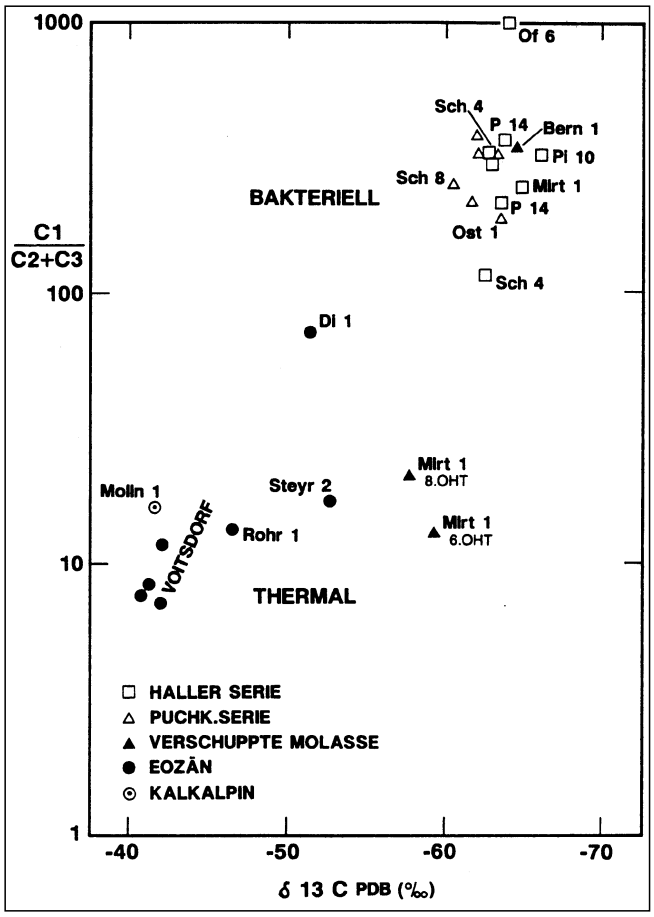


Abb. 29.
Thermales und bakterielles Gas in der Molassezone.
Die Vorherrschaft von Methan ist an der hohen Verhältniszahl C1 zu C2+C3 ersichtlich.
Aus MALZER, O. et al. (1993).

giegründen zum Wiener Becken eventuell eine derzeit noch nicht bekannte jurassische Tonmergelentwicklung unter den alpinen Decken als Muttergesteine angenommen werden.

Gute Muttergesteinsqualitäten weisen dagegen die oligozänen Sedimente der Molassezone (Fischschiefer und die darüber folgenden hellen Mergelkalke und Bändermergel) auf. Im Vorland der alpinen Decken besitzen sie jedoch eine zu geringe Reife. Andererseits zeigen die Bohrungen Grünau 1 und Molln 1 die weite Verbreitung dieser Muttergesteine im Bereich des Ölfensters unter den alpinen Decken.

Als Speicher dominieren in der OÖ Molassezone und ihrem Untergrund Sandsteine. Bisher erwiesen sich folgende Schichtglieder mit unterschiedlicher wirtschaftlicher Bedeutung als produktiv (Abb. 30):

❍ Autochthones Mesozoikum
Sandsteine des/der Dogger, Cenoman, Unterkreide (Glaukonitsandstein), Oberturon, Campan.

❍ Molassesedimente
Obereozän Sandsteine, Lithothamnienkalk, Sandsteine im Verband mit den Fischschiefern, den Hellen Mergelkalken und Bändermergeln. Als Speicher für ausschließlich bakteriell gebildetes Gas fungieren gröber klastische Einschaltungen innerhalb der tiefmarinen Unteren und Oberen Puchkirchner Schichten und der Haller Serie.

Durch die Bohrungen Höflein 1 und Grünau 1 wurden erstmals KW-Lagerstätten unter den alpinen Deckeneinheiten im autochthonen Mesozoikum nachgewiesen. Durch die Bohrung Molln 1 wurde erstmals eine Gaslagerstätte im kalkalpinen Stockwerk außerhalb des Wiener Beckens erschlossen (WESSELY, G., 1993c).

Über dem Südsporn der Böhmischen Masse (östlich Steyr – St. Pölten) fehlen im N und mittleren Bereich weitgehend Muttergesteine oder sie besitzen keine ausreichende Maturität. Mit günstigen Verhältnissen ist erst südlich der Bohrung Mitterbach U 1 (nördlich Mariazell) zu rechnen, wo Molassesedimente und autochthones Mesozoikum, das weiter N fehlt, in Tiefen von 4000–6000 m zu erwarten sind. Speichergesteine wurden durch eine Reihe von Bohrungen in Form sandiger Sedimente erschlossen. Bis 1996 wurden über dem Sporn der Böhmischen Masse jedoch keine wirtschaftlichen Lagerstätten gefunden. Prospektiv (wenn auch in großen Tiefen) ist aus geologischen Gründen der südlichste, unter den Kalkalpen liegende Teil.

Die Molassezone im Osten Niederösterreichs kann im Hinblick auf KW in drei Abschnitte gegliedert werden (Abb. 31):

❶ E-Rand der Böhmischen Masse bis zur Linie Mailberg – Chorherrn westlich Stockerau
Die Molassesedimente liegen hier direkt der Böhmischen Masse auf. Potentielle Muttergesteine erreichen keine ausreichende Tiefenlage und damit eine zu geringe Maturität.

❷ Östlich Bereich 1 bis zur Linie Steinberg – Oberlaa – Neunkirchen
Überschiebung der autochthonen Molasse durch die Waschbergzone und Flyschzone. Über der staffelförmig nach E absinkenden Böhmischen Masse liegt mächtiges autochthones Mesozoikum. Trotz der größeren Tiefenlage erreichen die Molassesedimente kaum eine nennenswerte Maturität. Im autochthonen Mesozoikum sind vor allem die malmische Mergelsteinserie für Öl und Gas, Steinkohlen und Kohlentone der Grestener Schichten (Lias–Dogger) als Muttergesteine für kleinere Gaslager zu nennen.

❸ Allochthone Molasse/autochthones Mesozoikum unterhalb der alpinen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens
Sie wurden durch die Bohrungen Zistersdorf ÜT 2A, Maustrenk UT 1a und Aderklaa UT 1a erschlossen. Muttergesteine sind hier im durch Zistersdorf UT 2A erschlossenen Teil des autochthonen Mesozoikums mit einer Bruttomächtigkeit von 935 m vorhanden. Demgegenüber sind diese Mergel in der Hochzone von Aderklaa UT 1a nur 178 m mächtig. Molassesedimente kommen in diesen tiefen, überschobenen Anteilen als Muttergesteine weniger in Frage.

In den erschlossenen Lagerstätten der NÖ Molassezone (einschließlich Waschbergzone) fungieren meist Sande der Oncophora-Serie (Ottnang) und untermiozäne bzw. oberoligozäne Sande als Speichergesteine. Im autochthonen Mesozoikum sind es vor allem Malmkalke und Liassandsteine.

3.1.1.3. Tektonische Gliederung der Molassezone

Die tektonische Entwicklung der Molassezone ist nur im Zusammenhang mit dem finalen Geschehen der alpidischen Orogenese zu verstehen. Die lagerungsmäßigen Beziehungen der einzelnen Molasseeinheiten zueinander und zu den alpinen Einheiten gehen aus den Profilen (Abb. 32) hervor. STEININGER, F.F. et al. (1990) unterscheiden innerhalb der Molassezone folgende Zonen:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

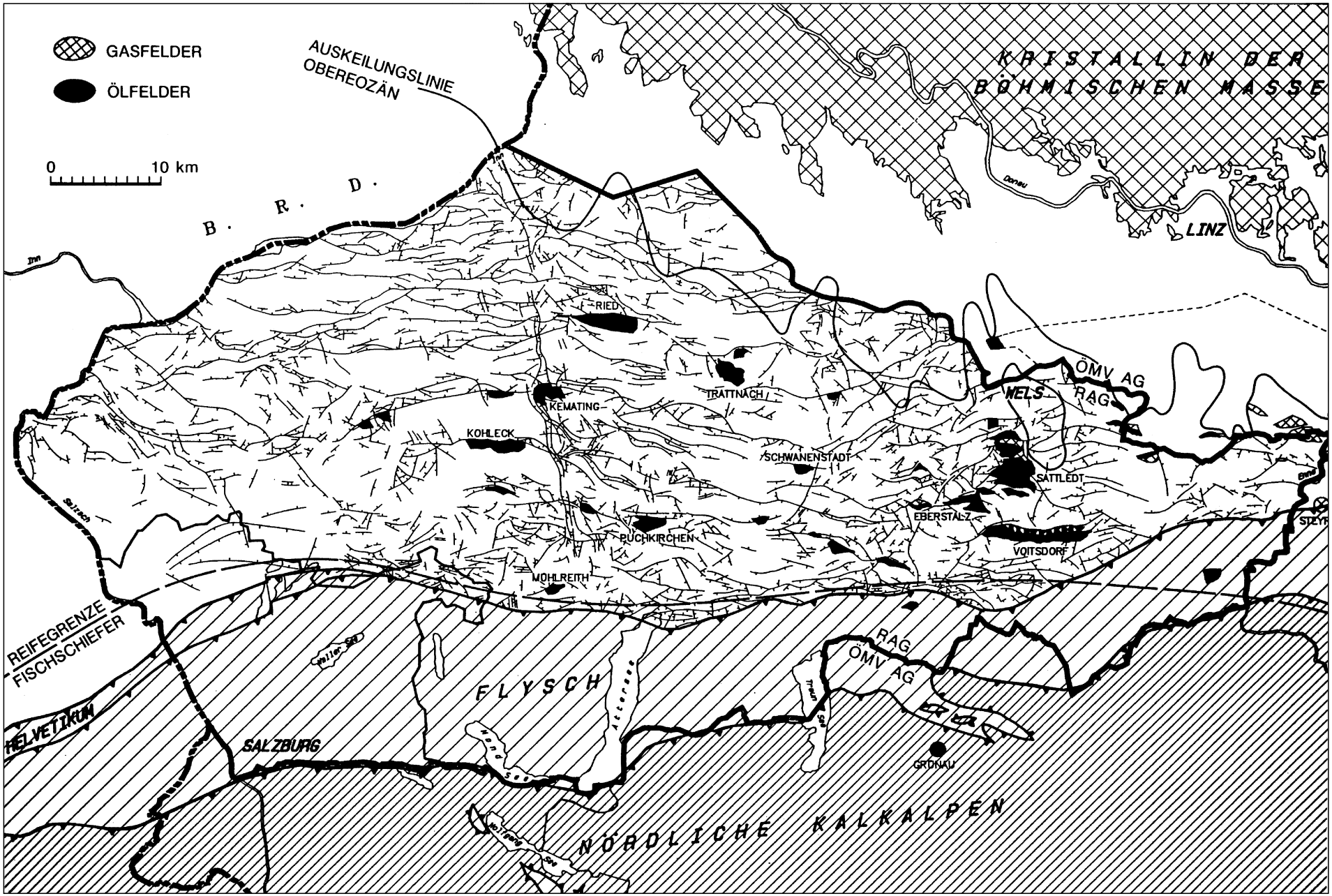


Abb. 30.
Verteilung der KW-Lagerstätten im Obereozän der oberösterreichisch-salzburgischen Molassezone und ihrem Untergrund.
Ersichtlich sind weiters die wichtigen Störungssysteme, die nördliche Verbreitungsgrenze des Eozäns und nördliche Reifegradgrenze des Fischschiefers.
Aus MALZER, O. et al. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

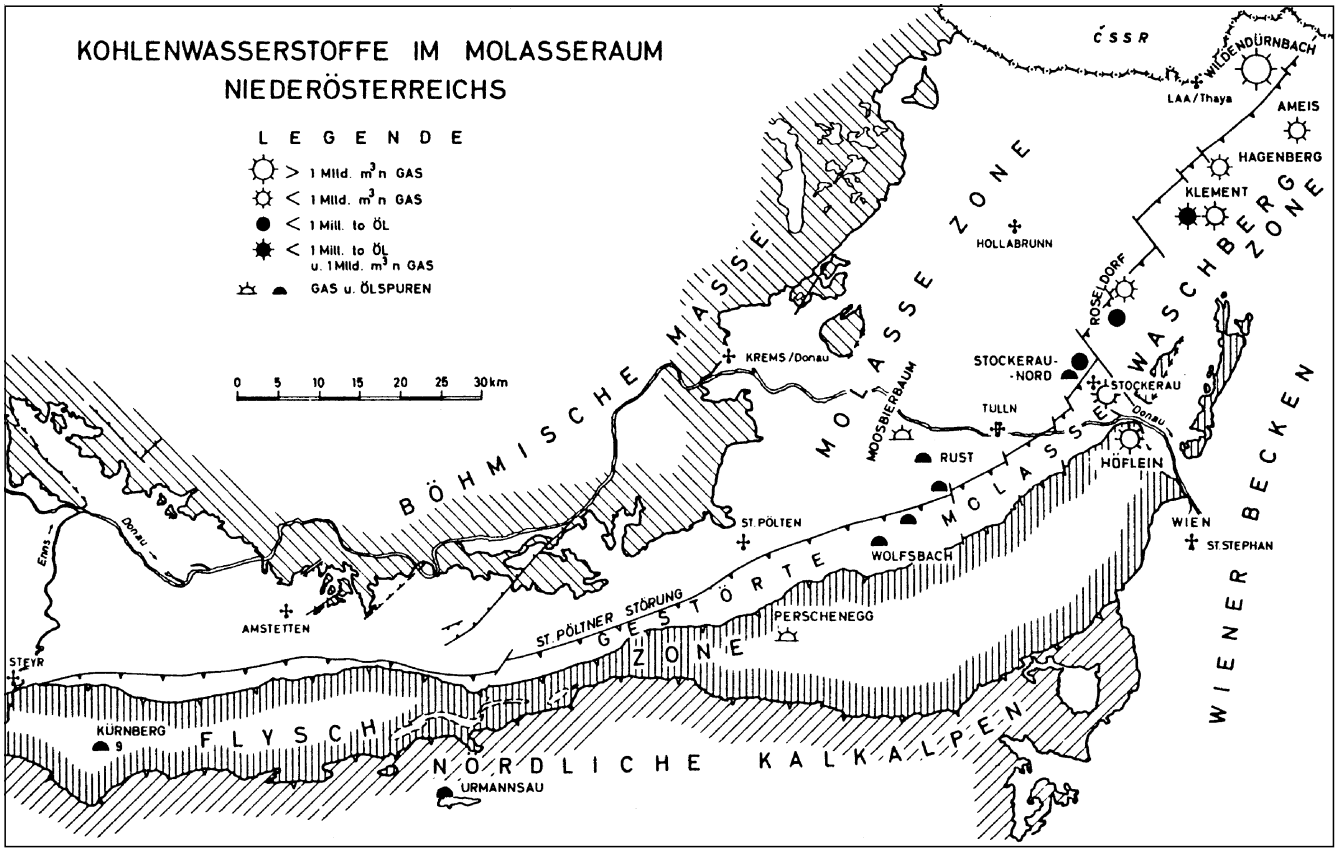


Abb. 31.
KW-Felder in der niederösterreichischen Molassezone.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

Autochthone Molasse

(Synonymbezeichnungen: Vorlandmolasse, z.T. Ältere–Jüngere Innere Molasse, Innere–Äußere Zentrale Molasse, Ungestörte äußere Molasse, Subalpine Molasse).

Als flachliegende autochthone Molasse wird jener Anteil der Molassezone verstanden, der vor und unter dem Alpenkörper gelegen ist und im Vorland der alpinen Decken nur von Abschiebungen und Block-Kippungen betroffen ist.

Autochthone Molasse unter dem Alpenkörper wurde auch in einer Reihe von Tiefbohrungen (z.B. Zistersdorf ÜT 2, Berndorf 1, Urmannsau 1, Oberhofen 1) angetroffen. Die jüngsten stratigraphischen Anteile dieser subalpinen Molasse sind in OÖ oberes Eger (obere Puchkirchner Formation), in Niederösterreich südlich der Donau Ottnang (Sandstreifen-Schlier-Formation) bzw. nördlich der Donau Karpat (Laa-Formation).

An der SE-Flanke der Böhmischen Masse ist sie vor allem in ihren älteren Teilen von synsedimentären Störungen betroffen. In Oberösterreich treten zwei Störungsgruppen auf:

– Prä-tertiäre Strike-slip-Systeme in der Böhmischen Masse mit maximalem Vertikalversatz über 1000 m, die im Oligozän reaktiviert wurden (z.B. Rieder Abbruch; Steyr-Störung).
– E–W-streichende, im Oligozän aktive Abschiebungen mit Sprunghöhen um 150 m.

Allochthone Molasse

(Synonymbezeichnungen: Gestörte Molasse, Faltenmolasse, Waschbergzone, z.T. Subalpine Molasse, Geschuppte Molasse, Innere Molasse, gestörte Äußere Molasse. Diese Bezeichnungen reflektieren auch den Deformationsstil der Molassesedimente in alpidischen Falten und Schuppen).

Die „Faltenmolasse“ Vorarlbergs ist in E–W-streichende Synklinalen gelegt. In der oberösterreichischen und niederösterreichischen „Schuppenmolasse“ finden sich Teile der allochthonen Molasse, die als völlig abgescherte Einheiten nordwärts über die autochthone Molasse bewegt und z.T. auch von jüngeren Molassesedimenten überlagert wurden. Die Waschbergzone nordöstlich der Donau ist eine stark gefaltete und geschuppte Einheit von Molassesedimenten, die völlig vom kristallinen Untergrund abgeschert sind und in Form der Ernstbrunner Klippen auch Scherkörper aus dem autochthonen Untergrund (Oberjura–Paleozän) enthalten (SEIFERT, P., 1993).

Parautochthone Molasse

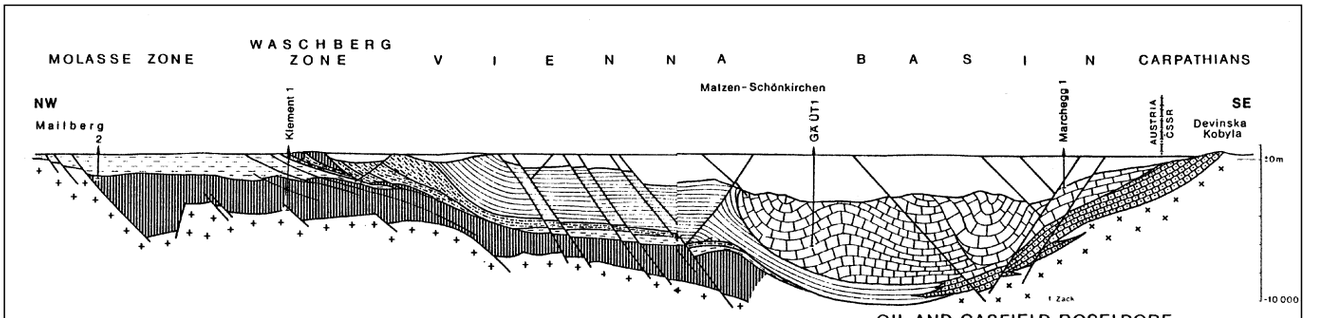
(Synonymbezeichnungen: z.T. Inneralpine Molasse). Diese Einheiten finden sich transgressiv über diversen alpinen (karpatischen) Einheiten, mit denen sie als s.g. „piggy back“-Becken während ihrer Sedimentation weitertransportiert wurden (STEININGER, F.F. et al., 1990).

Beispiele: Tertiär des Unterinntales und in der Bohrung Vordersee 1 auf kalkalpinen Einheiten (FUCHS, W., 1980a), bei Rogatsboden und in Urmannsau 1 über der helvetischen Buntmergel-Serie und nördlich des Wiener Bekkens über Flysch-Einheiten (WESSELY, G., 1984).

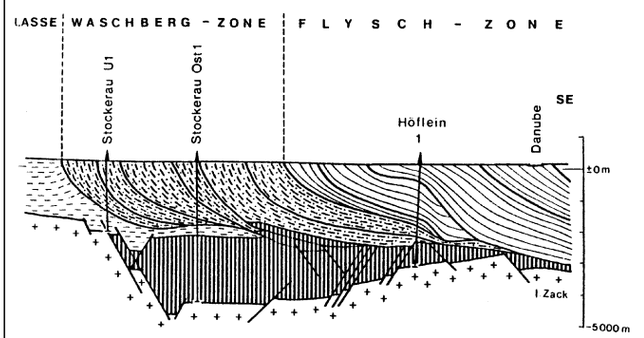
3.1.2. Inneralpine (Intramontane) Tertiärbecken

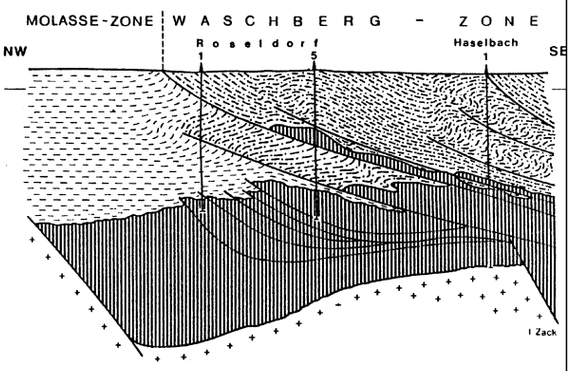
Die Inneralpinen Tertiärbecken sind am Alpenostrand und entlang großer, störungsbedingter Talsysteme innerhalb des Alpenkörpers gelegen. Sie entstanden im Endstadium der alpidischen Orogenese im Zusammenhang mit Escape-Bewegungen, die von den Hebungszonen auf-

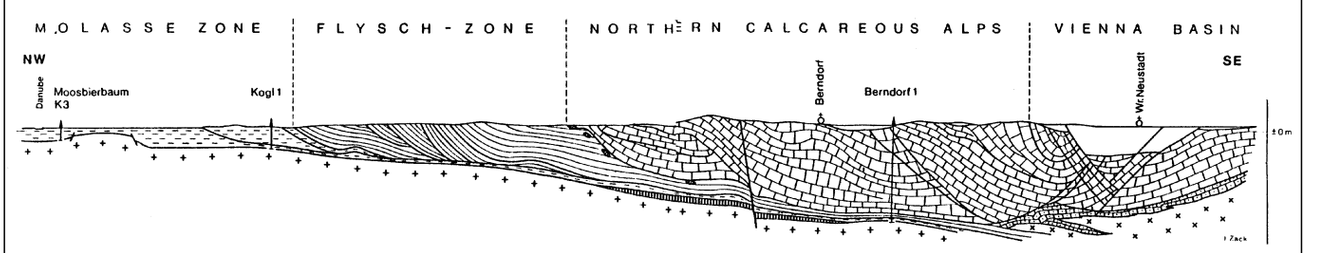
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

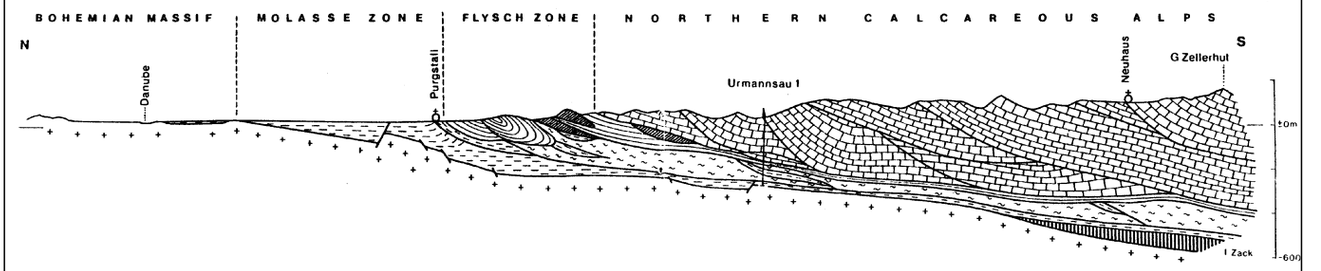


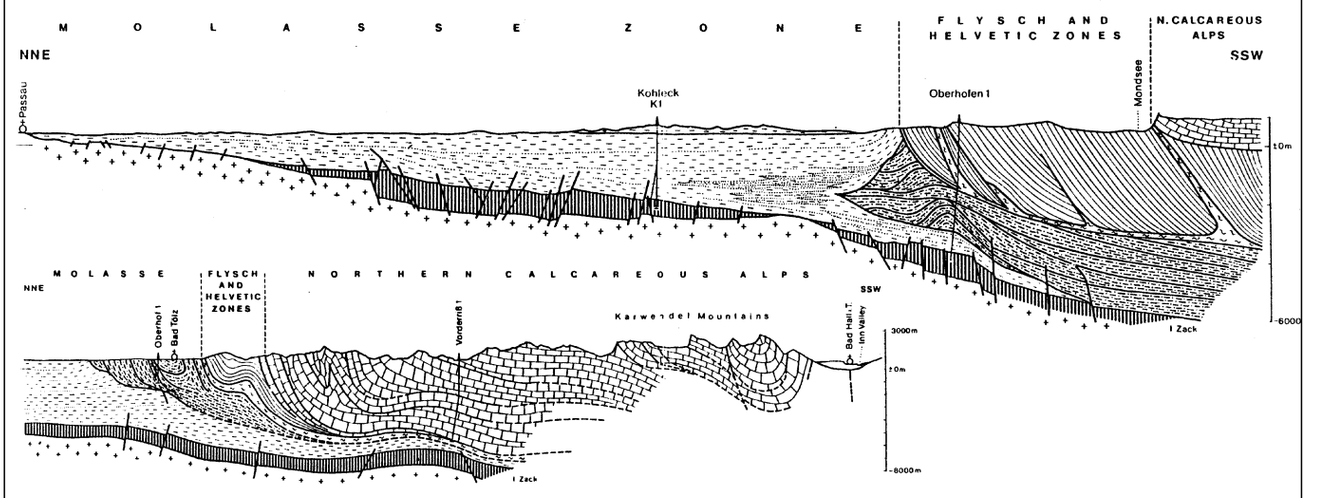
OIL AND GASFIELD ROSELDORF

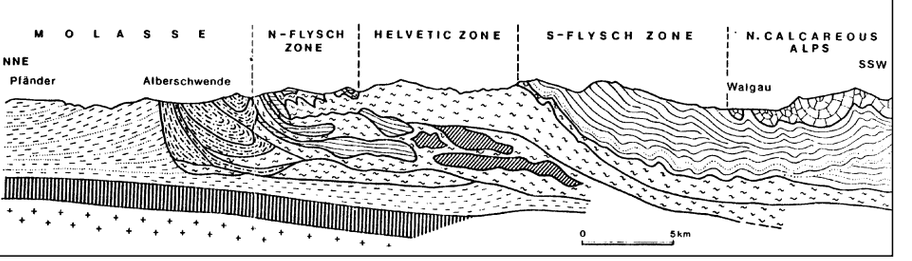












©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 32 (S. 72). ◀◁◀
Profile durch die Molassezone.
1 = Kristallin der Böhmischen Masse; 2 = Permokarbon und autochthones Mesozoikum; 3 = autochthone Molasse; 4 = allochthone und parautochthone Molasse, Waschbergzone; 5 = Penninische Einheiten/mit Klippenzonen; 6 = Rhenodanubischer Flysch; 7 = Ostalpine Einheiten; 8 = Kristallin der Tatriden; 9 = Mesozoikum der Tatriden; 10 = Inneralpines Tertiär.



Aus STEININGER, F.F. et al. (1990).

steigender metamorpher Komplexe in den Zentralalpen ausgehend die östlichen Ostalpen unter Krustenextension nach E bewegten (GENSER, J. & NEUBAUER, F., 1990; RATSCHBACHER, L. et al., 1991a,b). Die großen Gleitschienen dafür waren im N sinistrale Systeme (SEMP = Salzach–Ennstal–Mariazell–Puchberg-Linie [LINZER, H.G. et al., 1995]; Norische Linie) und im S dextrale Systeme (z.B. Periadriatisches Lineament, Lavanttalstörung).

Die Beckenbildung (Abb. 33) erfolgte dabei in Transtensionszonen entlang von Scherbahnen mit z.T. typischem Pull-apart-Charakter (Norische Linie, Lavantal, Ennstal) oder über dem nach E bewegten, ausdünnenden und entlang von Bruchstaffeln abgesenkten Krustenkeil (Ostrandbecken: Eisenstädter Becken, Oberpullendorfer Becken, Steirisches Becken). Das Klagenfurter Becken nördlich der Karawanken entspricht einem Vorlandbecken.

Das Wiener Becken wurde zuletzt auch als Pull-apart-Becken in einem Scherkorridor angesehen, der dadurch entstand, daß die ostalpinen Decken am Südsporn der Böhmischen Masse abgeblockt wurden, jene der Karpaten jedoch weiter progradierten. Die Extension dieses Beckens betrifft als „thin skinned basin“ vor allem die allochthonen Krusteneinheiten (ROYDEN, L.H., 1985).

Die Ostrandbecken stellen Randbereiche des Pannonischen Beckens dar. Sie werden vom Zentralen Pannonischen Becken durch markante Untergrundschwellen getrennt (Ruster Höhenrücken zwischen Eisenstädter Becken und Neusiedlerseebucht; Südburgenländische Schwelle, die am Rechnitzer Fenster ansetzt und obertags durch eine Reihe in südwestliche Richtung angeordneter Paläozoikumsaufbrüche markiert wird). Die Ostrandbecken und das Zentrale Pannonische Becken gehören im Rahmen der alpin-karpatisch-dinarischen Faltengebirgsketten einem gemeinsamen intramontanen Molassebecken (Pannonisches Beckensystem) an (Abb. 34). Die einzelnen Teilbecken zeigen dabei unterschiedliche Sedimentationsbedingungen, die durch lokal unterschiedliche Subsidenzentwicklung gesteuert werden.

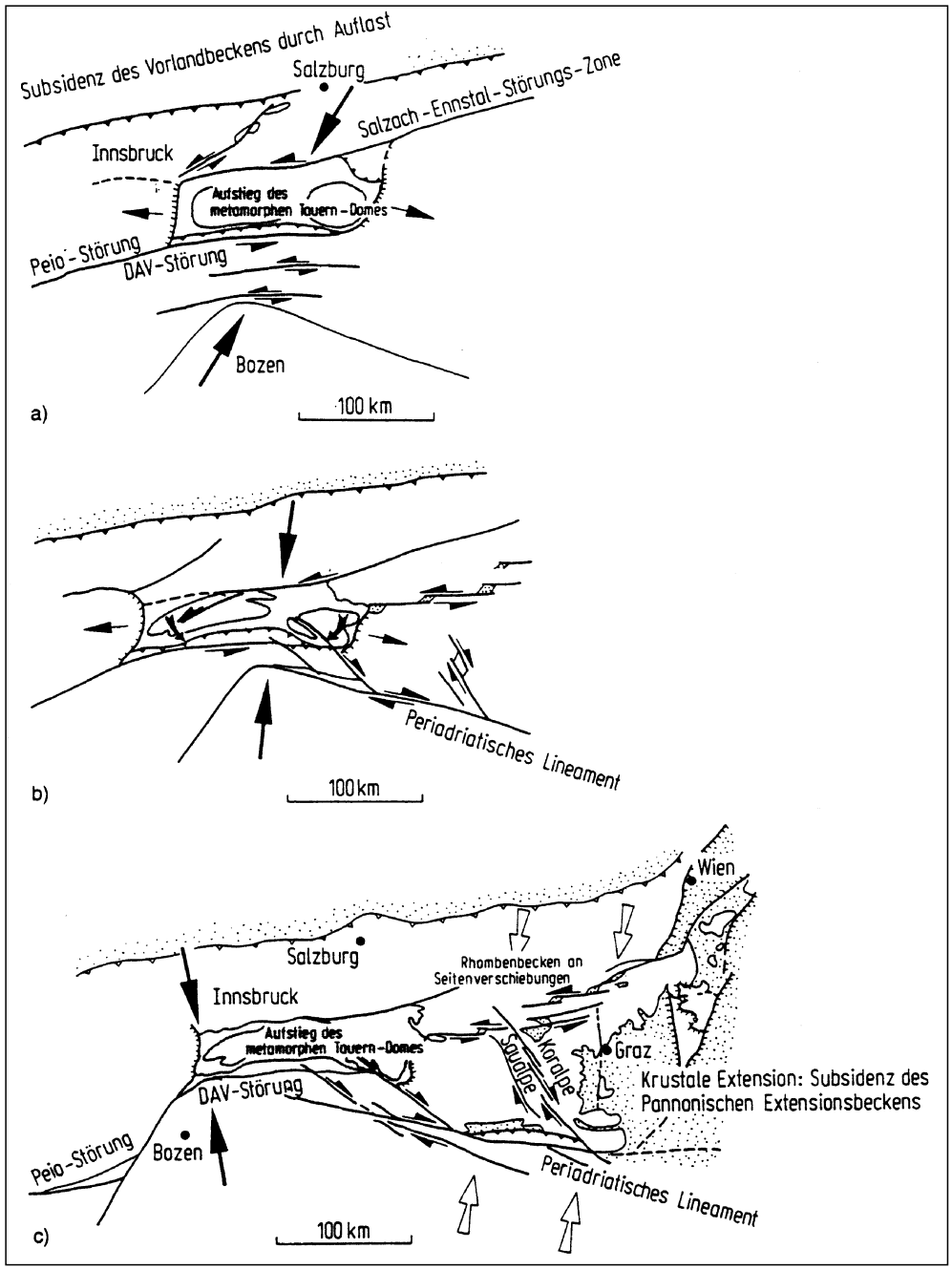


Abb. 33.
Zweistufiges Modell der tertiären Entwicklung der Ostalpen zur Erklärung der inneralpinen Molassebecken (NEUBAUER, F., 1994).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

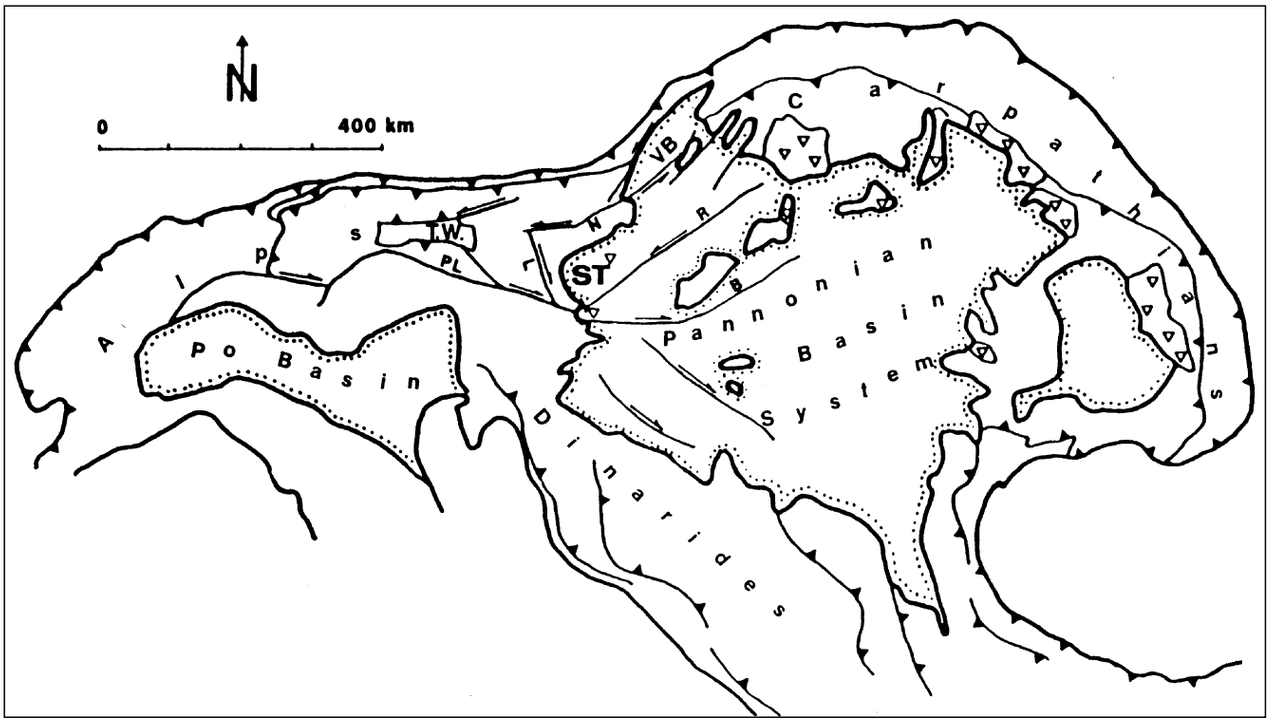


Abb. 34.
Die Lage der Ostrandbecken am NW-Rand des Pannonischen Beckensystems.
ST = Steirisches Becken, PL = Periadriatisches Lineament, B = Balaton Linie, R = Raab Linie, VB = Wiener Becken, TW = Tauernfenster. Dreiecke = Innerkarpatischer Vulkanbogen.
Aus EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995).

Die maximale Subsidenz und Sedimentationsraten der Ostrandbecken liegen im Karpat/Unterbaden. Ab dem Pannon/Pont erfolgt die Inversion dieser Becken, während die Bereiche jenseits der Grenzschwellen im Pannonischen Becken bis zu diesem Zeitpunkt Hochzonen darstellten, die sich erst im Pont in der Hauptsubsidenzphase des Pannonischen Beckens abzusenken begannen.

Die Ausbildung der Sedimente wird durch überregionale Meeresingressionen aus dem SE und die lokalen tektonischen Verhältnisse kontrolliert. Generell setzt in den Ostrandbecken die Sedimentation im Ottnang/Karpat mit terrestrischen Entwicklungen ein, auf die sich im Gefolge einer karpatisch/unterbadenischen Transgression ein mariner Ablagerungsraum etablierte, der im Lauf des jüngeren Tertiärs, unterbrochen von abermaligen sarmatischen Ingressionen, aussüßt und verlandet. Vulkanismus im Karpat/Baden und Sarmat–Plio/Pleistozän ist schwerpunktsmäßig an das Steirische und Oberpullendorfer Becken gebunden.

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980b); TOLLMANN, A. (1985); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993).

3.1.2.1. Wiener Becken

Den Untergrund des Wiener Beckens bilden Einheiten des ostalpin/karpatischen Deckensystems. Die Anlage des Beckens setzte im älteren Miozän gleichzeitig mit der Überschiebung der alpinen Decken über die Molasse mit Pull-apart-Mechanismen und teilweise kulissenartig angeordneten Brüchen ein. Die Maximalbeträge der synsedimentären Bruchtektonik werden durch vertikale Versetzungsbeträge von ca. 4000 m entlang des Leopoldsdorfer und ca. 6000 m entlang des Steinberg-Bruches angezeigt (WESSELY, G., 1993a).

Die Sedimentation der max. 6000 m mächtigen Beckenfüllung (Abb. 35; Stockwerk 1) setzt im Nordteil des Bekkens im Eggenburg ein, wobei zu dieser Zeit noch eine Verbindung mit der Molassezone bestand. Nach S geht die marine, siltig/tonige Beckenfazies über Deltasysteme in terrestrische Ablagerungen über. Diese Fazieszonierung bleibt bis ins obere Karpat erhalten, wobei der Sedimenteintrag aus dem S erfolgte. An der Grenze zum Karpat kommen die Deckenbewegungen des alpinen Untergrundes zum Erliegen. Bis zu diesem Zeitpunkt wurden die Tertiärsedimente während des Deckenvorschubs am Rücken der Decken in „piggy back"-Becken abgelagert. Im höheren Karpat wird durch die Aufwölbung des Spanberger Flyschrückens das nördliche marine (Laaer Bekken) vom terrestrischen zentralen und südlichen Wiener Becken getrennt. Im Laufe des Unterbaden wird das zentrale und südliche Wiener Becken marin überflutet, der Spanberger Rücken verliert im oberen Baden seine Barrierefunktion. Als Sedimente werden im Beckenzentrum Mergel, in Schwellen- und Randbereichen Lithothamnienkalke (Leitha-Kalke) abgelagert. Weiters entwickeln sich nun an der W- und N-Seite des Beckens Deltakörper, in denen klastische Sedimente aus Hebungszonen in das Becken eingetragen werden. Die Molassezone ist zu dieser Zeit bereits landfest geworden (Abb. 36).

Ähnliche Sedimentationsverhältnisse, allerdings bei abnehmender Salinität, sind auch für das Sarmat charakteristisch. Im Pannon kommt die Subsidenz zum Erliegen. Bei weiterem Sedimenteintrag in großen Deltasystemen wird das Becken bei zunächst brackischen und schließlich Süßwasser-Verhältnissen allmählich aufgefüllt, bis die Sedimentation im Pont zum Erliegen kommt. Bemerkenswert ist eine pliozäne, mit Konglomeraten erfüllte Grabenstruktur nahe dem SE-Rand des Beckens (Mitterndorfer Senke).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

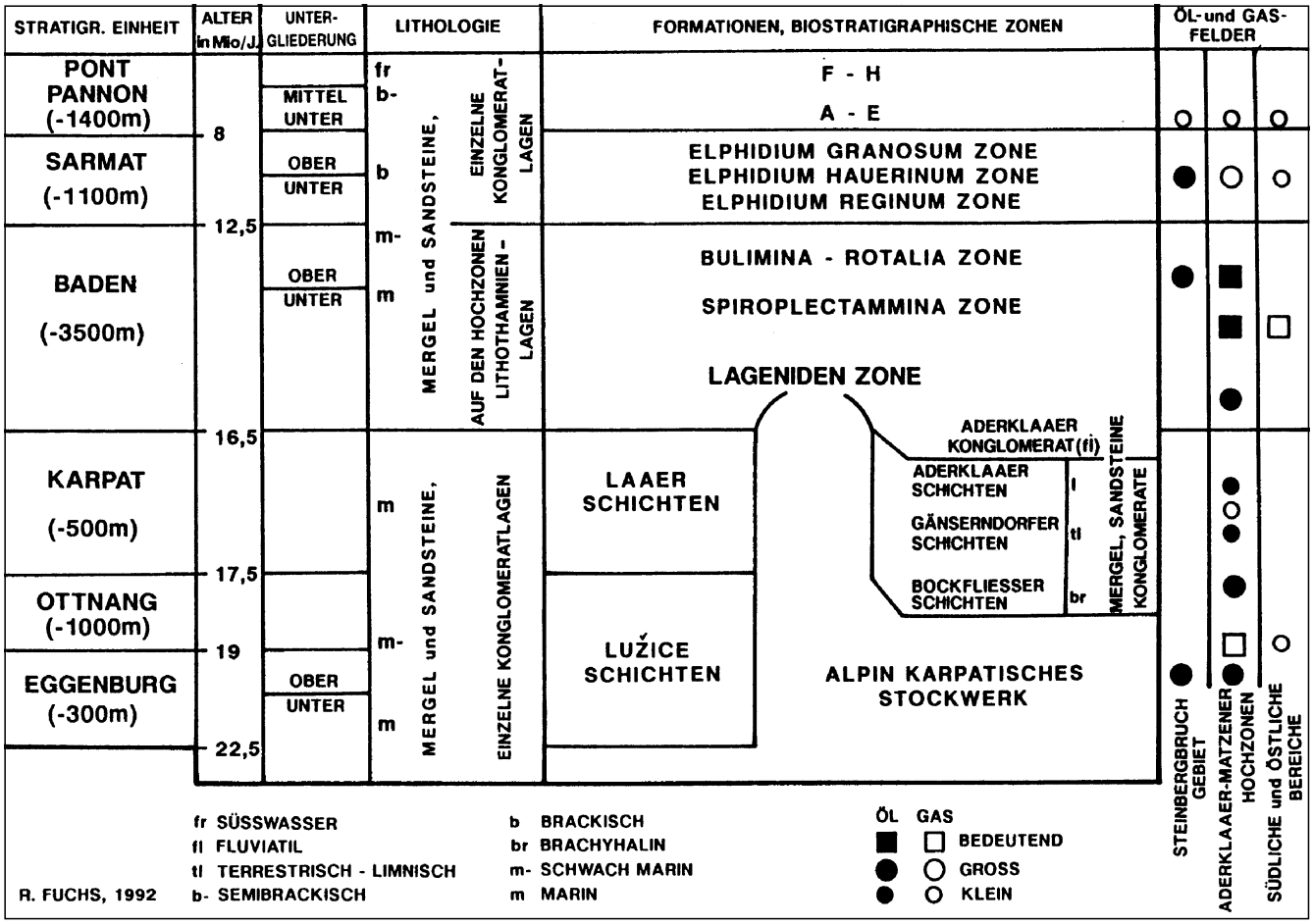


Abb. 35.
Stratigraphische Übersicht über das Neogen des Wiener Beckens.
Aus SAUER, R. et al. (1992).

Die Subsidenz des prä-miozänen Untergrundes kontrolliert nicht nur die Struktur, Fazies und Mächtigkeitsverhältnisse im Miozän, sondern auch die Lage der Kohlenwasserstoff-Lagerstätten, die nahezu ausschließlich an Hochzonen gebunden sind.

Für die strukturelle Gliederung des Beckens ist synsedimentäre Bruchtektonik verantwortlich. Zwischen mäßig abgesenkten Schollen entlang des W- und E-Randes ist das Becken durch eine Reihe von Tief- (sedimentäre Depotzentren) und Hochzonen strukturiert (HAMILTON, W. et al., 1990). Entlang des E-Randes tritt vom Wiener Neustädter Becken über die Mitterndorfer Senke bis zur Zohor–Plavecky–Mikulas-Senke in der Slowakei ein bis heute auch seismisch aktives Grabenbruchsystem auf (GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K., 1988).

Den Beckenuntergrund (Stockwerk 2) bilden allochthone alpin-karpatische Einheiten der Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone, des unterostalpinen und Tatriden-Kristallins samt auflagerndem Permomesozoikum. Wichtig als KW-Speicher sind Gesteine der Flyschzone und des kalkalpinen Beckenuntergrundes.

Das dritte Stockwerk des Wiener Beckens bildet die autochthone Basis mit kristallinen Gesteinen der Böhmischen Masse, autochthonem Mesozoikum und überschobener Molasse. Diese Einheiten wurden in den übertiefen Bohrungen Aderklaa, Maustrenk ÜT 1 und Zistersdorf ÜT angetroffen. Als Muttergesteine, auch für KW-Lagerstätten der höheren Stockwerke, kommt den ca. 1.000 m mächtigen malmischen Mergeln Bedeutung zu (WESSELY, G., 1993a).

Der Kohlenwasserstoff-Bezirk Wiener Bekken umfaßt Lagerstätten, die an die tertiäre Beckenfüllung (Stockwerk 1) und den allochthonen alpinen Bekkenuntergrund (Kalkalpen, Flysch; Stockwerk 2) gebunden sind (Abb. 223). Die Lagerstätten des autochthonen 3. Stockwerkes wurden bereits im Zusammenhang mit der Molassezone und deren Untergrund besprochen (Kap. 3.1.1.2).

Die Position der Lagerstätten innerhalb des 1. und 2. Stockwerkes wird am Beispiel der Öl- und Gasfelder Matzen-Schönkirchen gezeigt (Abb. 223). Muttergesteine sind in erster Linie 1000 m mächtige malmische Mergel des in den Depotzentren tief abgesenkten autochthonen Mesozoikums, aus denen die Kohlenwasserstoffe thermokatalytisch freigesetzt wurden. In den im S und SE gelegenen Gasfeldern tritt zusätzlich Gas biogenen und gemischten Ursprungs auf.

Weitere an organischen Substanzen reiche Gesteine des kalkalpinen Untergrundes (triadische Lunzer- und Kössener Schichten, Gosaumergel) sind in ihrer Muttergesteinsbedeutung aufgrund einer unzureichend rekonstruierten thermischen Geschichte schwer zu beurteilen.

Speichergesteine im 1. Stockwerk sind vor allem deltaische Sandsteine des unteren und mittleren Miozäns. Als Migrationsbahnen treten tiefreichende Bruch- und Auflockerungszonen auf, gut abgedichtete Fallenstrukturen sind tektonischer und fazieller Natur. Speichergesteine des 2. Stockwerks sind eozäne bis paleozäne turbiditische Sandsteine (besonders die Glaukonit-Sandstein-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

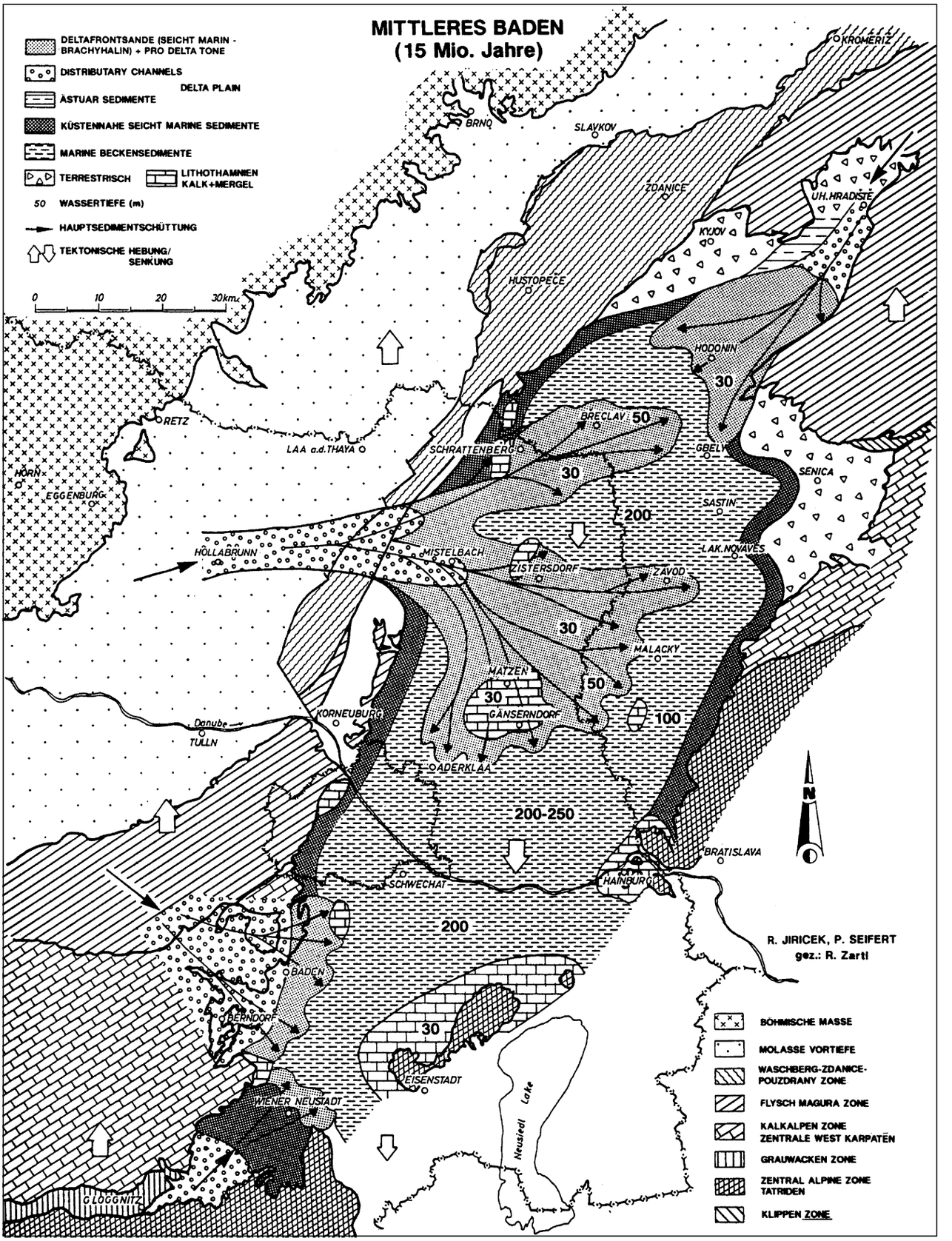


Abb. 36.
Paläogeographie im mittleren Baden des Wiener Beckens.
Aus KREUTZER, N. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

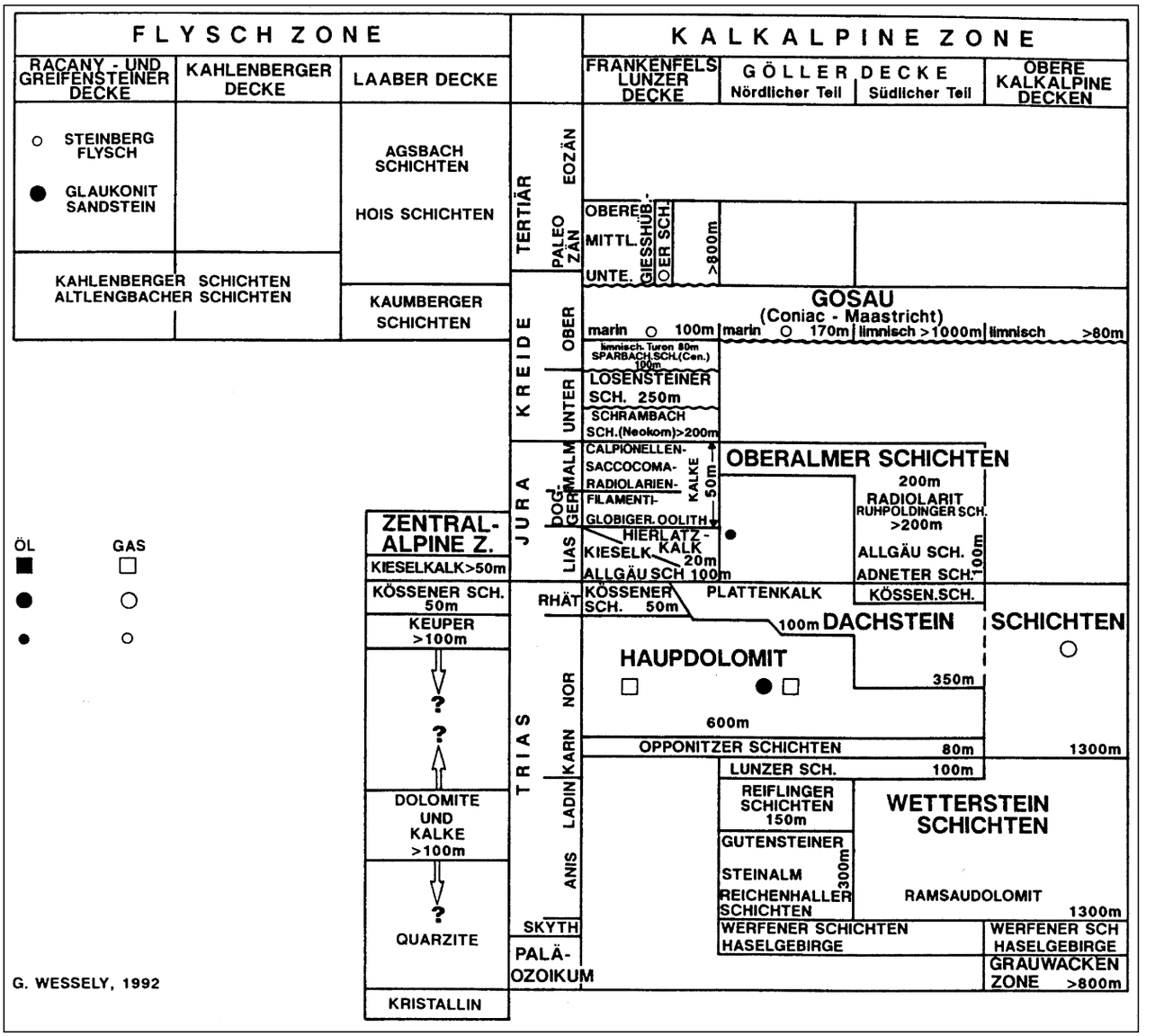


Abb. 37.
Der alpin-karpatische Untergrund des Wiener Beckens.
Aus WESSELY, G. (1993a).

Formation) der Flyschzone und obertriassische Hauptdolomite bzw. untergeordnet Dachsteinkalke des kalkalpinen Beckenuntergrundes (Lunzer/Frankenfelser Decke und Ötscher-Decke).

Zum Braunkohlenbezirk Wiener Becken sind Vorkommen verschiedenster stratigraphischer Niveaus zusammengefaßt.

Eine Gruppe von Vorkommen tritt in Süßwasserablagerungen im Bereich Berndorf, Kleinfeld, Jauling, Grillenberg am Becken-Südrand unmittelbar über dem kalkalpinen Beckenuntergrund auf. Altersmäßig wird für sie basales Baden (JANOSCHEK, R., 1951) oder Karpat (BRIX, F., 1981) diskutiert.

Ein weiteres *Lignitniveau* ist bei Zillingdorf/Neufeld im Übergangsbereich zum Eisenstädter Becken und bei Sollenau und Bernhardsthal an die Lignitische Serie des Pont (Zone F) gebunden.

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980b); TOLLMANN, A. (1985); SAUER, R. et al. (1992); KREUTZER, N. (1993); WESSELY, G. (1993a).

3.1.2.2. Eisenstädter (Mattersburger) Becken

Das Eisenstädter Becken stellt ein entlang von Brüchen abgesenktes Becken zwischen dem Leithagebirge, Rosaliengebirge, Ruster Höhenzug und Brennberg dar. Durch die Wiener Neustädter Pforte ist es mit dem Wiener Bekken, durch den Tertiärkorridor westlich des Brennberges mit der Landseer Bucht verbunden. Die geringe Tiefenlage des prä-neogenen Beckenuntergrundes und Abgrenzung des Eisenstädter Beckens durch den Ruster Höhenzug nach E gegen das Pannonische Becken (Neusiedlersee-Becken; Seewinkel) zeigen Abb. 38, 39.

Die Anlage des Beckens erfolgte im Karpat, weitere Absenkungsschwerpunkte waren im Baden, Sarmat und Pannon. Die Schichtentwicklung folgt dem Fazies- und Subsidenztrend aller Ostrandbecken. Kohlenführende Süßwasserschichten (Ottnang/Karpat) und karpatisch/unterbadenische Grob- und Blockschotter sind am S-Rand des Beckens anzutreffen. Eine Meeresüberflutung im höheren Unterbaden führt zur Ausbildung von Nulliporenkalken (Leithakalk) mit Mächtigkeiten bis zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

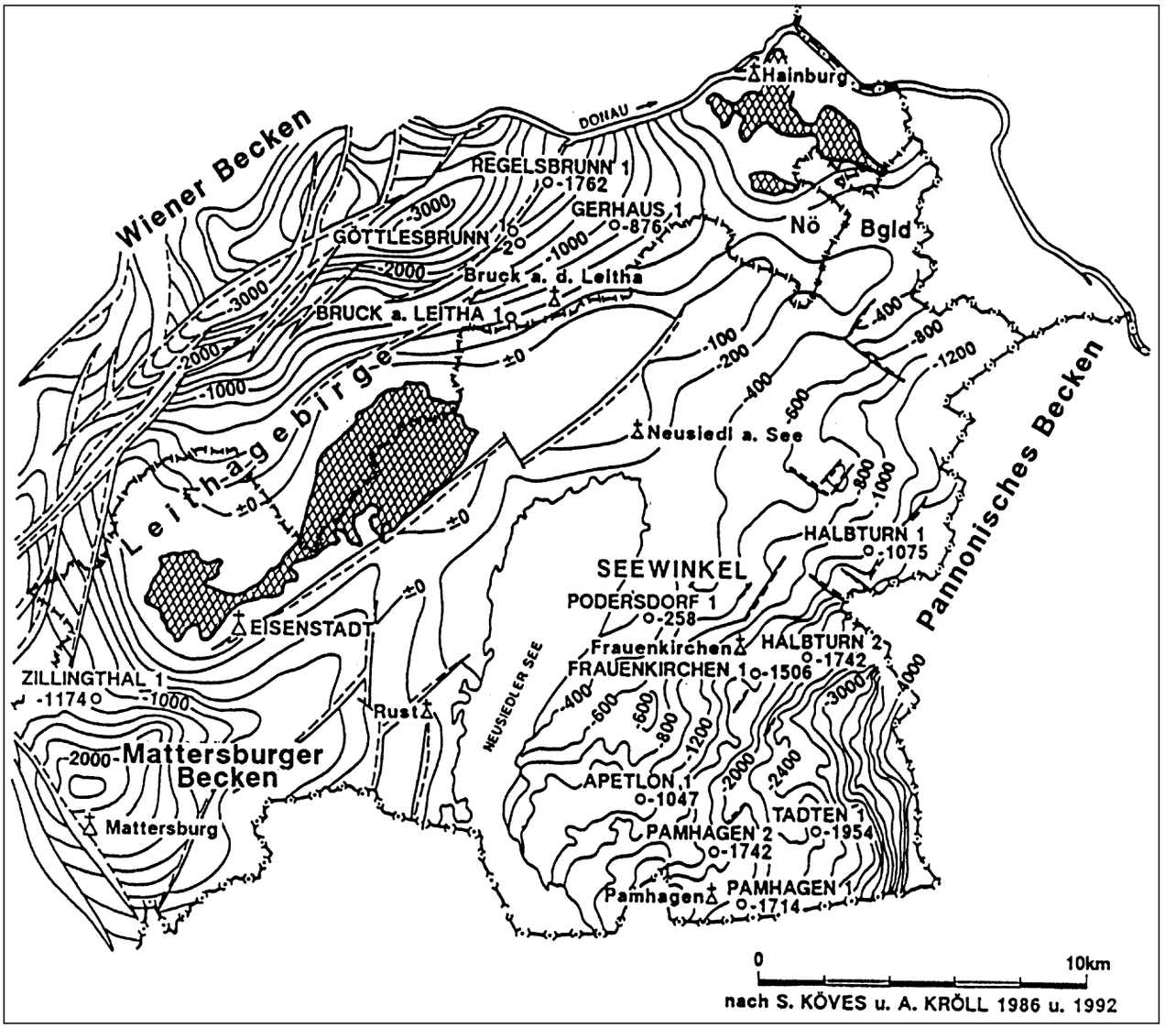


Abb. 38.
Tiefenlage des prä-neogenen Beckenuntergrundes im Eisenstädter (Mattersburger) und Neusiedlersee-Becken.
Aus WESSELY, G. (1993b).

110 m. An den Beckenflanken reichen sie lokal bis ins mittlere Sarmat. Im SW-Teil setzt sich das über 1200 m mächtige Baden über marinen Basisschottern und Sanden aus Mergeln zusammen. Im zentralen Beckenteil setzen sich ähnliche Lithologien auch im Sarmat und bei aussüßendem Charakter nach einer Schichtlücke im basalen Pannon bis ins Pannon E fort.

In der Wr. Neustädter Pforte reicht die Schichtfolge mit der „Lignitischen Serie" bis ins Pont. Aus dem Pleistozän stammen Süßwassertone mit Seekreiden, Lößlehme und Terassenschotter.

Die *Kohlenvorkommen von Zillingdorf/Neufeld* aus dem Pont wurden bereits im Zusammenhang mit dem Braunkohlenbezirk Wiener Becken besprochen, jene des Brennberges werden gemeinsam mit dem Oberpullendorfer Becken behandelt. Aufgrund der seichten Lage des Beckenuntergrundes gilt das Eisenstädter Becken als nicht KW-höffig. Die Kohlen des Brennberger Reviers bieten jedoch die Möglichkeit einer Methan-Führung am südlichen Beckenrand (WESSELY, G., 1993b). Die Leithakalke des Beckenrandes finden als *Zementrohstoff, Bau-, Dekor- und Skulpturstein* Verwendung.

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980b); TOLLMANN, A. (1985), WESSELY, G. (1993b).

3.1.2.3. Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht)

Das Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht) stellt eine vom Höhenzug des Brennberges im N, der Buckligen Welt im W und Geschriebenstein im S abgegrenzte Tertiärbucht dar, welche die Elemente der Ostrandbecken und des Pannonischen Beckens vereint. Über einen Korridor westlich des Brennberges ist es mit dem Eisenstädter Becken und über jenen von Grodnau mit dem Steirischen Becken verbunden. Der Beckenuntergrund liegt bei Lutzmannsburg bei 943 m und Minihof bei 714 m. Die Tiefenlage des prä-neogenen Beckenuntergrundes zeigt Abb. 40.

Im Ottnang–Karpat setzt die Sedimentation mit Grob- und Blockschottern ein. Darüber folgen kohleführende limnisch-fluviatile Schichten des Hochriegel-Zyklus. Der nördliche Beckenteil wird im Unterbaden von N her in einen kohlenführenden Küstenraum einbezogen (*Lignite von Bubendorf/Ritzing*). Im Sarmat weitet sich das Meer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

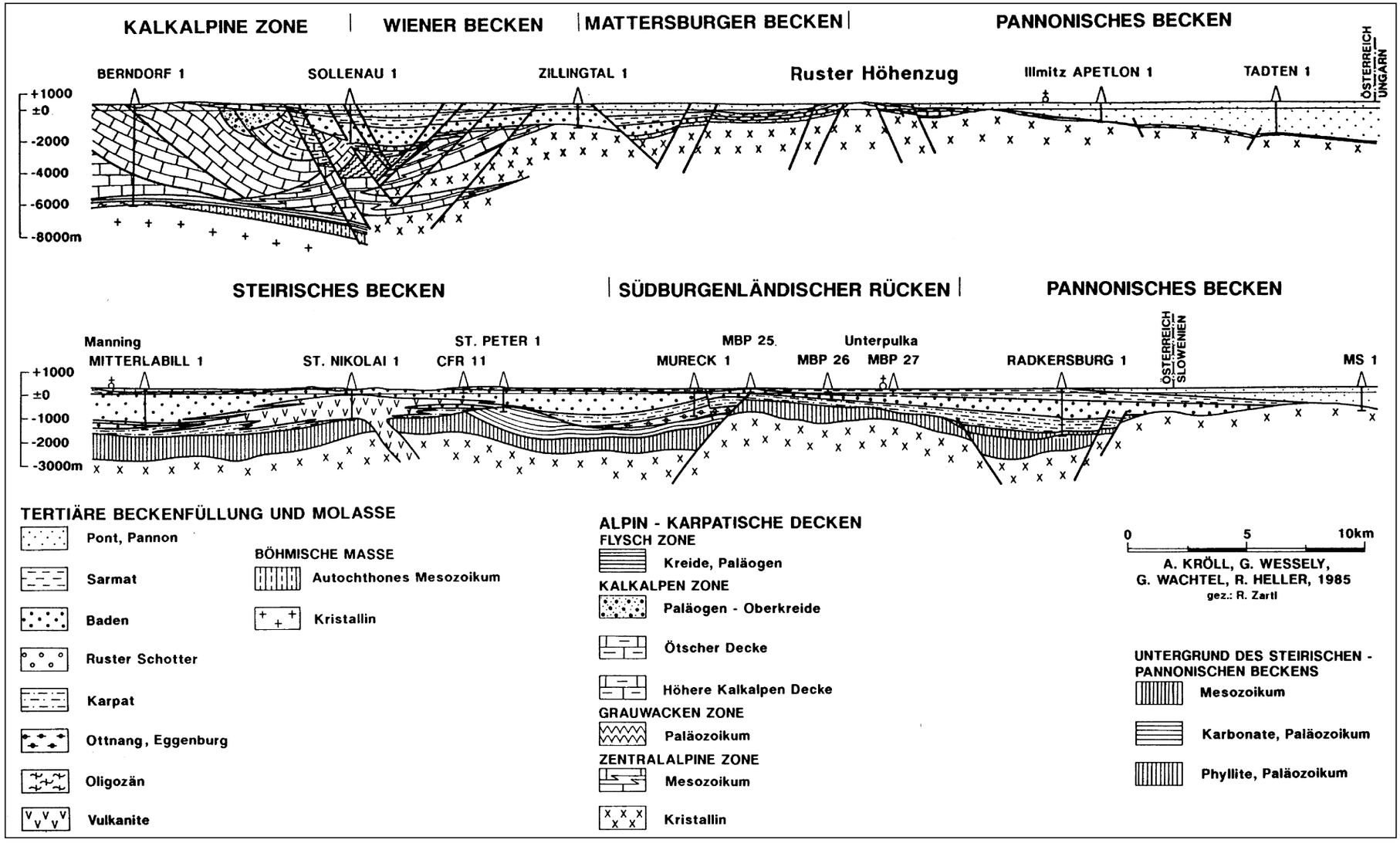


Abb. 39.
Geologische Profile aus den Ostrandbecken über die Grenzschwellen zum Pannonischen Becken (aus WESSELY, G., 1993b).
Oben: Wiener Becken – Neusiedlersee-Becken; unten: Steirisches Becken – Raabgraben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

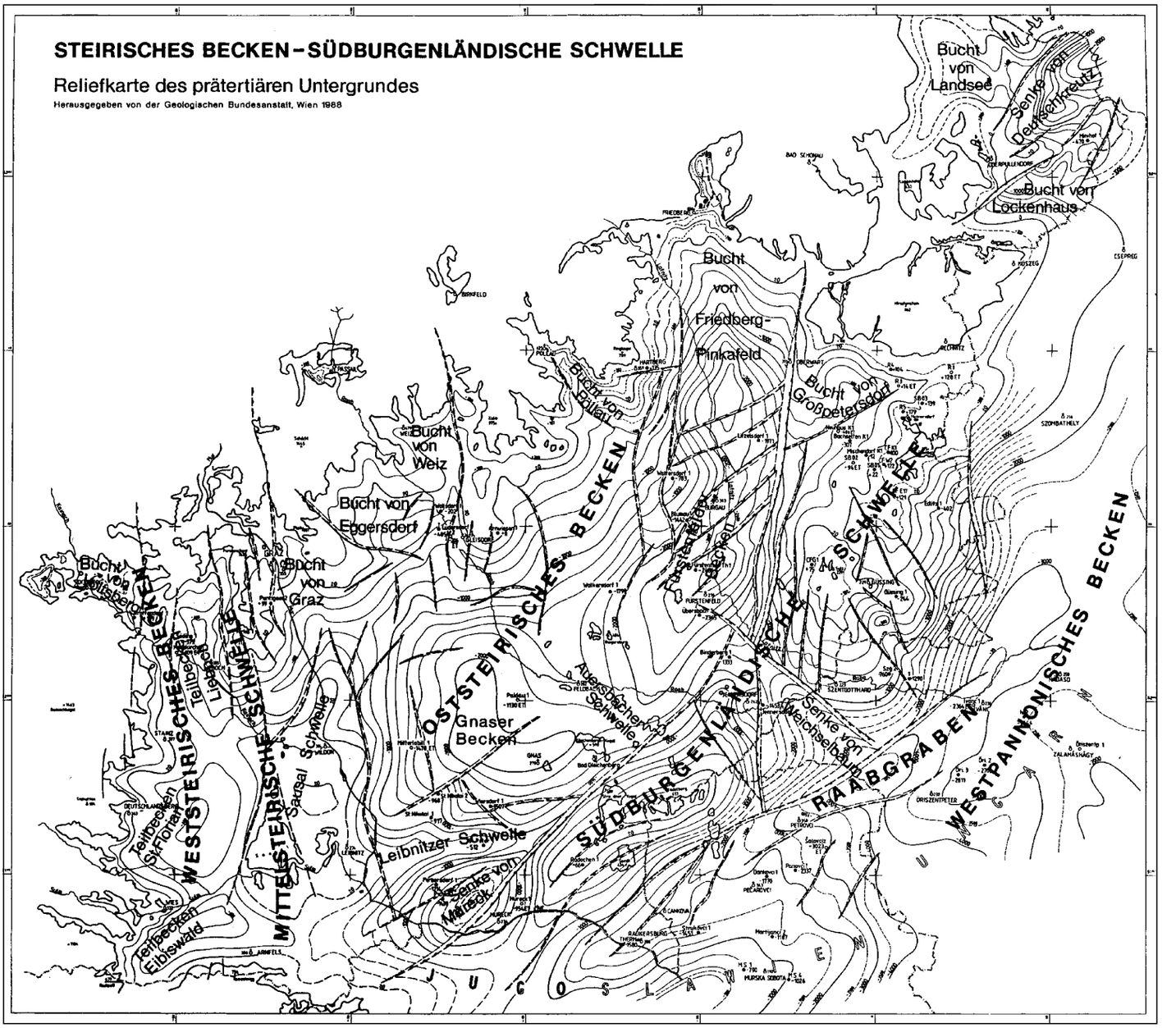


Abb. 40.
Reliefkarte des prä-tertiären Untergrundes im Steirischen Becken.
Neue Aufschlußergebnisse zeigen einen wesentlich größeren Tiefgang für das Gnaser Becken als in der Abbildung dargestellt.
Aus KRÖLL, A. et al. (1988).

nach örtlichen oberbadenischen Erosionslücken bis nach Draßmarkt aus. Nach abermaliger Lücke erfolgte im Pannon B/C die Sedimentation (sandig-)toniger Serien, die gegen die ungarische Grenze noch von Kiesen des Daz überlagert werden.

Die „pannonische" Beziehung drückt sich in einer jüngsttertiären Grundgebirgskippung gegen E, verstärkter Subsidenz und mächtigem Pont/Pliozän (>450 m in der Bohrung Lutzmannsburg) aus. In der Lücke zwischen Sarmat und Pannon tritt nach Bruchtektonik in mindestens 5 Eruptionsphasen basaltischer Vulkanismus auf (Stoob, Oberpullendorf, Pauliberg).

Radiometrische Datierungen geben für den Oberpullendorfer Basalt 11,1±1,2 Ma und den Pauliberg-Basalt zwischen 10,5±1,0 und 12,3±1,1 Ma (= Grenze Sarmat/Pannon) an (BALOGH, K. et al., 1994).

Im (Glanz-)Braunkohlenbezirk Landseer Bucht werden Kohlevorkommen zusammengefaßt, die einerseits dem limnisch/fluviatilen Hochriegel Zyklus (Brennberg) und andererseits der unterbadenischen marinen Ingressionsserie (Bubendorf, Ritzing) angehören (NEBERT, K., 1980; NEBERT, K. et al., 1980; WEBER, L. & WEISS, A., 1983). Das KW-Aufschlußergebnis (Bohrung Minihof 1) war bisher negativ.

Neben Kohlen finden sich an Rohstoffen *Töpfereitone* im Pannon um Stoob, *Toneisensteinlagen* in Verbindung mit dem Brennberger Flöz und *Basalte* in den o.g. Vulkangebieten.

Genetisch mit dem Basaltvulkanismus werden auch die in Sedimenten des Pannon und Daz weit verbreiteten *Limonitanreicherungen* in Zusammenhang gebracht (Eisenerzbezirk Landseer Bucht). *Säuerlinge* sind an

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den Kobersdorfer Bruch und Bruchzonen am Beckenrand gebunden.

Zusammenfassende Darstellungen

FUCHS, W. (1980b); TOLLMANN, A. (1985); WESSELY, G. (1993b); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

3.1.2.4. Steirisches Becken

Das im NW und W von ostalpinen Einheiten begrenzte Steirische Becken wird im E durch die Südburgenländische Schwelle, die im Raum Rechnitz an penninischen Fenstereinheiten ansetzt, vom Pannonischen Becken getrennt. Über den Tertiärkorridor von Grodnau-Holzschlag (NNE Oberwart) ist es mit dem Oberpullendorfer Becken verbunden. Beckenumrandung, Strukturierung/Tiefenlage des prä-tertiären Untergrundes und Benennung der Teilbecken und Schwellen zeigt Abb. 40. Beckenintern ist vor allem die Mittelsteirische (Sausal-)Schwelle als trennendes Element zwischen dem flacheren Weststeirischen und dem über 4500 m absinkenden Oststeirischen Bekken von Bedeutung.

Wesentlich für die Ausgestaltung des Beckens ist synsedimentäre Bruchtektonik als Ausdruck der Extension der E-gerichteten Escape-Tektonik (GENSER, J. & NEUBAUER, F., 1990; EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F., 1991, 1995). Die Subsidenz setzt im Ottnang ein, erreicht im Karpat mit lokal bis zu 30 cm/100 a und einem zweiten Maximum im Sarmat (lokal bis zu 7 cm/100 a) ihre Höhepunkte, um kontinuierlich bei Verlagerung der Depotzentren gegen die Burgenländische Schwelle abzunehmen, bis im Pliozän die Inversion des Beckens erfolgte. Die Herausbildung der Mittelsteirischen Schwelle erfolgte durch regionale Subsidenzunterschiede im Karpat. Die Südburgenländische Schwelle hatte bis ins Pannon eine Schwellenfunktion zum Pannonischen Becken, ehe sie im Pont abzusenken begann (Abb. 41).

Das Sedimentationsgeschehen (Abb. 42, 43) wird durch synsedimentäre Tektonik, Meeresingressionen im Karpat und Baden aus dem S und SE, anschließendem Meeresrückzug mit Verbrackung und Aussüßung der Restseen und durch vulkanische Ereignisse gesteuert. Ausdruck der intensiven synsedimentären Tektonik ist eine markante Diskordanz im obersten Karpat (FRIEBE, J.G., 1991).

Eine Besonderheit des Steirischen Beckens ist sein ausgeprägter Vulkanismus. Im Karpat/Unterbaden erfolgt die Förderung K-reicher, kalkalkalischer, möglicherweise subduktions-bezogener Gesteine, denen ab der Sarmat-Pannon-Grenze bis ins Plio-/Pleistozän aus dem oberen Erdmantel stammende Basanite und Nephelinite folgten (EBNER, F., 1992b; BALOGH, K. et al., 1994; CSONTOS, L., 1995).

Die aus Vitrinitreflexionsdaten rekonstruierte Wärmegeschichte mit einem Maximum im Karpat/Baden (Abb. 44) zeigt eine räumlich/zeitliche Kontrolle durch den miozänen Vulkanismus (SACHSENHOFER, R.F., 1990; EBNER; F. & SACHSENHOFER, R.F., 1995), wodurch auch regional begrenzt höhere Inkohlungsgradienten erklärt werden. Bis in das Steinkohlenstadium reichen Maximalwerte in unmittelbarer Nähe vulkanischer Zentren. Das Glanzbraunkohlenstadium im Raum Wies/Eibiswald wird als Folge eines postulierten Subvulkans erklärt (SACHSENHOFER, R.F., 1990). Subvulkanische Wärmeproduktion wird u.a. auch für eine epignetische Entstehung der Stibnitlagerstätte Schlaining diskutiert (BELOCKY, R. et al., 1991). In magmatisch nicht beeinflußten Bereichen geht oberflächlich der Inkohlungsgrad nicht über das Weichbraunkohlenstadium hinaus.

Der jüngere „basaltische“ Vulkanismus hat dagegen keinen Einfluß auf den Paläo-Wärmefluß. Im südöstlichen Steirischen Becken dokumentiert sich gegenwärtig der mit der Mantelhochlage des Pannonischen Beckens in Zusammenhang stehende relativ hohe Wärmefluß in Thermalquellen, die bei erfolglosen KW-Aufschlußbohrungen erschlossen wurden (Waltersdorf, Blumau, Loipersdorf).

Die *Braun-/Glanzbraunkohlen* des Steirischen Beckens werden entsprechend ihrer geographischen Lage und stratigraphischen Position einzelnen Bezirken zugeordnet. Kohleführung und Qualität wird dabei von folgenden Faktoren gesteuert (EBNER, F., 1980a):

- Lage zum Grundgebirge.
- Ausbildung telmatischer Phasen innerhalb klastischer Sedimentzyklen (NEBERT, K., 1983).
- Inkohlungsverhältnisse (SACHSENHOFER, R.F., 1990; EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F., 1991).

Stratigraphisch und regional sind die Kohlen an folgende Niveaus/Bezirke gebunden:

- Ottnang/Karpat
  Glanzbraunkohlenbezirk Wies – Eibiswald; Braunkohlenbezirk Köflach – Voitsberg
- Unteres Baden
  Braunkohlenbezirk Rein – Stiwoll; Braunkohlenbezirk Tauchen – Mariasdorf
- Karpat/Baden; Obersarmat/Unterpannon
  Braunkohlenbezirk Graz – Weizer Bucht
- Obersarmat/Unterpannon
  Braunkohlenbezirk Feldbach
- Pannon C
  Braunkohlenbezirk Ilz
- Pannon D/E
  Braunkohlenbezirk Henndorf

Der Großteil der Kohlen ist limnischer Natur, die Kohlen von Tauchen, Feldbach und der Weizer Bucht entstammen marinen Küsten- und Brackwasserbereichen.

Von den vulkanischen Gesteinen sind besonders basaltische Gesteine als *Hartgesteinslieferanten* (Weitendorf, Feldbach, Stradnerkogel, Klöch) zu erwähnen. Mit dem älteren miozänen Vulkanismus genetisch verknüpft sind die *Bentonite* und *Glastuffe* des Steirischen Beckens und der Norischen Senke (Bentonitbezirk Steirisches Becken). Der in Gossendorf abgebaute *„Österreichische Traß“* wird durch postvulkanische Alteration der miozänen Latite durch SO_4 -haltige Lösungen erklärt. Dabei konnte neben *Opalit/Alunit* (= Österreichischer Traß) auch *Montmorillonit* (ehemaliger Abbau in Gossendorf) und *Kaolinit* gebildet werden (HÖLLER, H. et al., 1985).

Rohmaterialien für die *LECA-Erzeugung* sind tonige Sedimente des Pannon D/E (Mataschen) und illitische Maarsedimente des pliozänen Basaltvulkanismus (Burgfeld bei Fehring) (BERTOLDI, G. et al., 1983).

Als *Zementrohstoff* sind badenische Leithakalke im Nahbereich der Mittelsteirischen Schwelle aus dem Raum Retznei – Wildon zu nennen. Historisch interessant sind untertägige *Dekor- und Werksteinabbaue* von Leithakalk, die seit Römerzeiten bei Aflenz (südwestlich von Leibnitz) betrieben wurden.

Bohrungen und Ergebnisse der KW-Exploration durch die einschlägig tätigen Unternehmen sind aus Abb. 45 ersichtlich.

Zusammenfassende Darstellungen

KOLLMANN, K. (1965); FLÜGEL, H. & HERITSCH, H. (1968); FLÜGEL, H.W. (1972); FUCHS, W. (1980b); WEBER, L. & WEISS, A. (1983); KRÖLL, A. et al. (1988); EBNER, F. (1990a); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991, 1995); EBNER, F. et al. (1992); MALZER, O. & SPERL, H. (1993); SACHSENHOFER, R.F. et al. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

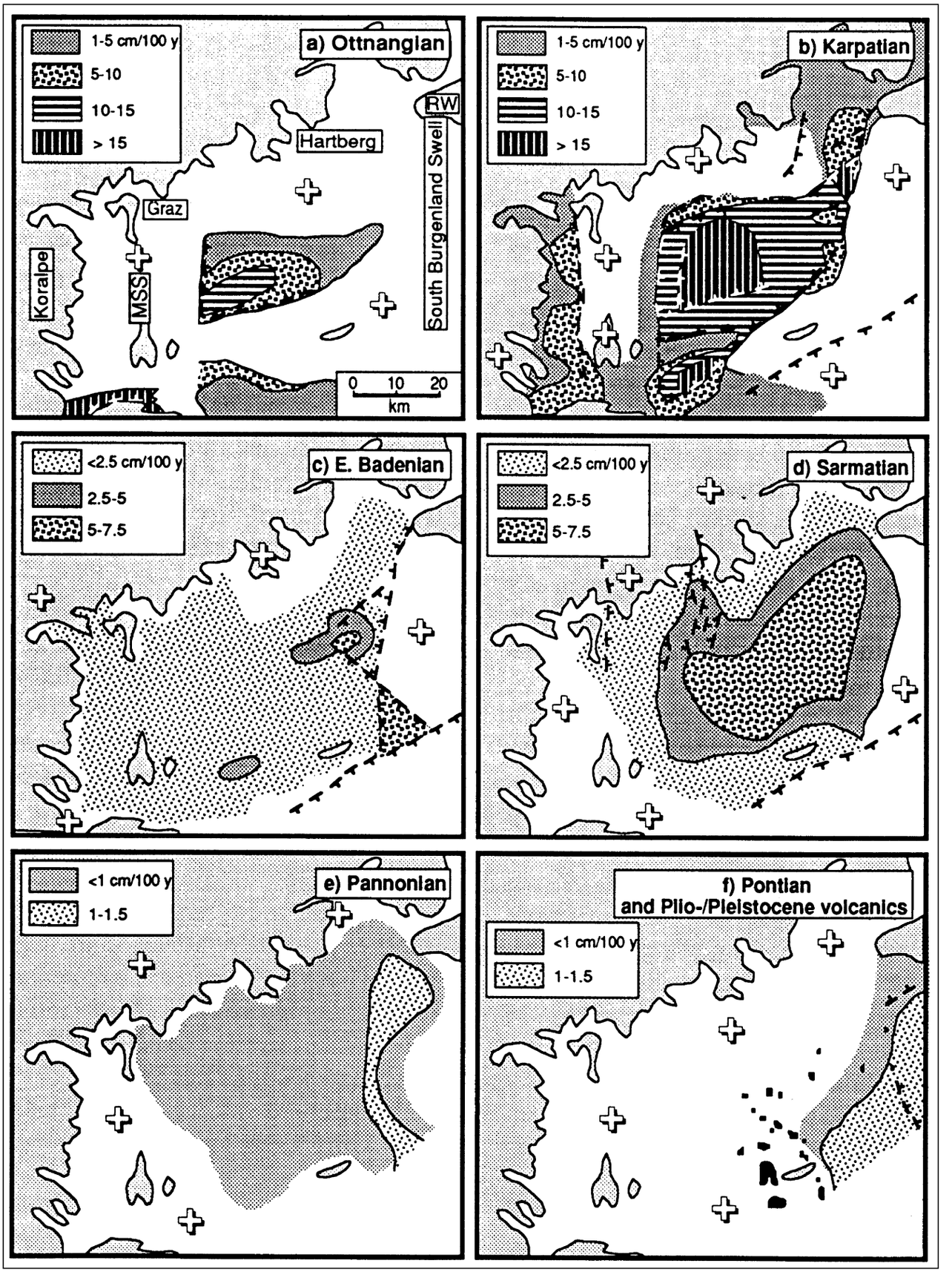


Abb. 41.
Paläosubsidenzraten im Untergrund des Steirischen Beckens (mit Korrektur der Kompaktion und Paläobathymetrie).
MSS = Mittelsteirische Schwelle; RW = Rechnitzer Fenster; Kreuze markieren stabile oder Hebungs-Bereiche.
Aus EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

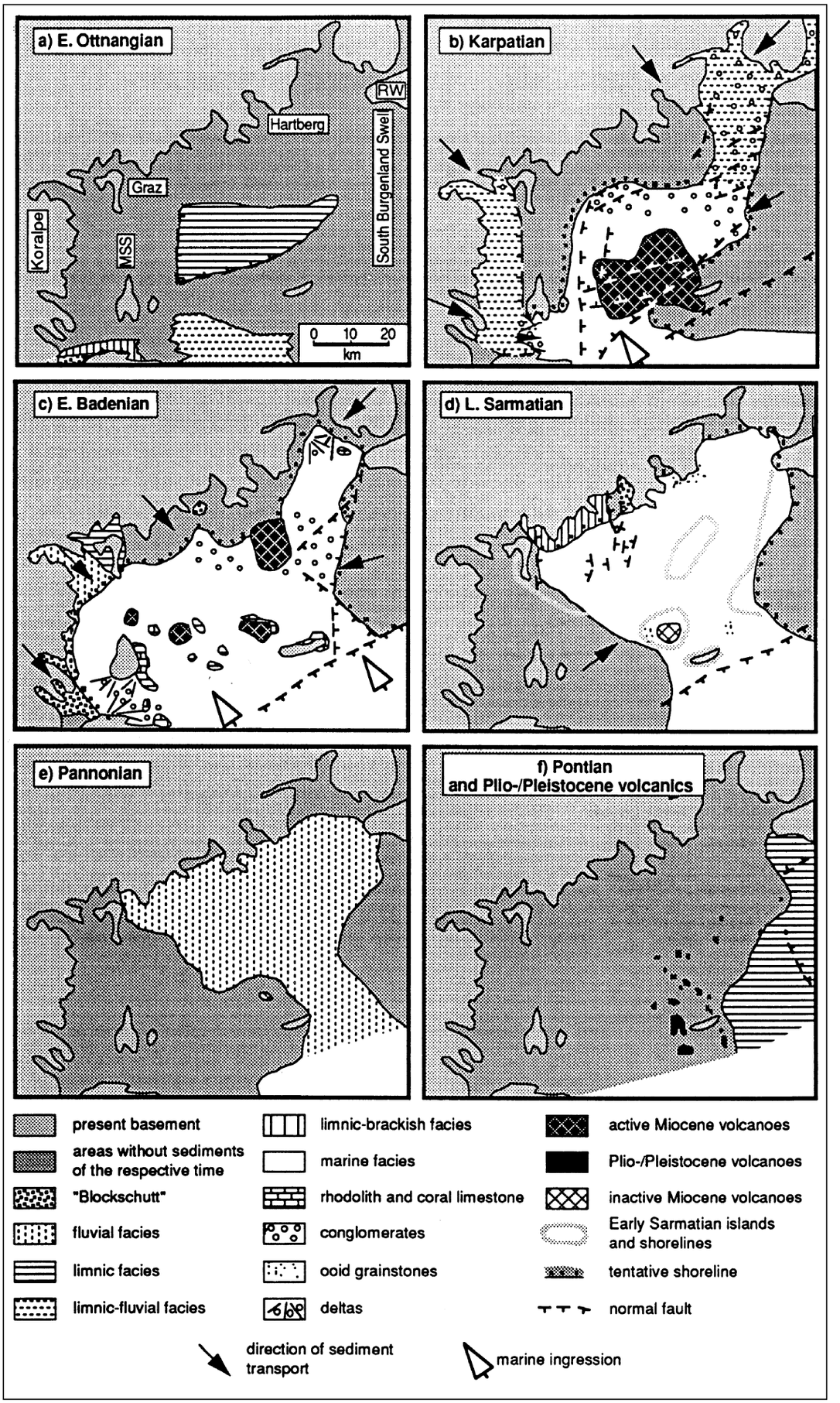


Abb. 42. Paläogeographische Karten des Steirischen Beckens. MSS = Mittelsteirische Schwelle; RW = Rechnitzer Fenster; Kreuze markieren stabile oder Hebungs-Bereiche. Aus EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

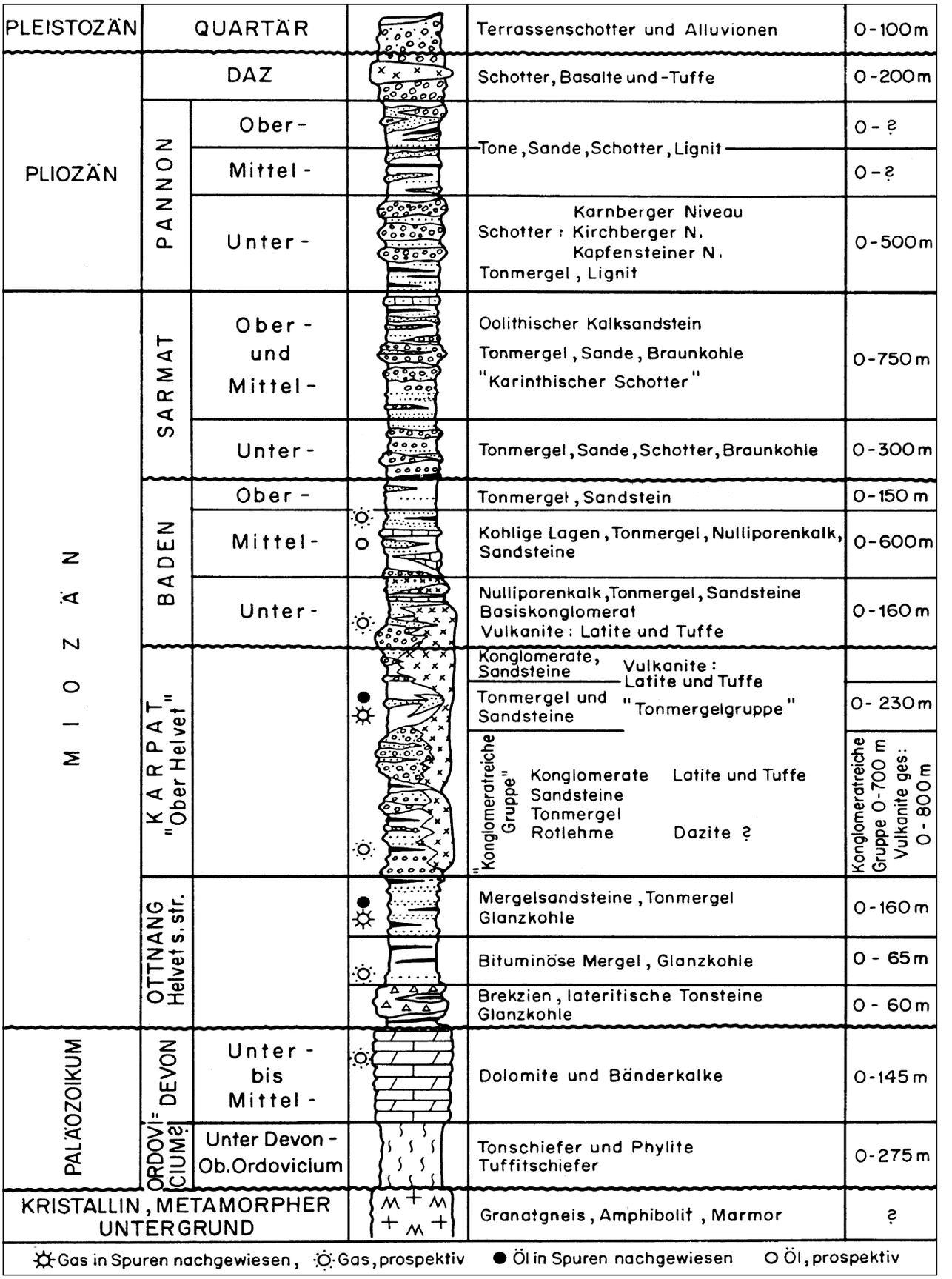


Abb. 43.
Schichtentwicklung im Steirischen Becken.
Aus MALZER, O. & SPERL, H. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

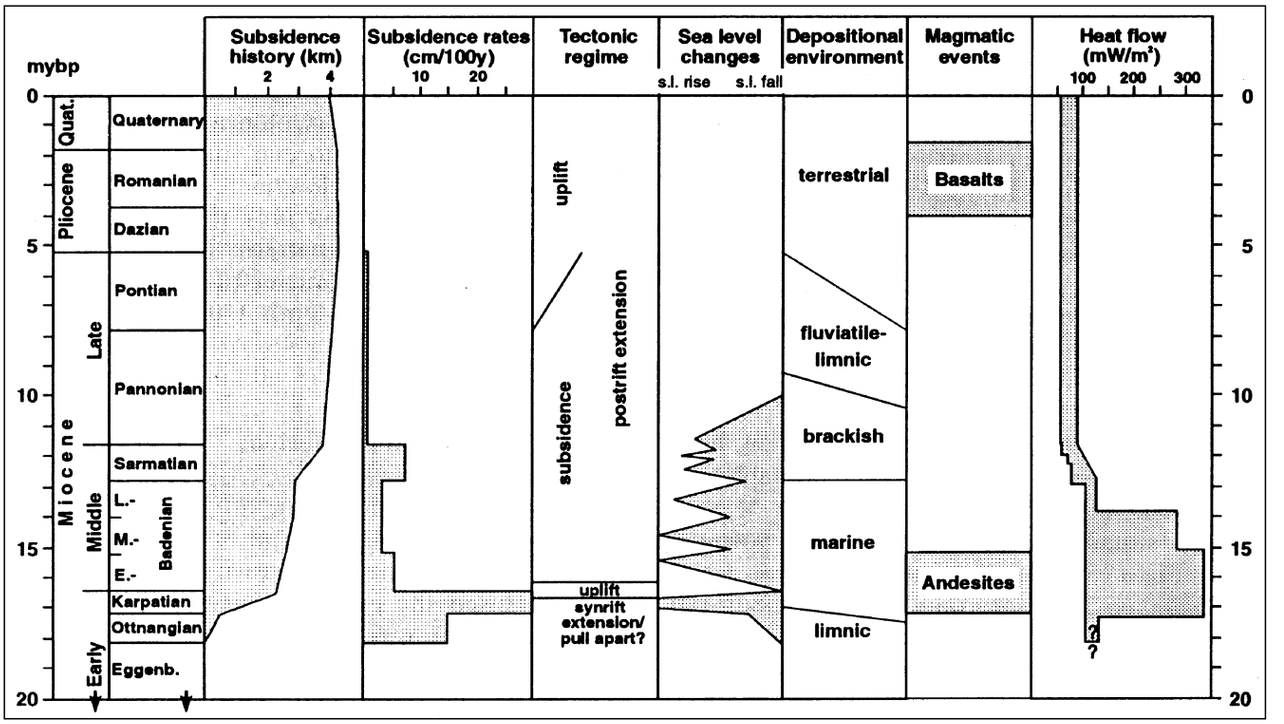
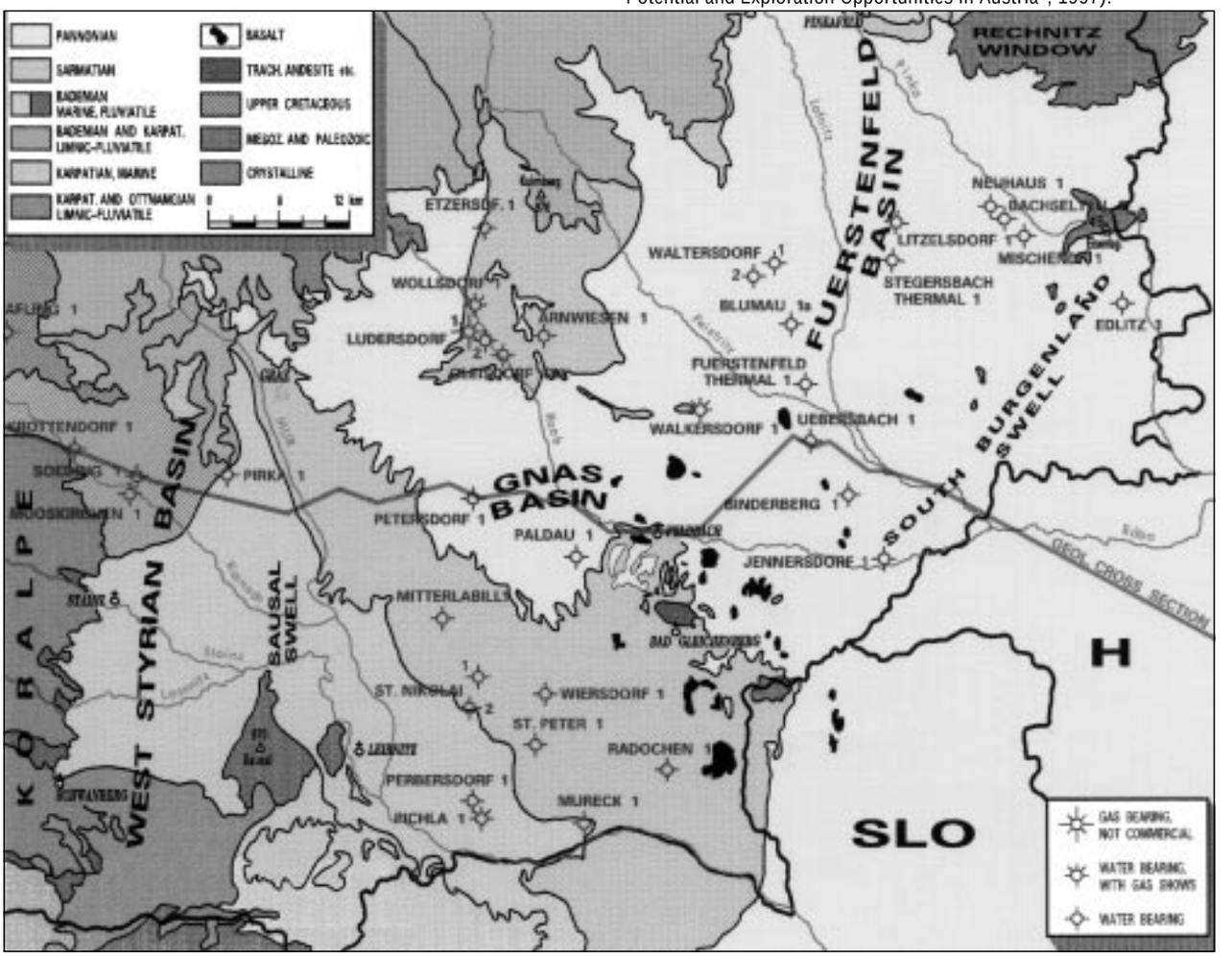


Abb. 44.
Die Neogenentwicklung des Steirischen Beckens.
Aus EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995).

Abb. 45.
Geologische Karte des Steirischen Beckens mit Lokation der Bohrpunkte auf KW und für geothermale Zwecke (aus „Hydrocarbon Potential and Exploration Opportunities in Austria“, 1997).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

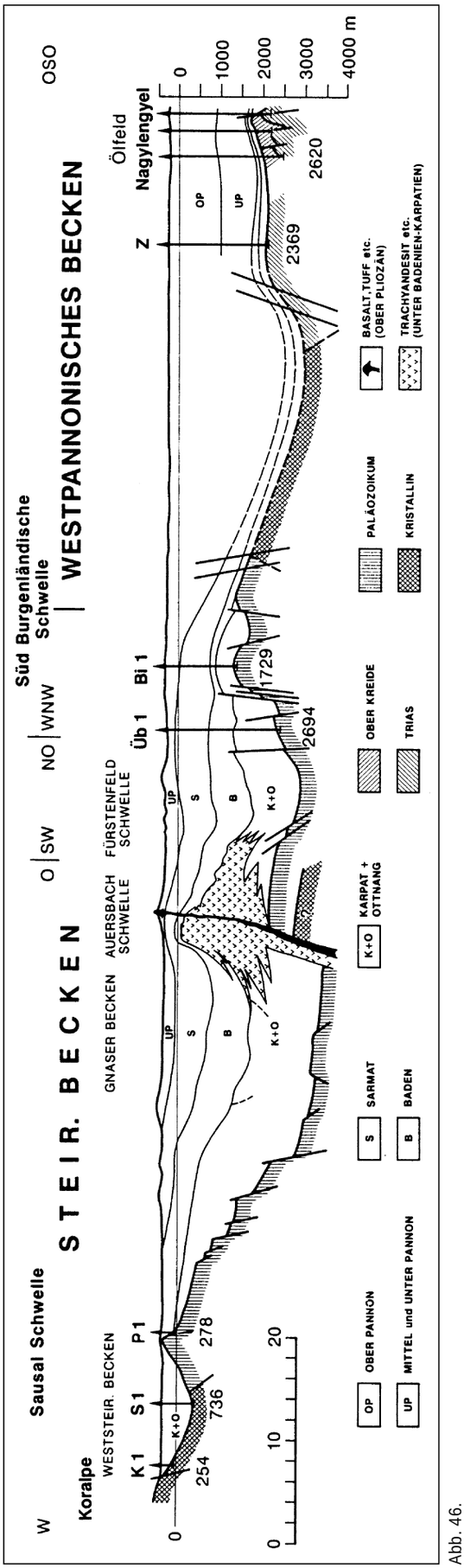


Abb. 46.
Geologischer Schnitt durch das Steirische Becken über die Südburgenländische Schwelle ins Pannonische Becken.
Aus MALZER, O. & SPERL, H. (1993).

3.1.2.5. Klagenfurter Becken

Im Vorland der Karawanken tritt von Villach im W bis Prävali in Slowenien im E auf eine Längserstreckung von über 100 km ein Tertiärbecken mit limnisch-fluviatilen Sedimenten des oberen Miozän auf. Sie werden weitestgehend von der über 200 m mächtigen plio-/pleistozänen Platte des Sattnitz-Konglomerates überlagert (Abb. 47, 48).

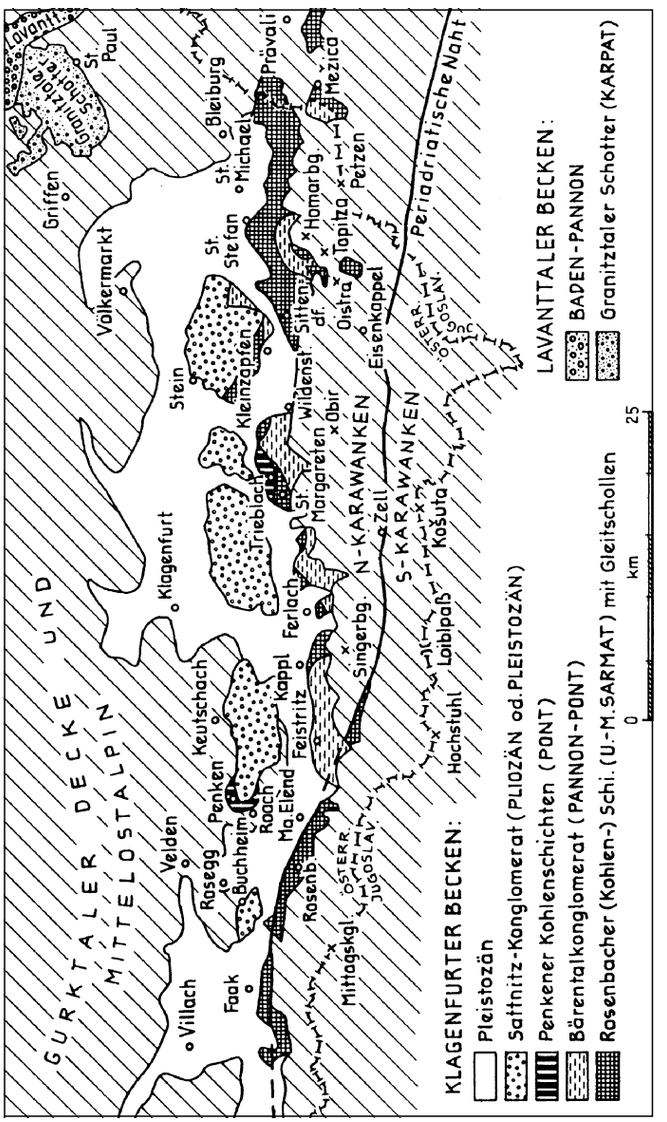
Bemerkenswert sind innerhalb der Rosenbacher Schichten (tieferes Sarmat) von den Karawanken stammende einsedimentierte Gleitschollen (VAN HUSEN, D., 1976) und der Beleg einer jungen Tektonik, bei der die südlichen Randbereiche des Tertiärs noch von den Karawanken überschoben wurden.

Ehemals abgebaute *Weichbraunkohlen* liegen in den sarmatischen Rosenbacher Schichten und den pontischen Grundflözschichten von Penken (Braunkohlenbezirk Karawankenvorland; Abb. 47, 48).

Zusammenfassende Darstellungen

WEBER, L. & WEISS, A. (1983), TOLLMANN, A. (1985).

Abb. 47.
Das limnisch-fluviatile Tertiär des Klagenfurter Beckens.
Aus TOLLMANN, A. (1985).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 48.
Die Schichtfolge des Klagenfurter und Lavanttaler Tertiärbekkens.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

STUFE EUROPA	STUFE PARATETHYS		LAVANTTALER BECKEN	KLAGENFURTER BECKEN
ASTI. ZANKL.	PLIOZÄN		Basalt von Kollnitz	
MESSIN.	PONT		Lücke	Penkener Kohlenschi.m. 3 Flözen
TORTON	PANNON	O.	Lücke	Bärentalkonglomerat
		U.	Kalkfreie Süßwasserablagerungen Sande, Schotter, Tone	
SERAVALL	SARMAT	O.	Süßwasserserie: Sande, Ton(-Mergel) mit Kuchler Horizont mit zwei Kohleflözen	?
		M.	Lücke	Mischschotter der Rosenbacher Schichten ?
		U.	Pirenellenfazies bis 40 m Süßwasserserie mit Kohle: 225 m Angustidens-Fauna Hangend-Flöz Liegend-Flöz Totzer-Flöz Brackische Serie Rissoenfauna u. Elph. reginum-Mikrofauna	Liegendflözschichten der Rosenbacher Kohlenschichten
	BADEN	O.	Süßwasserschichten: Mgl. m. Oppersdorfer Flöz Hattendorfer Sst. Dachbergschotter 400 m	
		M.	Ammonia beccarii-Fauna Cardienmergel	
LANGH.		U.	Ob. Lagenidenzone (marin): Mühldorfer Mgl., Tuff Brack. Cerithiensd., Mgl., Kgl., Brecc.	
			Obere Granitztaler Schichten (limnisch-fluviatil)	
BURDIGAL ↓	KARPAT		Untere Granitztaler Schichten (limn.-fluv.) mit Blockschottern, 800 m	

3.1.2.6. Lavanttaler Becken

Entlang des Lavanttales tritt eine Reihe von Tertiärbekken auf: Ettendorf, Andersdorf, Granitztal, Wolfsberg-St. Stefan, Schiefling, Bad St. Leonhard, Obdach. Ihre Anlage erfolgte im Zuge der miozänen Escape-Tektonik in einem transtensiven Milieu. Die Seitenverschiebungen wurden durch ein dextrales System 2. Ordnung hervorgerufen, das die Hauptstörungen des sinistralen Norischen Systems mit dem dextralen Periadriatischen System verbindet (GENSER, J. & NEUBAUER, F., 1990; RATSCHBACHER, L. et al., 1991b; EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F., 1991).

Die Schichtfolge setzt im Bereich der Granitztaler Mulde (Abb. 49) im Karpat (? Ottnang) über einem ausgeprägten Relief mit Roterdeverwitterung und Blockschottern (Granitztaler Schichten) ein. Im N greifen die Sedimente weit auf das kristalline Liefergebiet über; an der S-Flanke der E–W-streichenden Granitztaler Mulde sind sie steil aufgerichtet.

Über den Granitztaler Schichten verlagert sich das Depotzentrum im unteren Baden gleichzeitig mit einer Meeresingression auf das in NW–SE-Richtung angelegte Lavanttaler Becken. Trotz weiterer Beckeneintiefung unterliegt im höheren Baden der marine Bildungsraum der Mühldorfer Schichten durch Ablagerung zunehmend gröberklastischen Materials (Dachbergschotter) einem Aussüßungsprozeß. Bemerkenswert sind die basaltischen Gesteine von Kollnitz (14,9±0,9 Ma [LIPPOLT, H. et al., 1975; KOLMER, H., 1980]) und Glastuffe als Einschaltungen in den Mühldorfer Schichten (KAHLER, F., 1938). Im Gefolge einer weiteren Meeresingression im Untersarmat verlandet das Wolfsberg-St. Stefaner Becken mit der Ausbildung von drei Flözhorizonten (Braunkohlenbezirk Lavanttal). Die teilweise lückenhafte Süßwasser-Schichtfolge setzt sich bis ins Pannon fort. Isolierte Blockschottervorkommen des oberen und unteren Lavanttales werden dem Pliozän (Daz) zugeordnet.

Zusammenfassende Darstellungen

BECK-MANNAGETTA, P. (1952); TOLLMANN, A. (1985); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

3.1.2.7. Ennstaltertiär und Tertiär der Norischen Senke

Im Zuge der miozänen Escape-Tektonik wurden entlang des Ennstales und der Norischen Linie durch Pull-apart-Mechanismen entlang sinistraler Verschiebungssysteme (SEMP- und Norische Linie) isolierte Tertiärbecken angelegt.

Ennstaltertiär

Das Alter der klastischen, kohlenführenden Süßwasserschichten der zwischen Wagrain und Hieflau auftretenden isolierten Tertiär-Vorkommen (Abb. 50) ist trotz Pflanzenfunden und Sporenuntersuchungen umstritten. Heute wird zumeist ein Karpat-Alter angenommen (STEININGER, F.F. et al., 1988/89). Erwähnenswert ist die Höhenlage von 1700 m des Stoderalm-Tertiärs.

Die *Kohlen* des Braunkohlenbezirks Ennstaltertiär zeichnen sich durch einen von E nach W zuneh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

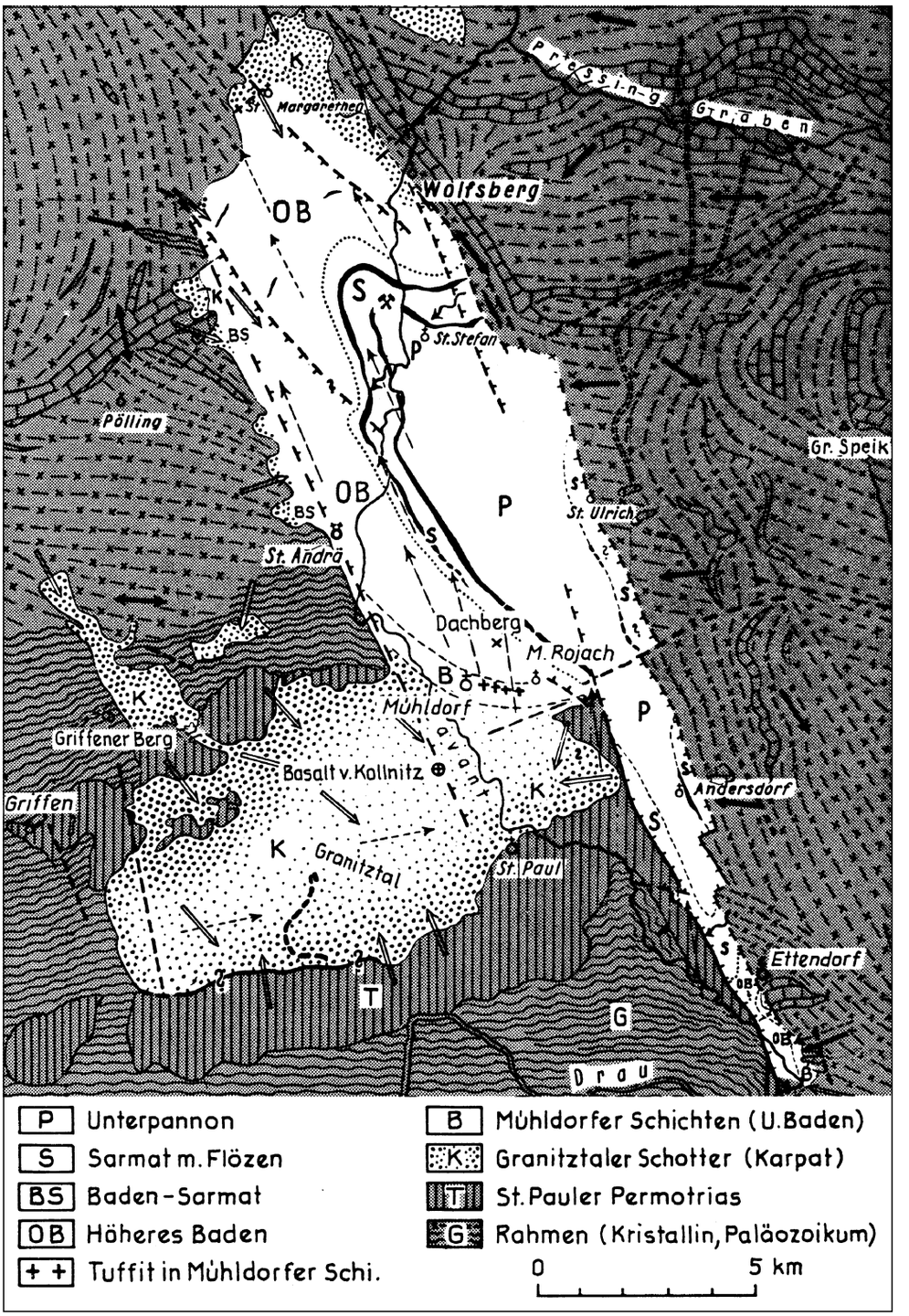


Abb. 49.
Das Lavanttaler Tertiärbecken ohne Berücksichtigung des Pleistozäns und der pontischen Schotter.
Nach BECK-MANNAGETTA, P. (1952), aus TOLLMANN, A. (1985).

menden Inkohlungsgrad (Weichbraunkohlenstadium bis Flammkohlenstadium) aus. Dieser Trend wird mit dem Einfluß der jungalpidischen Metamorphose bei Annäherung an das penninische Tauernfenster erklärt (SACHSENHOFER, R.F., 1988/89).

Zusammenfassende Darstellungen

GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979); WEBER, L. & WEISS, A. (1983); TOLLMANN, A. (1985); SACHSENHOFER, R.F. (1988/89).

Norische Senke

Die Ränder der entlang der Norischen Senke (= Mur/Mürz-Furche) auftretenden Tertiärbecken (Abb. 50) sind teilweise durch Bruchzonen kontrolliert (NIEVOLL, J., 1985). Besonders hervorzuheben ist hier die Trofaiach-Linie mit den Tertiärbekken von Trofaiach, Kapfenberg, Parschlug und das Fohnsdorfer Bekken am Kreuzungspunkt mit der Pölslinie (METZ, K., 1973). Die Alterseinstufung der limnisch/fluviatilen, kohlenführenden Sedimente ist unklar. Aus regionalgeologischen Gründen und der Einschaltung von *Bentonit/Glastuffen* wird ein Karpat/Unterbaden-Alter diskutiert. Generell treten im Liegenden kohleführende, mergelige, limnische (karpatische) Sedimente auf, die meist von Blockschottern (Unterbaden) überlagert werden. Die Mächtigkeiten bewegen sich im Bereich von wenigen hundert Metern; das Fohnsdorfer Becken erreicht eine Teufe von ca. 2100 m. In zahlreichen Profilen wird für die Becken von Fohnsdorf, Leoben und Wartberg ein asymmetrischer Bau mit flach nach S einfallendem N-Schenkel und einem steilen bis überkippten S-Schenkel gezeigt.

Das Inkohlungsbild innerhalb des Braunkohlenbezirks Norische Senke zeigt Maxima (Flammkohlenstadium) im Bereich des Tamsweger Beckens (jung-alpidischer Aufstieg des Tauernfensters) und des Fohnsdorfer Beckens (tiefe Versenkung) sowie schwer interpretierbare Anomalien um Leoben – Bruck/Mur (Glanzbraunkohlenstadium) (SACHSENHOFER, R.F., 1988).

Gemeinsam mit den Kohlen wie auch innerhalb der Blockschotter finden sich immer wieder *Glastuff- und Bentonitvorkommen*, die zeitweilig mit den Kohlen abgebaut wurden (z.B. Fohnsdorf, Parschlug [EBNER, F., 1981, EBNER, F. & GRÄF, W., 1982]). Diese Vorkommen werden dem Bentonitbezirk Steirisches Becken zugeordnet, da sie cogenetisch mit den Tuffen des Steirischen Beckens sind. Im Tertiärbecken von Aflenz sind

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

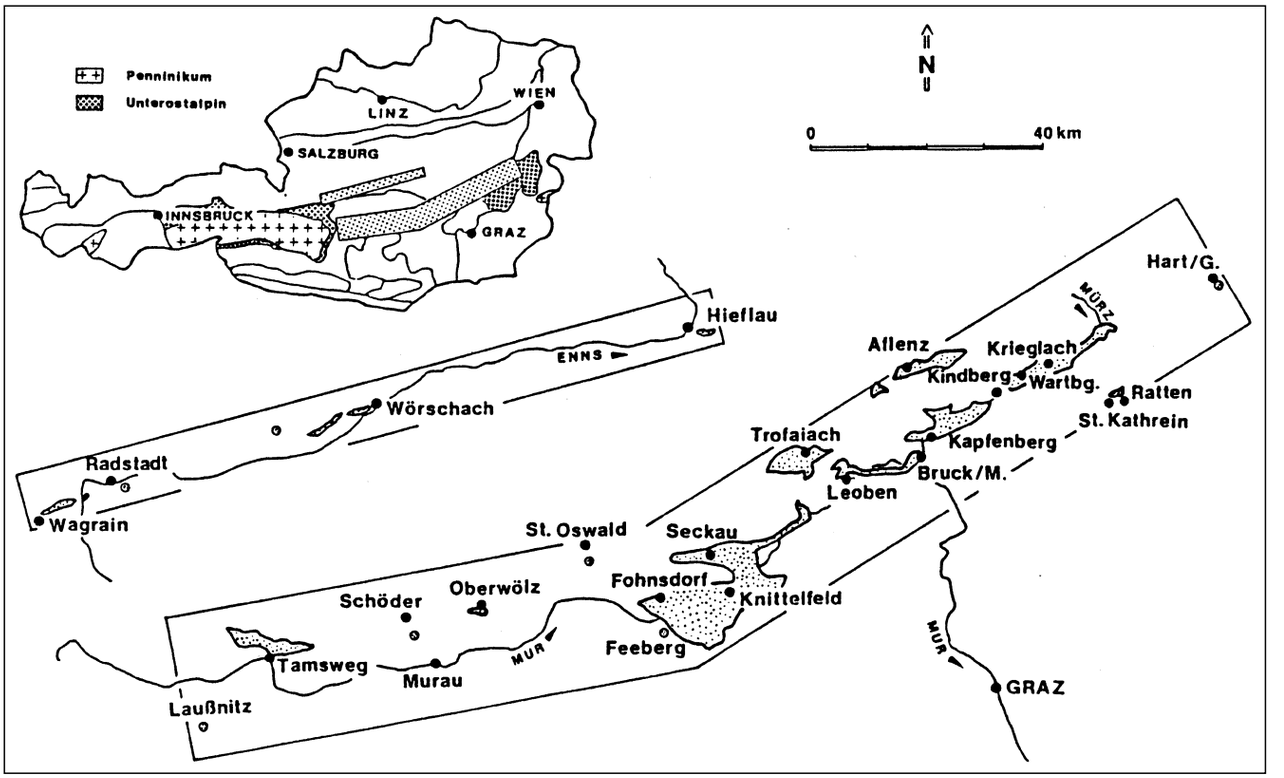


Abb. 50.
Die Tertiärbecken im Ennstal und entlang der Norischen Linien wurden als Pull Apart-Becken entlang sinistraler Verschiebungssysteme angelegt. Aus SACHSENHOFER, R.F. (1989).

auch Vorkommen von *Kieselgur* bekannt (SCHMID, Ch. et al., 1981).

Zusammenfassende Darstellungen

WEBER, L. & WEISS, A. (1983); TOLLMANN, A. (1985); SACHSENHOFER, R.F. (1989).

3.1.2.8. Anteile des Pannonischen Beckens

Vielfach werden Steirisches, Oberpullendorfer und Eisenstädter Becken als Randbereiche des Pannonischen Beckensystems bezeichnet. Sie unterscheiden sich jedoch in ihrem Subsidenzverhalten (Maximum der Subsidenz im mittleren Miozän) klar von dem erst im jüngsten Miozän/Pliozän einsinkenden Pannonischen Becken s.str., das rezent zusätzlich durch eine Mantelhochlage und einem damit in Zusammenhang stehenden erhöhten Wärmefluß gekennzeichnet ist.

In der gegenständlichen Darstellung wird das Pannonische Becken s.str. im NW durch Grundgebirgsschwellen (Ruster Höhenrücken, Südburgenländische Schwelle) von den Ostrandbecken getrennt. Tiefenlage des Beckenuntergrundes und geologische Profile des Grenzbereiches sind auf den Abb. 38 bis 40 dokumentiert. Somit verbleiben als pannonische Beckenelemente auf österreichischem Staatsgebiet das Neusiedlersee-Becken und der schon dem Raabgraben angehörige Bereich um Radkersburg (vgl. Abb. 39, 45). Der pannonischen Entwicklung werden auch die Bereiche Oberwart – Güssing und Eberau – Höll-Deutschschützen mit einer erst im Mittelpannon–Pont einsetzenden Subsidenz zugeordnet.

Neusiedlersee-Bucht

Die Neusiedlersee-Bucht vermittelt zur Kleinen Ungarischen Tiefebene. Ihre Begrenzung gegen den Inneralpinen Tertiärbereich (Wiener, Eisenstädter Becken) erfolgt durch das Unterostalpine Kristallin des Leithagebirges im N und der Ruster Hügelkette im W (Abb. 38, 39).

Geophysik und Bohrungen zeigen im prätertiären (kristallinen) Untergrund ein kräftiges Relief und eine durch NE–SW-Brüche bestimmte Bruchschollentektonik.

Die Schichtentwicklung mit geringmächtigem bis primär fehlendem Baden–Pannon D dokumentiert die miozäne Hochlage dieses Raumes. Erst im Pannon E setzt mit einer Ostkippung des Basements eine rapide Absenkung ein, die im Pont den Höhepunkt erreicht. Bemerkenswert ist im limnischen Pont (Zone F) eine als Lignitische Serie zusammengefaßte Wechselfolge von Tonmergeln und Sanden mit reichlich Lignit-Flözchen. In der nachfolgenden „Blauen Serie“ (Zone G) treten die Lignite zurück.

Den Abschluß der Sedimentation bildet die „Gelbe Serie“ (Zone H).

Örtlich über 1500 m mächtige Pannon/Pont-Sedimente weisen einen zweimaligen Antiklinal/Synklinalbau auf, der durch unterschiedliche Kompaktion der Sedimente über dem begrabenen Relief erklärt wird (TAUBER, A., 1959a,b). Die Parndorfer Platte stellt eine günzzeitliche Schotterterrasse dar.

KW- und Wasserbohrungen trafen weder auf Öl bzw. Gas noch auf abbauwürdige Kohlen. Durch sie wurde jedoch eine an Brüche gebundene Mineralwasserprovinz am W-Rand des Sees (Mörbisch – Rust – Oggau) erschlossen.

Weitere Mineralwasservorkommen treten östlich des Sees gebunden an den Neusiedlersee- und Mönchsdorfer Bruch auf. Ein erhöhter Wärmefluß infolge ausgedünnter Kruste ist ebenfalls ein „pannonisches“ Merkmal.

Zusammenfassende Darstellung

TOLLMANN, A. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Raum Oberwart Güssing

Dieses Tertiär lagert direkt der Südburgenländischen Schwelle auf, die aus penninischen Gesteinen im Raum Rechnitz und südwestlich davon aus oberostalpinem Paläozoikum besteht. Erst im jüngsten Tertiär (jüngeres Pannon, Pont) erfährt dieser Bereich eine bruchtektonische Zerlegung, bei der die beiden südlichen Blöcke (Eisenberger, Güssinger Block) gegen das Pannonische Becken gekippt wurden. Bis zu dieser Zeit stellte die Südburgenländische Schwelle eine Hochzone dar, die das Steirische vom Pannonischen Becken trennte.

Über den einzelnen Grundgebirgsblöcken setzt die Sedimentation zu verschiedenen Zeiten ein. Die mächtigsten Entwicklungen finden sich im westlichen Eisenberger Block, wo über Mittel- und Obersarmat eine nicht näher untergliederte 590 m mächtige Folge des Pannon und Pont auftritt. Das Pont besteht aus Sanden, Tonen und Kiesen, in denen in der Zone G–F (op2) die Lignit-Folge eingeschaltet ist.

Im Raum Bachselten-St. Michael enthält die pontische Lignit-Folge zwei Flözgruppen mit ca. 50–90 m und 30 m Mächtigkeiten. Im Bereich Edlitz-Höll-Deutschschützen tritt die Lignit-Folge in einer Mächtigkeit von 150 m (6–8 Flöze; Mächtigkeit >1 m) auf. Flach nach SE einfallend setzt sie sich auf ungarisches Staatsgebiet fort (Braunkohlenbezirk Pannonisches Becken).

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1985); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

Raabgraben

Im SE wird durch die Südburgenländische Schwelle auch der Raabgraben, der bereits dem Slowenischen Becken angehört, gegen das Steirische Becken begrenzt (Abb. 39, 40, 45). Lediglich bei Radkersburg berührt diese Zone österreichisches Staatsgebiet. In der Thermalwasserbohrung Radkersburg 2 wurde prä-neogenes Grundgebirge bei 1778 m erreicht. Das Tertiär setzt sich aus 220 m Ottnang, 328 m Karpat, 803 m Baden und 422 m Sarmat zusammen. Über mineralische Rohstoffe liegen keine Informationen vor.

Zusammenfassende Darstellung

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

3.2. Helvetische Einheiten

An der N-Front der Ostalpen liegt ein System wurzelloser Decken mesozoisch-alttertiärer Gesteine (Helvetikum, Ultrahelvetikum, Rhenodanubischer Flysch), die auf die Molassezone aufgeschoben sind und im S von den Kalkalpen überfahren werden.

Der Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Faziesbereichen Rechnung tragend werden Stratigraphie und Fazies des Helvetikums s.l. und des Rhenodanubischen Flyschs inklusive ihrer Basisbildungen separat besprochen. Die komplexe Tektonik dieser Zonen verlangt jedoch eine gemeinsame Betrachtung ihrer Lagerungsverhältnisse (Kap. 3.3.1.2).

Das Helvetikum s.l., zu dem auch das Ultrahelvetikum gezählt wird, umfaßt Sedimente des ehemaligen europäischen Schelfs, die als wurzellose Decken in das alpine Orogen eingebaut wurden. Der traditionell dem Nordpenninikum zugeordnete Rhenodanubische Flysch bildete sich hingegen über ozeanischer Kruste bzw. ausgedünnter kontinentaler Kruste. Von besonderer Bedeutung sind in den östlichen Ostalpen die Klippenzonen. Diese besitzen unterschiedliche tektonische Position und Fazies. Die Grestener Klippen und Hauptklippenzone des Wienerwaldes bilden die primäre Basis der ultrahelvetischen Buntmergelserie, die Ybbsitzer und St. Veiter Klippen die präkretazische Basis des Rhenodanubischen Flyschs (SCHNABEL, W.G., 1992).

Zusammenfassende Darstellungen

OBERHAUSER, R. (1980b); PREY, S. (1980b); TOLLMANN, A. (1985); SCHNABEL, W.G. (1992).

3.2.1. Helvetikum

Das Helvetikum s.str. setzt sich, aus seinem Hauptverbreitungsgebiet in der Schweiz kommend, in Österreich in einer Breite von ca. 15 km im Überfaltungs-Antiklinorium des Bregenzer Waldes nach E fort und ist dann im bayerischen Raum als teilweise unterbrochener, schmaler Streifen an der nördlichen Alpenfront weiter zu verfolgen. Östlich der Salzach findet sich nur mehr Ultrahelvetikum. Zuerst bis Straßwalchen und bei Ohlsdorf am N-Rand der Flyschzone, dann in schmalen Schlitzfenstern und schließlich in den Klippenzonen (Grestener und Hauptklippenzone) innerhalb des Rhenodanubischen Flyschs.

Der Bildungsraum des in sich weiter faziell gegliederten Helvetikums lag im Süden des passiven europäischen Kontinentalschelfs. Noch weiter südlich schloß das Ultrahelvetikum an einem sich zum Flyschtrog hin absenkenden Kontinentalabhang an.

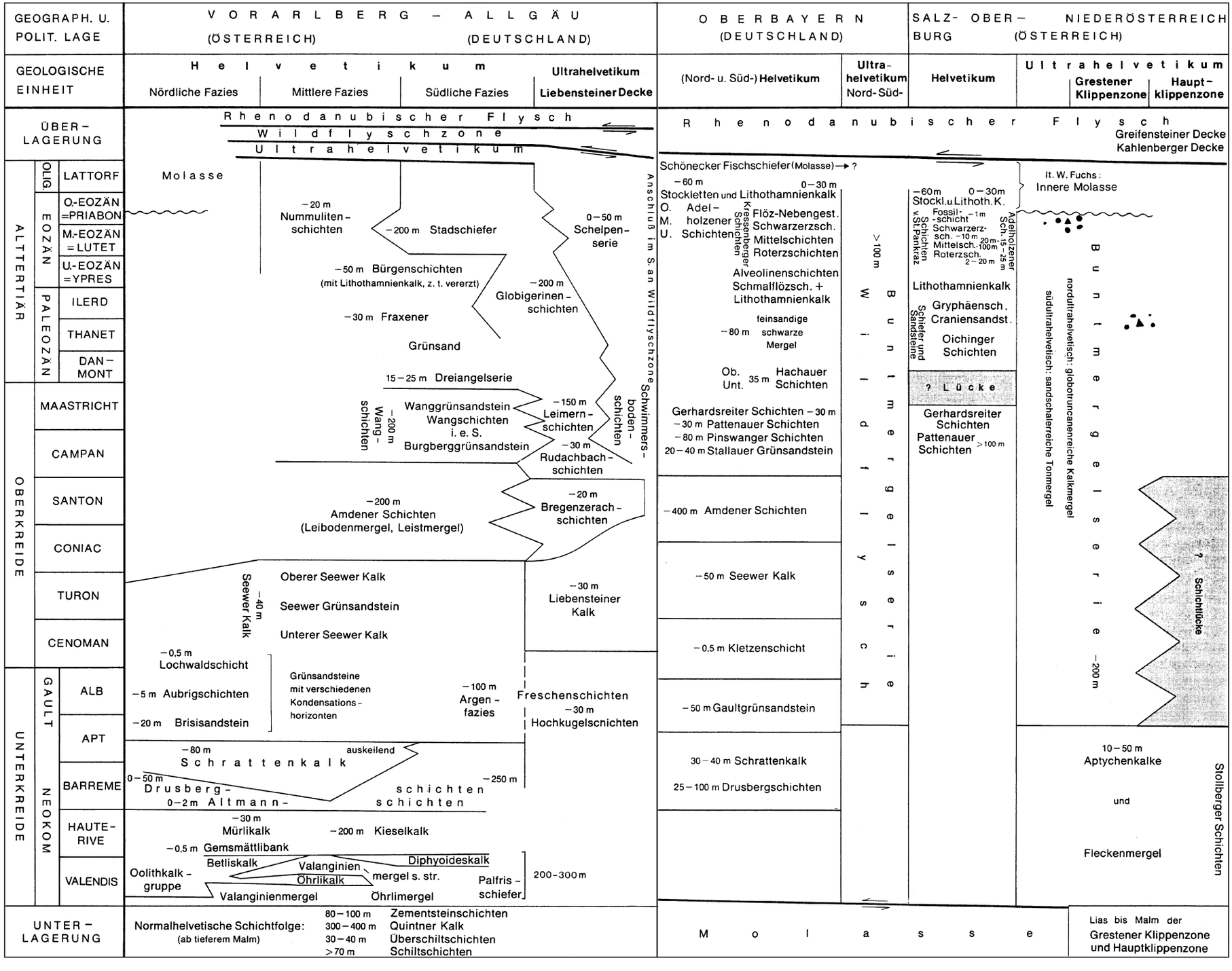
Im Bregenzer Wald beginnt die Schichtfolge im tieferen Malm mit einer typisch „helvetischen“ Abfolge (Abb. 51). Über den Öhrlimergeln (Berrias) differenziert sich die bis ins Oligozän reichende Schichtfolge in drei Fazieszonen, wobei sich die von N nach S zunehmende Landferne und Wassertiefe in einer Zunahme der Schichtmächtigkeiten und einer Vermergelung der kalkigen Schichtglieder dokumentiert. Bereichsweise sind sogar dunkle Schiefer ausgebildet (Argenfazies des Alb), die faziell zum primär südlich anschließenden Ultrahelvetikum vermitteln, das durch das Auftreten pelagischer, mergeliger Gesteine gekennzeichnet ist.

Hervorzuheben sind in Unter- und Mittelkreide auftretende Phosphorite (Phosphoritbezirk Helvetikum Vorarlberg). In der Unterkreide sind sie an knollige, Glaukonit-, Ammoniten- und Mangankrusten-führende Kondensationshorizonte (Valangien: 0,5 m Gemsmättlibank; Barreme: 0,3 m Altmannbank) gebunden.

Mittel- und Oberkreide im Hangenden des Schrattenkalkes ist durch glaukonitführende Sedimente gekennzeichnet, wobei in der Mittelkreide, gebunden an Kondensationshorizonte, ebenfalls wieder Phosphoritbildungen (oft als Ammonitensteinkerne) auftreten. Gunstfaktoren für die Glaukonitbildung waren Sedimentationsstillstand und Transgressionen für die Phosphoritentstehung (KÖHLER, E. & HÄUSSLER, H., 1978). Einen besonders hohen Phosphoritgehalt zeigt die 0,5–1,5 m mächtige Lochwaldschicht (STROBEL, E., 1930).

Über den sandigen und teilweise flyschähnlichen Wangschichten stellen sich im Alttertiär wiederum Glaukonit führende Grünsande ein. Den Abschluß der Schicht-

Abb. 51. ►▷►
Die Schichtfolge des Helvetikums in den Ostalpen.
Aus SCHNABEL, W. in OBERHAUSER, R. (1980a).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

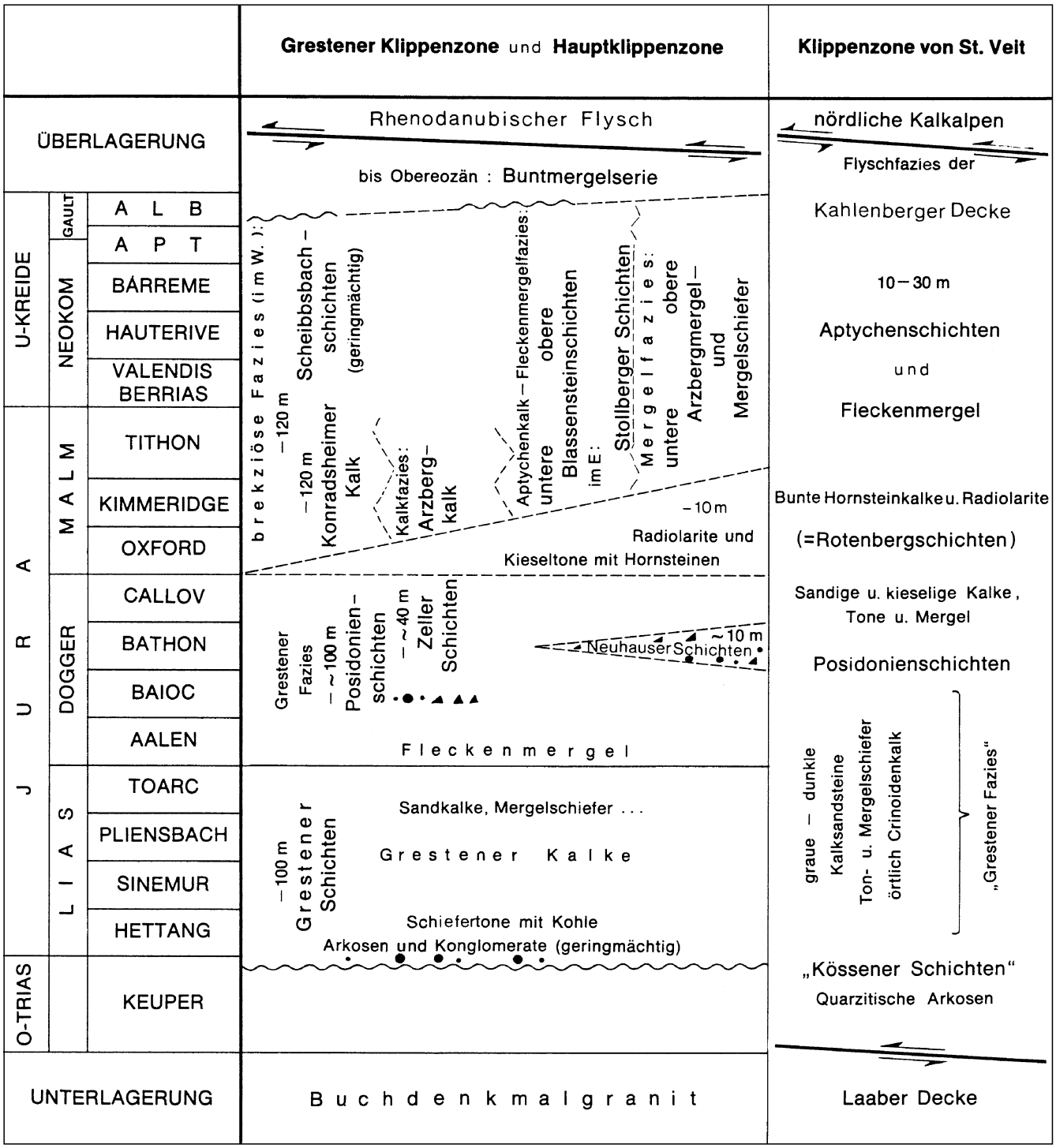


Abb. 52.
Die Schichtfolgen der Grestener Klippenzone, Hauptklippenzone des Wienerwaldes und der St. Veiter Klippenzone.
Aus SCHNABEL, W. in OBERHAUSER, R. (1980a).

folge bilden im oberen Eozän Lithothamnien-/Nummulitenkalke und Globigerinenmergel (Stadschiefer). Bei Bad Haslach (südlich Dornbirn) führen die Nummulitenkalke *Hämatit*.

3.2.2. Ultrahelvetikum

Typisch für die Schichtfolge des Ultrahelvetikums sind im Bregenzer Wald pelagische Kalke und bunte Mergel. Im höheren Senon und Eozän vermitteln flyschartig entwickelte Gesteine der Schwimmersbodenschichten und Schelpenserie zur ursprünglich weiter im S gelegenen Wildflyschentwicklung (Abb. 51).

Östlich des Schliersees ist nur mehr Ultrahelvetikum vorhanden, das infolge des schrägen tektonischen Basiszuschnitts erst in der Oberkreide einsetzt (PREY, S., 1980b).

Die Schichtfolge beinhaltet im Nordultrahelvetikum vom höheren Mitteleozän bis Obereozän fossilreiche Bildungen eines flachen, gut durchlüfteten Schelfes mit stark terrestrischen Einflüssen vom Oberpaleozän bis ins tiefere Mitteleozän. Das Eozän setzt dabei mit den 15 m mächtigen *„Roterzschichten"* (basale Konglomerate, eisenschüssige Kalksandsteine und Roterz = rotbrauner Nummulitenkalksandstein) ein. Über den Mittelschichten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(20–100 m Quarzsande) folgen die 6–12 m mächtigen *Schwarzerzschichten* (rotbraune Kalksandsteine mit Brauneisenoooiden). Süd-Ultrahelvetische Schichtfolgen sind aus ca. 200 m mächtigen, teilweise buntgefärbten Mergeln (höchste Unterkreide bis Eozän; Buntmergelserie) aufgebaut.

Hinweise auf die primäre Basis (Böhmische Masse) des wurzellosen Ultrahelvetikums ergeben sich aus verschiedenen Kristallinschürflingen (am bekanntesten der Granit des L. v. Buch-Denkmals in der Grestener Klippenzone) und Kristallinkomponenten, die im Ultrahelvetikum einsedimentiert sind (Zusammenstellung bei TOLLMANN, A., 1985).

3.2.3. Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone des Wienerwaldes

Der Schichtbestand der Grestener und Hauptklippenzone des Wienerwaldes dokumentiert mit den Grestener Schichten im Lias die marine Transgression über das Außeralpine Kristallin und die Umgestaltung zu einem hochmarinen, pelagischen Ablagerungsraum im höheren Jura (Abb. 52, 60).

An der Basis dieser Transgressionsserie kam es über Konglomeraten, Arkosen und Sandsteinen in den Grestener Schiefern (tieferer bis mittlerer Lias) zur Bildung der *Grestener Stein- und Glanzbraunkohlen* (Stein-[Glanzbraun-]Kohlenbezirk Lias/Grestener Kohle). Aus den Zeiten des Kohlenabbaues wurden reichhaltige Cycadophyten-, Gingkophyten- und Gymnospermenfloren bekannt. Überlagert werden die Grestener Kohlen von den teilweise ammonitenführenden Grestener Kalken.

3.3. Penninische Einheiten

Die ursprüngliche Position des Penninikums lag im älteren Mesozoikum zwischen dem Ostalpin im SE und dem europäischen Kontinentalrand (Helvetikum) im N. Im Zeitraum Jura bis Eozän öffneten sich am S-Rand des europäischen Kontinentes vom N-Atlantik ausgehend schmale ozeanische Segmente nach E, die teilweise von Transformstörungen versetzt wurden. Dadurch gliedert sich der Bereich zwischen Ostalpin und Europa in den Südpenninischen Ozean, den Mittelpenninischen Kontinent (Tauern Terrane) und den nordpenninischen Rhenodanubischen Flyschtrog, dessen primäre ozeanische Basis die Ybbsitzer Klippenzone darstellt (Abb. 53; FRISCH, W., 1979, 1981; SCHNABEL, W.G., 1992). Mit den penninischen Einheiten der Westalpen sind folgende Korrelationen üblich: Südpenninikum = Piemont; Mittelpenninikum = Briançonnais, Nordpennikum = Valais.

Nach diesen Vorstellungen lag der Bildungsraum des Rhenodanubischen Flyschs südlich des noch dem europäischen Kontinentalabhang angehörenden Ultrahelvetikums. HESSE, R. (1973, 1974, 1975 a,b) konnte anhand einer sedimentologischen Analyse des Gaultflysches in den westlichen Ostalpen zeigen, daß der Ablagerungsraum des Rhenodanubischen Flyschs nördlich der mittelpenninischen Falknis-Tasna-Einheit zu liegen kam und entsprechend Abb. 54 (HESSE, R., 1973) dem Nordpennin zugeordnet werden kann. Dabei wurde anhand von Bouma-Zyklen der Übergang des proximalen, küstennahen Falknis-Tasna-Gaults zu distalen

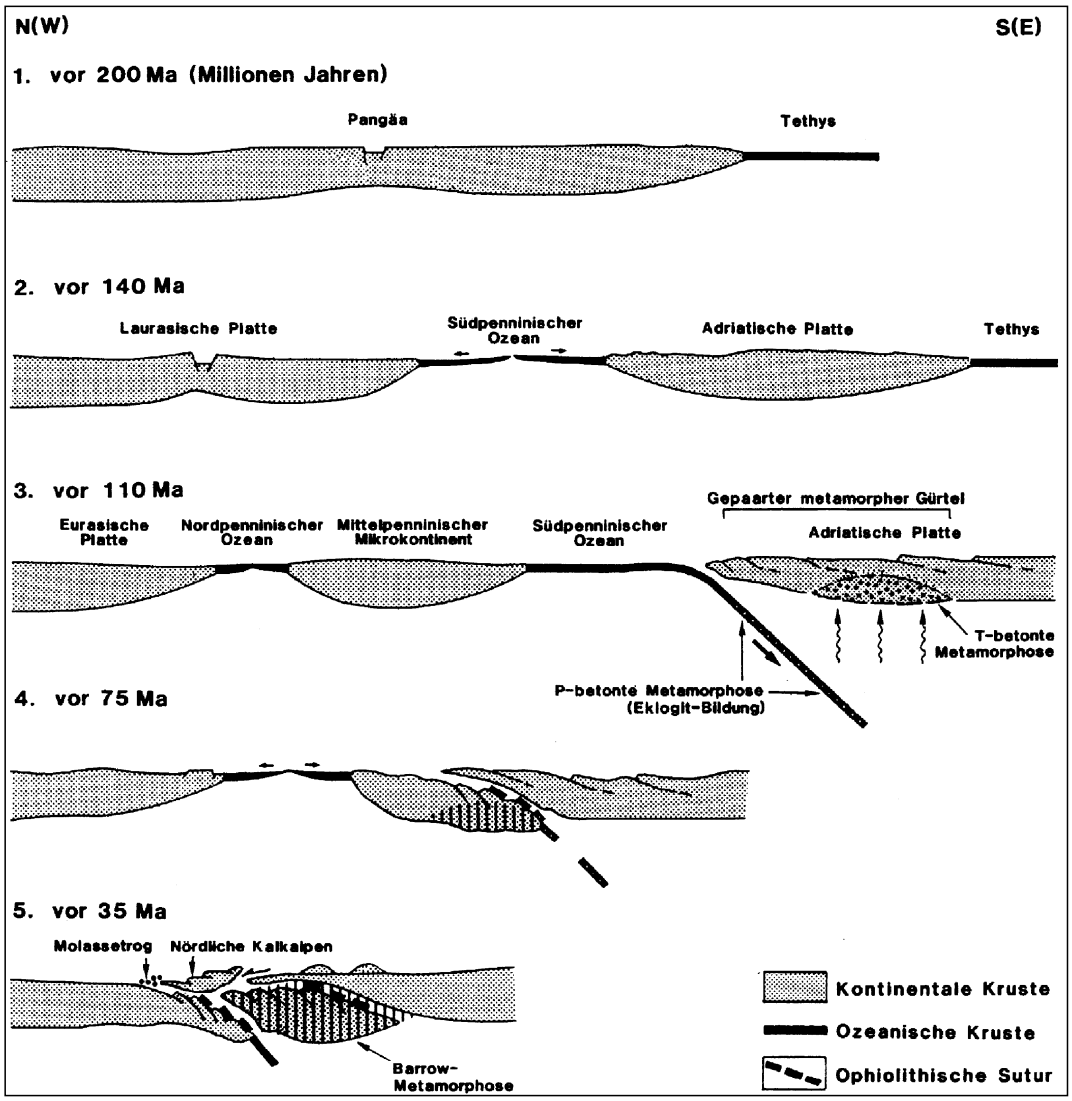


Abb. 53.
Schematische Profile zur Entwicklung der Ostalpen mit Position der penninischen ozeanischen Räume.
Nach FRISCH, W. (1979, 1981) und FRISCH, W. & LOESCHKE, J. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

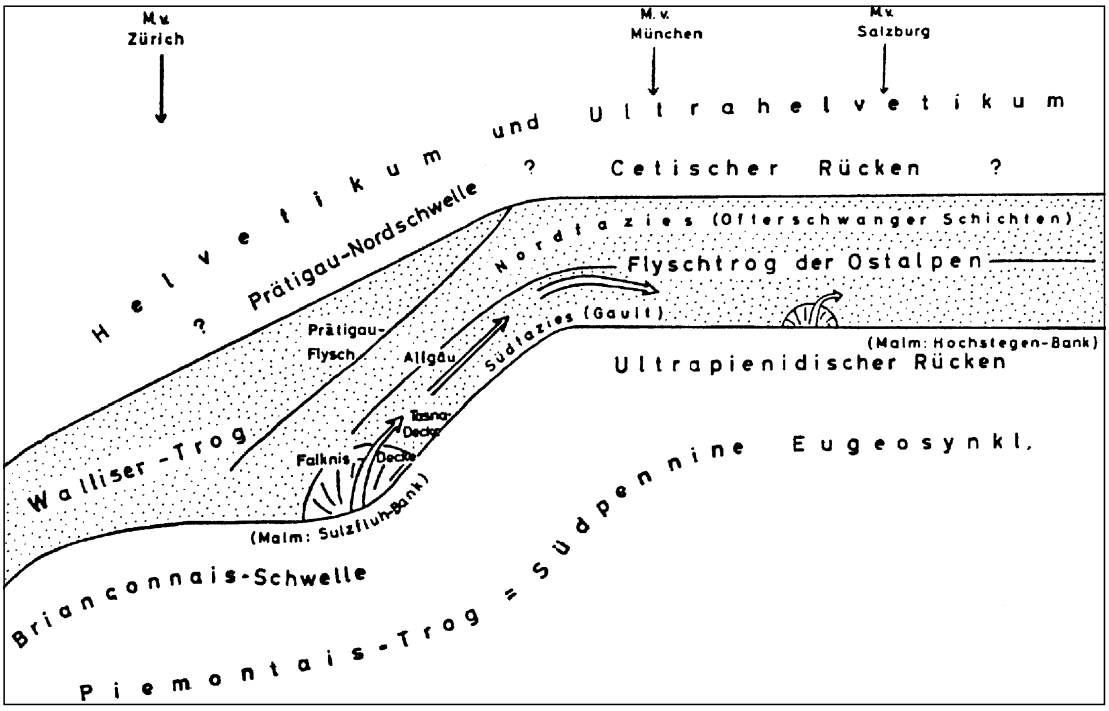


Abb. 54.
Die Einordnung des Rhenodanubischen Flyschtroges in das Nordpenninikum. Nach HESSE, R. (1973), aus TOLLMANN, A. (1985).

Turbiditsequenzen im Rhenodanubischen Flysch aufgezeigt. In letzter Zeit mehren sich allerdings auch Indizien für südpenninische Elemente innerhalb des Rhenodanubischen Flyschs (z.B. EGGER, H., 1990). SCHNABEL, W.G. (1992) vergleicht die Ybbsitzer Klippen in Lithologie und tektonischer Position mit der Arosazone im W Österreichs, für die eine südpenninische Herkunft angenommen wird.

Zuletzt versucht OBERHAUSER, R. (1995) den Rhenodanubischen Flysch in das Mittelpenninikum einzugliedern und das Valais über die Bündner Schiefer des Tauernfensters und Flysche der Laaber Decke in nordpenninischer Position mit dem Silesikum der Nordkarpaten zu verbinden (Abb. 55).

Nach Subduktion des südpennischen Ozeans kollidierte im Zeitraum Oberkreide/Alttertiär der mittelpenninische Kontinent (Tauern-Terrane) mit dem Ostalpin. Der nördlich davon liegende Rhenodanubische Flysch-Trog wurde danach im Eozän ebenfalls durch S-gerichtete Subduktion geschlossen. Die Subduktion ist ausschlaggebend für die Progradation der ostalpinen Decken über das Penninikum (Abb. 53, 55). Dadurch nimmt in den Zentralalpen das Penninikum, das nur in den später genannten Fenstern erosiv freigelegt ist, eine Position unter dem ostalpinen Deckenstapel ein. Am Nordrand der Ostalpen überlagert der nordpenninische Flysch die Helvetische Zone.

In Österreich tritt Penninikum an der West-Ostalpengrenze (Nordpenninischer Prättigau-Flysch, mittelpenninische Falknis- und Sulzfluh-Decke, südpenninische Arosazone), im Rhenodanubischen Flysch und den penninischen Fenstern (Gargellen, Jamtal, Unterengadin, Hohe Tauern, Rechnitzer Fenstergruppe) auf. In den Fenstern gehört das Innere des Gargellen- und Engadiner Fensters zum Nordpenninikum. Mittel- und Südpenninikum ist im Tauernfenster und den Rahmenzonen der zuvor genannten Fenster vertreten. Die Rechnitzer Fenstergruppe wird aus südpenninischen Gesteinen aufgebaut.

3.3.1. Rhenodanubischer Flysch

Die Flyschzone ist eine relativ schmale, wurzellose Einheit an der Nordfront der Nördlichen Kalkalpen, die im Bregenzer- und Wienerwald ihre größte Verbreitung besitzt (Abb. 56; SCHNABEL, W.G., 1992). Der Schichtbestand umfaßt über 2000 m mächtige Flyschsedimente von der Unterkreide bis ins Alttertiär. Kretazische Alter dominieren im W, gegen E nehmen Schichten des Paleozäns und Eozäns überhand. Dies wird durch longitudinalen Sedimenttransport in dieser Richtung erklärt (Abb. 57). Als primäre Basis werden jurassisch-unterkretazische ozeanische Gesteine der Ybbsitzer Klippenzone angenommen (SCHNABEL, W.G., 1992).

Zusammenfassende Darstellungen

OBERHAUSER, R. (1980b); PREY, S. (1980b); TOLLMANN, A. (1985); SCHNABEL, W.G. (1992).

In Vorarlberg und Bayern ist der Rhenodanubische Flysch (Hauptflyschdecke) in mehrere unterschiedlich mächtige Faziesbereiche gegliedert. Die Schichtfolge (Abb. 57) setzt in der Unterkreide mit den Triestelschichten und dem Gaultsandstein ein. Ein mächtiges Schichtglied bildet der bis 1000 m mächtige siliziklastische Reiselsberger Sandstein (Cenoman–Turon; Hauptflyschsandstein), über dem die dünnbankige, kalkig-mergelige Entwicklung der Piesenkopfschichten (bis 500 m) und bis ins Maastricht weitere >1000 m mächtige, typische Flyschsedimente mit Einschaltung von Kalksandsteinen (Plankerbrückeserie, Fanolaserie) folgen (OBERHAUSER, R., 1980b).

Die Wildflysch-Zone (Feuerstätter-Decke) Vorarlbergs hatte eine primär nördlichere Position als der Rhenodanubische Flysch. Die „Matrix“ dieser tektonisch stark gestörten Zone bilden die dunklen, sandigen Junghansenschichten (Kreide-Paleozän/Eozän), die im Übergangsbereich Kontinentalabhang zur Tiefsee gebildet wurden. Bemerkenswert ist das Auftreten von Olistolithen und grobklastischen Schüttungen (Bolgenkonglomerat) mit exotischen Geröllen (Magmatite, Metamorphite, mesozoische Karbonate), die von einer hypothetischen Schwelle zwischen Prättigau-Flysch und Rhenodanubischem Flysch bezogen werden (Abb. 58; OBERHAUSER, R., 1980). Als Ablagerungsmechanismen für die Konglomerate werden proximale Debris Flows und Grain Flows in Channels eines submarinen Fächers angenommen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

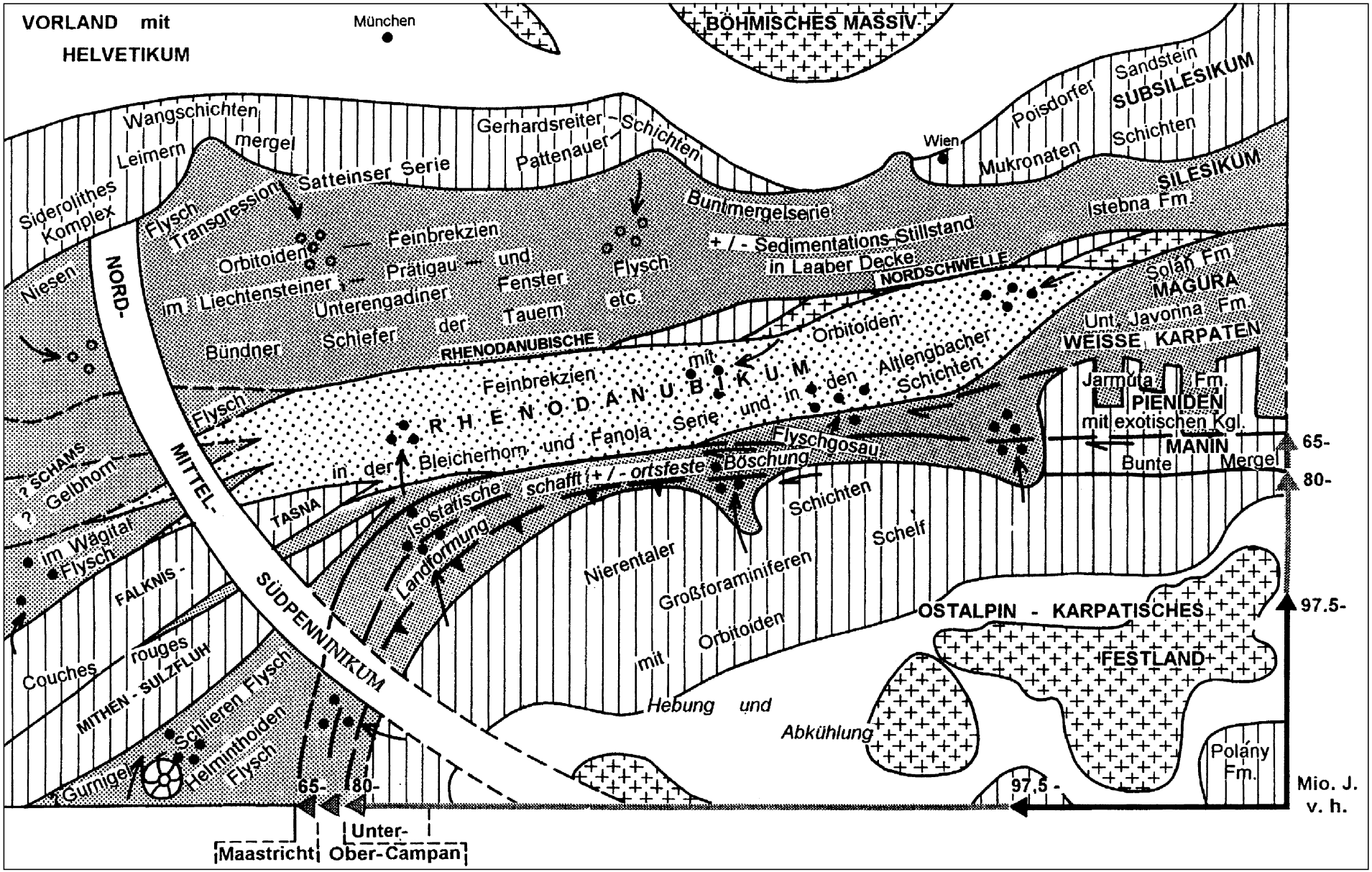


Abb. 55.
Paläogeographische Situation im Maastricht mit Position der ostalpinen Decken und Eingliederung des Rhenodanubischen Flyschs in das Mittelpenninikum und der Bündner Schiefer der Hohen Tauern in das Nordpenninikum (OBERHAUSER, R., 1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

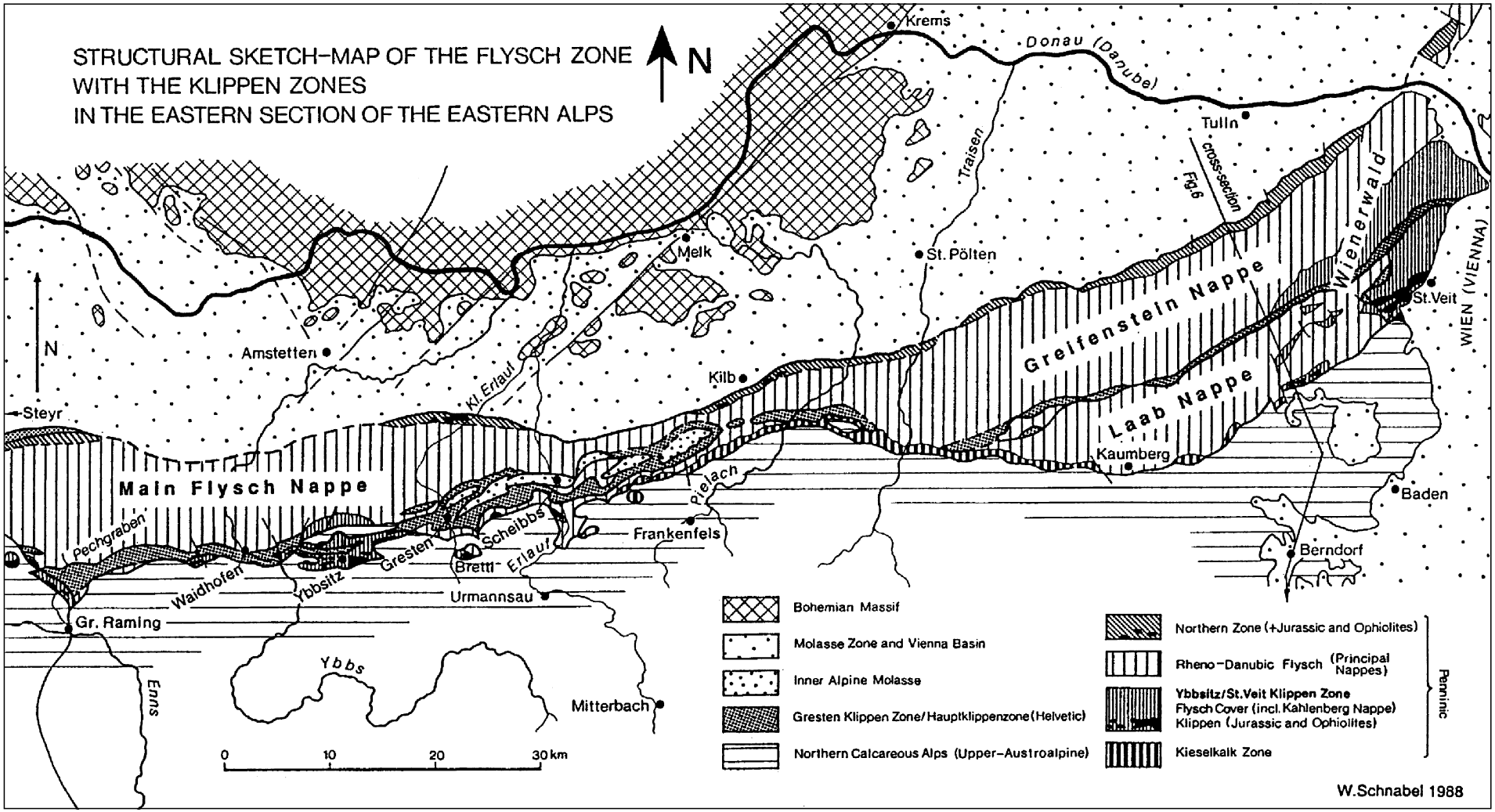


Abb. 56.
Rhenodanubischer Flysch und Klippenzonen in den östlichen Ostalpen.
Aus SCHNABEL, W.G. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

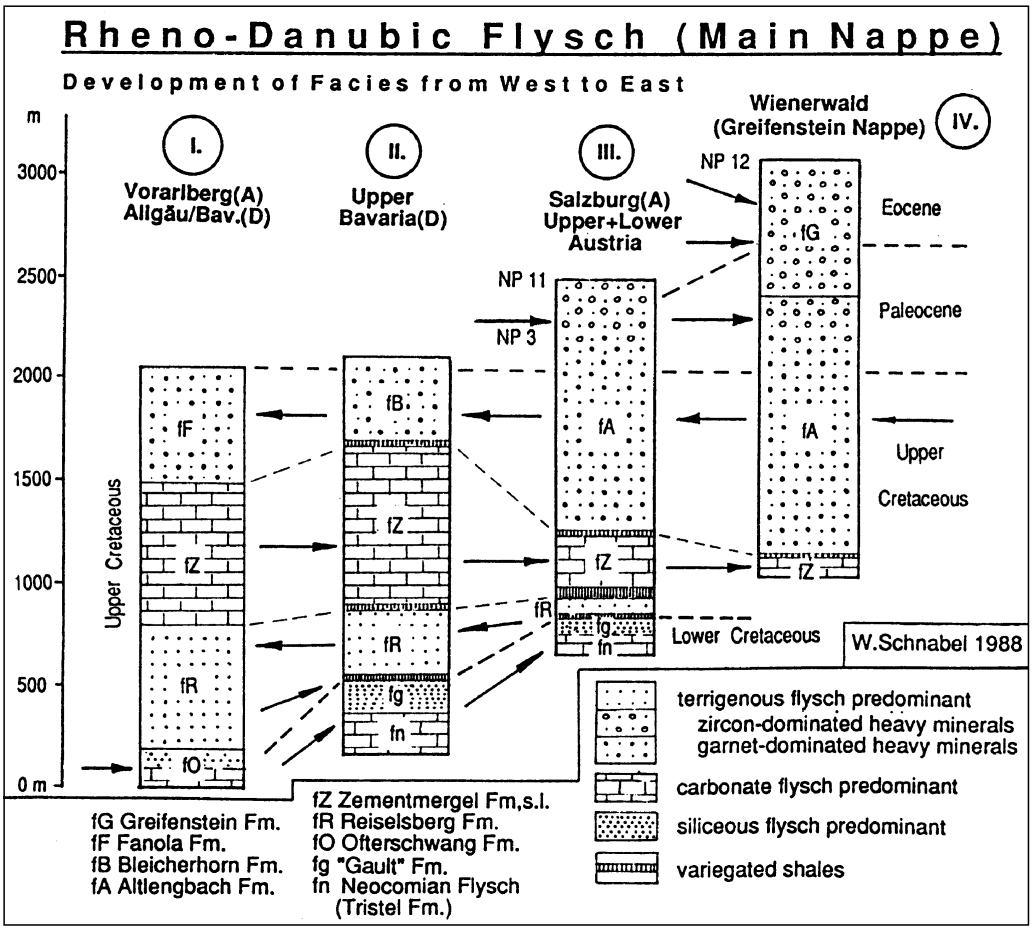


Abb. 57.
Die Schichtfolge in der Hauptflyschdecke des Rhenodanubischen Flyschs.
Pfeile zeigen die Paläoströmungsrichtungen an.
Aus SCHNABEL, W.G. (1992).

(EGGERT, P., 1977). Die Olistolithe werden von der herannahenden südpenninischen und ostalpinen Deckenfront bezogen. Nach weitgehender Auffüllung der Wildflysch-Tiefenrinne griff im Mitteleozän eine Flyschentwicklung geringerer Wassertiefe (Schelpenserie) auf den südhelvetischen Ablagerungsraum über. Bemerkenswert sind im Niveau der tieferen Oberkreide Einschaltungen von Spiliten und Serpentiniten (OBERHAUSER, R., 1980a).

Die über 2000 m mächtige Hauptflyschdecke setzt sich im E in der Greifensteiner Decke des Wienerwaldes fort (Abb. 56, 57). Bemerkenswert ist das Ausdünnen der tieferen Formationen im E und ab dem Maastricht eine Mächtigkeitszunahme in selber Richtung. Erklärt wird dies durch longitudinalen Sedimenttransport mit wechselnden Strömungsrichtungen und Liefergebieten (HESSE, R., 1965, 1982). Letztere sind auch für die wechselnden Schwermineralassoziationen verantwortlich. Für die Greifenstein-Formation wird ein Liefergebiet mit kristallinen Gesteinen und Mesozoikum ähnlich der Böhmischen Masse und dem autochthonen Mesozoikum abgeleitet (HÖSCH, K., 1985; RAMMEL, M., 1989). Anders gestaltete Flyschentwicklungen finden sich in der Laaber und Kahlenberger Decke (Abb. 56, 59).

Die Schichtfolge der Laaber Decke setzt im Turon mit der durch bunte Mergel dominierten Kaumberger Formation ein (Abb. 59). NW–SE-orientierte Strömungsindikatoren und Chromspinell deuten auf eine Schwelle innerhalb des Flyschtroges (Kaumberger Rücken), in der ultrabasische Gesteine inkludiert waren (FAUPL, P., 1975). Nach einer Lücke setzt sich die Flyschfolge mit dickbankigem, siliziklastischem Flysch im Paleozän und tonigen Flyschfolgen bis zu den im Rhenodanubischen Flysch nachgewiesenen jüngsten Anteilen ins tiefere Obereozän (NP 19) fort (STRADNER, H. in PREY, S., 1979).

Die Basis der Kahlenberger Decke wird durch die St. Veiter Klippen gebildet (Abb. 59). Die Flyschfolgen

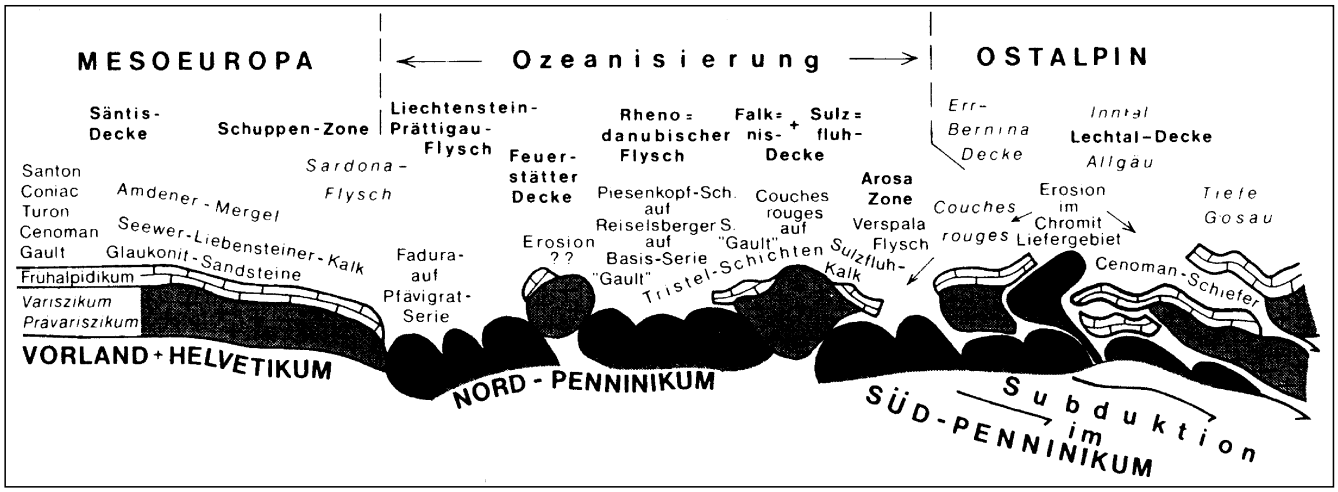


Abb. 58.
Primäre Position des Rhenodanubischen Flyschs und der Feuerstätter-(Wildflysch-)Decke im Nordpenninikum (OBERHAUSER, R., 1980b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

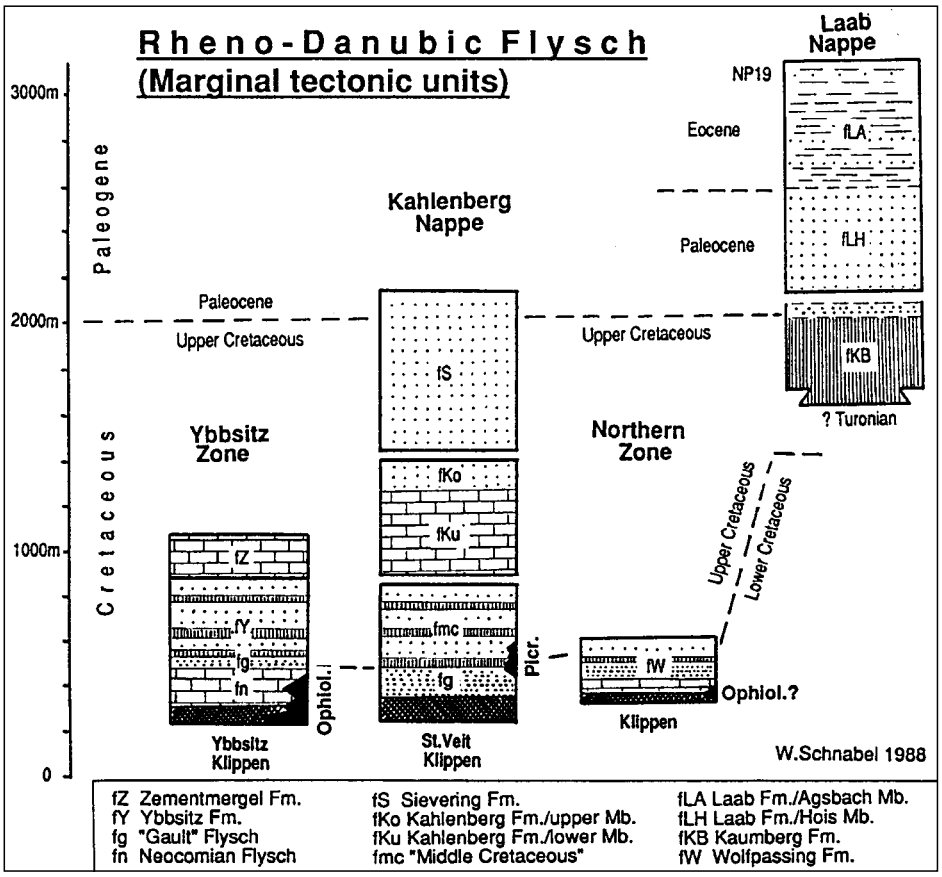


Abb. 59.
Die Schichtfolgen der Ybbsitzer Zone, der Kahlenberg- und Laaber Decke in der östlichen Flyschzone.
Aus SCHNABEL, W.G. (1992).

reichen vom Apt/Alb bis ins Paleozän, infolge gravitativer N-gerichteter Deckentransporte ist diese tektonische Einheit in sich stark zerglitten, wobei die ältesten Anteile im S, die jüngsten im N zum Liegen kommen. Bemerkenswert sind pikritische Vulkanite der „Mittelkreide". Die Ablagerungsverhältnisse deuten auf ein separates Becken, das im E-Teil des Rhenodanubischen Flysch-Troges die südlichste Position einnahm (PREY, S., 1983) und in das aus E Sedimentmaterial eingebracht wurde (MÜLLER, M., 1987; FAUPL, P. et al., 1970).

Rohstoffmäßig ist die Flyschzone lediglich als Lieferant von Mergeln für die Zementherstellung und für die lokale Bereitstellung von Bausteinen interessant. Hervorzuheben sind die KW-Speicherqualitäten der Flysch-Sandsteine im Untergrund des Wiener Beckens und den von den Kalkalpen überschobenen Einheiten.

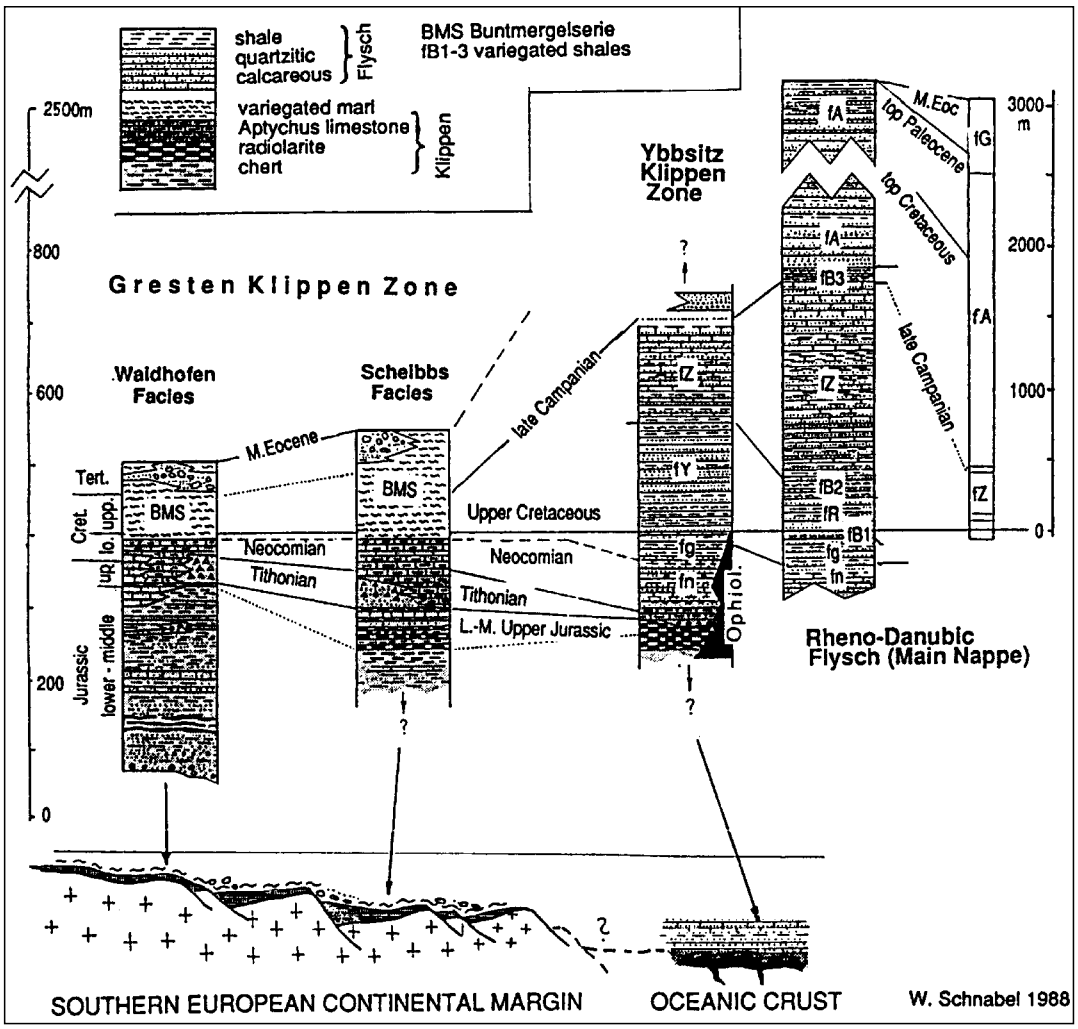


Abb. 60.
Die Schichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone und ihrer ursprünglichen paläogeographischen Position.
Aus SCHNABEL, W.G. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3.3.1.1. Ybbsitzer und St. Veiter Klippenzone

Die Basis des Rhenodanubischen Flyschs wird in der Ybbsitzer Klippenzone vermutet. Sie besteht aus jurassischen Radiolarien und Aptychen führenden Tiefwassersedimenten (Cherts, Kalke, Mergel) und stark tektonisierten mafisch/ultramafischen Gesteinen. Pillowlaven, Serpentinite und Ophicalcite werden als Bestandteile einer tektonisierten Ophiolith-Sequenz angesehen (EXNER, C. & KIRCHNER, Ch., 1982; SCHNABEL, W.G., 1992). Umgeben werden die Klippen von kretazischen Flyschgesteinen, die in ihrer Ausbildung zeitgleichen Bildungen der Hauptflyschdecke entsprechen (Abb. 56). Obwohl die Aufschlußsituation keine eindeutige Aussage über die Natur des Kontaktes der Klippen zu den Flyschgesteinen erlaubt, wird eine Ablagerung des Rhenodanubischen Flyschs über jurassischer ozeanischer Kruste angenommen (Abb. 59, 60; SCHNABEL, W.G., 1992).

Die weiter östlich am N-Rand der Nördlichen Kalkalpen auftretende mitteljurassisch–unterkretazische Kieselkalkzone wird ebenfalls als Teil der Ybbsitzer Zone angesehen und mit dieser zur Ybbsitz-Decke vereint (SCHNABEL, W. et al., 1988; SCHNABEL, W.G., 1992). Die St. Veiter Klippen am westlichen Stadtrand von Wien zeigen vom Mitteljura aufwärts (Radiolarite, Flysch-Formationen) klaren Bezug zu Ybbsitzer Zone, unterscheiden sich jedoch deutlich in ihren liegenden Anteilen (kontinentale obertriadische Quarzite; Unterjura in Grestener Flachwasser-Fazies).

Die St. Veiter Klippen werden von TOLLMANN, A., 1963 (contra SCHNABEL, W.G., 1992) aufgrund ihrer basalen Grestener Entwicklung als Teil des Ultrahelvetikums angesehen. Daraus leitet TOLLMANN, A. (1978, 1987) eine schräge Anlage des Flyschtroges über verschiedene Untergrundeinheiten hinweg ab.

3.3.1.2. Tektonischer Bau im Helvetikum und im Rhenodanubischen Flysch

Die Abb. 62 und 63 zeigen den tektonischen Bau des Vorarlberger Helvetikums und der Flyschzone. Als Äquivalent der Schweizer Säntisdecke ist das Helvetikum in einem sich nach W öffnenden Halbfenster in Form eines kuppelartigen Antiklinoriums ausgebildet, das von höheren Deckeneinheiten umrahmt wird, und in dem an einigen Stellen höhere tektonische Elemente eingefaltet sind. Über der mäßig N-vergenten Kuppel des Helvetikums findet sich zunächst die tektonisch stark ausgedünnte Liebensteiner Decke mit ultrahelvetischem Schichtbestand, dann die nordpenninische Wildflyschentwicklung der Feuerstätter Decke und zuoberst der Vorarlberger Flysch als Teil der Hauptflyschdecke. Aufgrund der starken tektonischen Vermischung der Liebensteiner und Feuerstätter Decke wurden in der Karte beide Einheiten gemeinsam ausgeschieden.

Der in Vorarlberg südlich des Helvetikums liegende Flyschstreifen setzt sich aus der mächtigen Üntschfazies zusammen. Diese nahm ursprünglich die nördlichste Position in der westlichen Hauptflyschzone ein, bis sie von den übrigen Teileinheiten überschoben wurde. Klar ersichtlich ist auch die Position der Arosazone unter dem Silvrettakristallin, in tektonischen Fenstern innerhalb der Vorarlberger Kalkalpen und als tektonischer Bewegungshorizont entlang der Grenze Flyschzone/Nördliche Kalkalpen.

Östlich des Bregenzer Waldes ist das Helvetikum s.l. im Steichen über Bayern bis in den Raum Salzburg zu verfolgen. Weiter östlich treten helvetische Gesteine, die dem Nord-Ultrahelvetikum zugeordnet werden, innerhalb der Flyschzone als Schlitzfenster auf. Östlich der Enns wird in einer Serie von tektonischen Fenstern und Halbfenstern mit der Buntmergelserie Süd-Ultrahelvetikum und ihre primäre prä-kretazische Basis angetroffen. In der Hauptklippenzone des Wienerwaldes formt das Ultrahelvetikum in Form einer langen tektonischen Schuppe einen Dekkenscheider zwischen der Greifensteiner und der Laaber Decke (Abb. 56, 61).

Ohne Zweifel setzen sich Helvetikum s.l. und Flysch, belegt durch tektonische Fenster und KW-Bohrungen, in den Untergrund der Alpen fort. Daraus ergeben sich Hinweise auf Mindestüberschiebungsweiten der Nördlichen Kalkalpen über Helvetikum und Rhenodanubischen Flysch von über 40 km.

Die Hauptflyschdecke Vorarlbergs setzt sich bis ins westliche Niederösterreich in einer Mächtigkeit von über 2000 m fort. Im Wienerwald verbreitert sich die Flyschzone zu einer komplexen tektonischen Struktur mit drei Dekken unterschiedlicher Fazies (N: Greifensteiner Decke, S: Laaber Decke, SE: Kahlenberger Decke), den Ybbsitzer und St. Veiter Klippenzonen sowie der Nordzone. Zusätzlich findet sich zwischen der Laaber und Greifensteiner Decke die helvetische Hauptklippenzone des Wienerwaldes als selbständiges Deckenelement (Abb. 56, 61).

Die tektonisch eigenständige Nordzone liegt nördlich der Hauptflysch- bzw. Greifensteiner Decke. Sie besteht aus unterkretazischem Flysch (Wolfpassing-Formation), Unterkreideklippen und dem Serpentin von Kilb (Abb. 56, 59). Nach W setzt sie sich stark mit ultrahelvetischen Elementen verschuppt, bis nach Steyr fort. Auch der Neokomflysch des Haunsberges bei Salzburg mit seiner Wildflyschentwicklung gehört eventuell dieser Entwicklung an (SCHNABEL, W.G., 1992).

Abb. 61 zeigt typische Profile durch die östliche Flyschzone mit Position der Klippenzonen, den Flyschdecken des Wienerwaldes, der tektonischen Anschoppung der jüngeren Flyschanteile an der Kalkalpenstirn und tektonischen Reduktion der älteren und überschobenen Anteile im Süden.

3.3.2. Penninikum an der West-/Ostalpengrenze

Nordöstlich von Chur tauchen die penninischen Einheiten der Westalpen in breiter Front unter das Silvretta-Kristallin und die Nördlichen Kalkalpen ab. Das nach E abtauchende Penninikum besteht aus dem bis ins Eozän reichenden, nordpenninischen Prättigauflysch, dem hart an der österreichisch-schweizerischen Grenze im Bereich der Scesaplana und der Drusenfluh noch tektonisch stark zerstückelte Reste der mittelpenninischen Falknis- und Sulzfluh-Decke und der südpenninischen Arosazone auflagern (Abb. 62, 64).

Die mittelpenninische Schwellenzone der Ostalpen wird in ihrer Position mit dem Briançonnais der Westalpen gleichgestellt. Dieses ist im Bereich der West-/Ostalpengrenze durch grünliche, prä-alpidische Granite charakterisiert, die eine im tieferen Jura einsetzende Sedimenthülle (Falknis- und Sulzfluh-Decke) tragen. Die Falknis-Decke ist durch lückenhaften tieferen Jura und eine im Malm einsetzende turbiditische Sedimentation mit Granitgeröllen charakterisiert. In der Unterkreide findet die Sedimentation mit Neokomflysch, den Tristelkalken und Gaultsandsteinen seine Fortsetzung. Vom Cenoman bis ins Paleozän dauert die „Couches Rouges“-Entwicklung an, bis im Untereozän die Sedimentation mit nummulitenführendem Flysch ihr Ende findet. Die Sulzfluh-Decke ist durch die

NÖRDLICHE KALKALPEN:

- Kalkalpen i.A. (Kl – Klippe der Antonshöhe)

FLYSCHDECKE:

- Alttertiär des Wienerwaldes (L – Laaber Sch.; G – Greifensteiner Sch.)
- Mürbsandsteinführende Oberkreide u. Alttertiär (HK – Höhere Kahlenberger u. Sieveringer Sch. i.w.S.; A – Altlengbacher Schichten)
- Oberste bunte Schiefer
- Zementmergelserie (TK – Tiefere Kahlenberger Sch.)
- Tiefe Flyschschichten (K – Kaumberger Sch.; Uk – Kalkeinschaltungen)
- Klippenmesozoikum von St. Veit
- Serpentin (Kilb)

ULTRAHELVETIKUM UND GRESTENER KLIPPENZONE:

- Nord- u. Südultrahelvetikum; Buntmergelserie
- Klippenmesozoikum
- Granit (L. v. Buch – Denkmal)
- Serpentin (Pechgraben)

MOLASSEZONE:

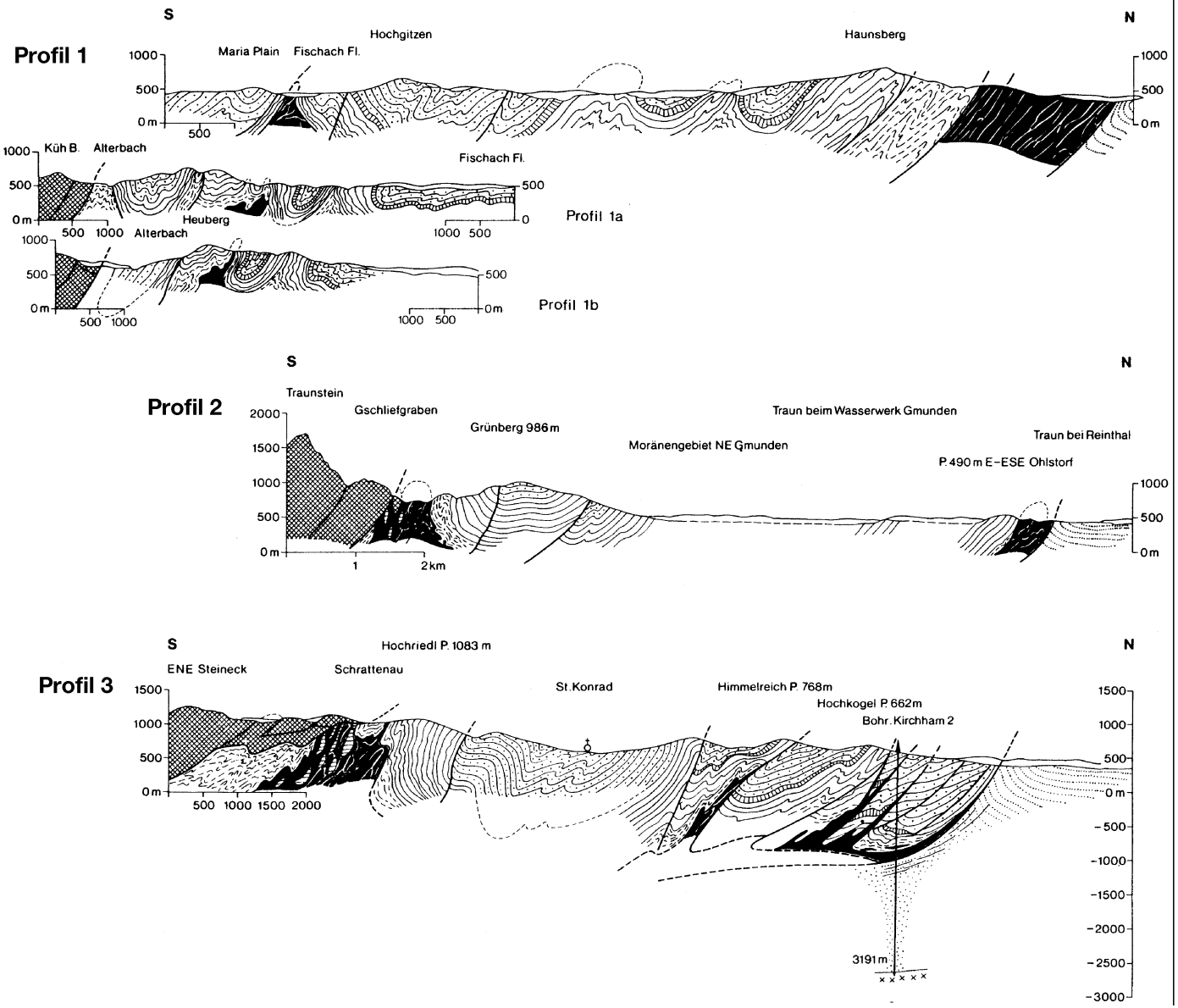
- Molasse i.A. (R – Mol. v. Rogatsboden); Miozän d. Wiener Beckens

BÖHMISCHE MASSE:

- Kristallin und autochthones Mesozoikum

QUARTÄR

- Quartär i.A.



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

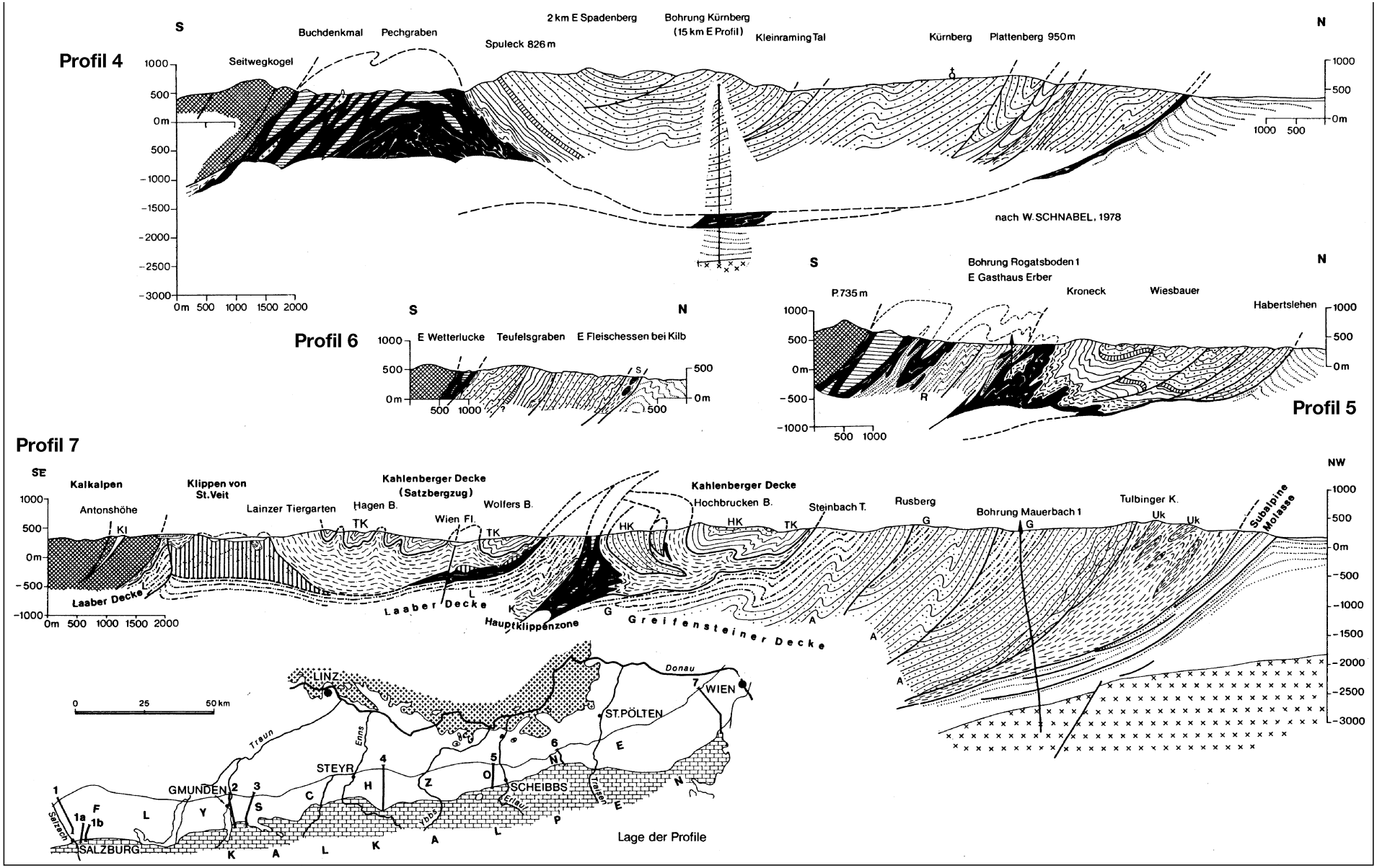


Abb. 61.
Geologische Profile durch die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien.
Aus PREY, S. (1980b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

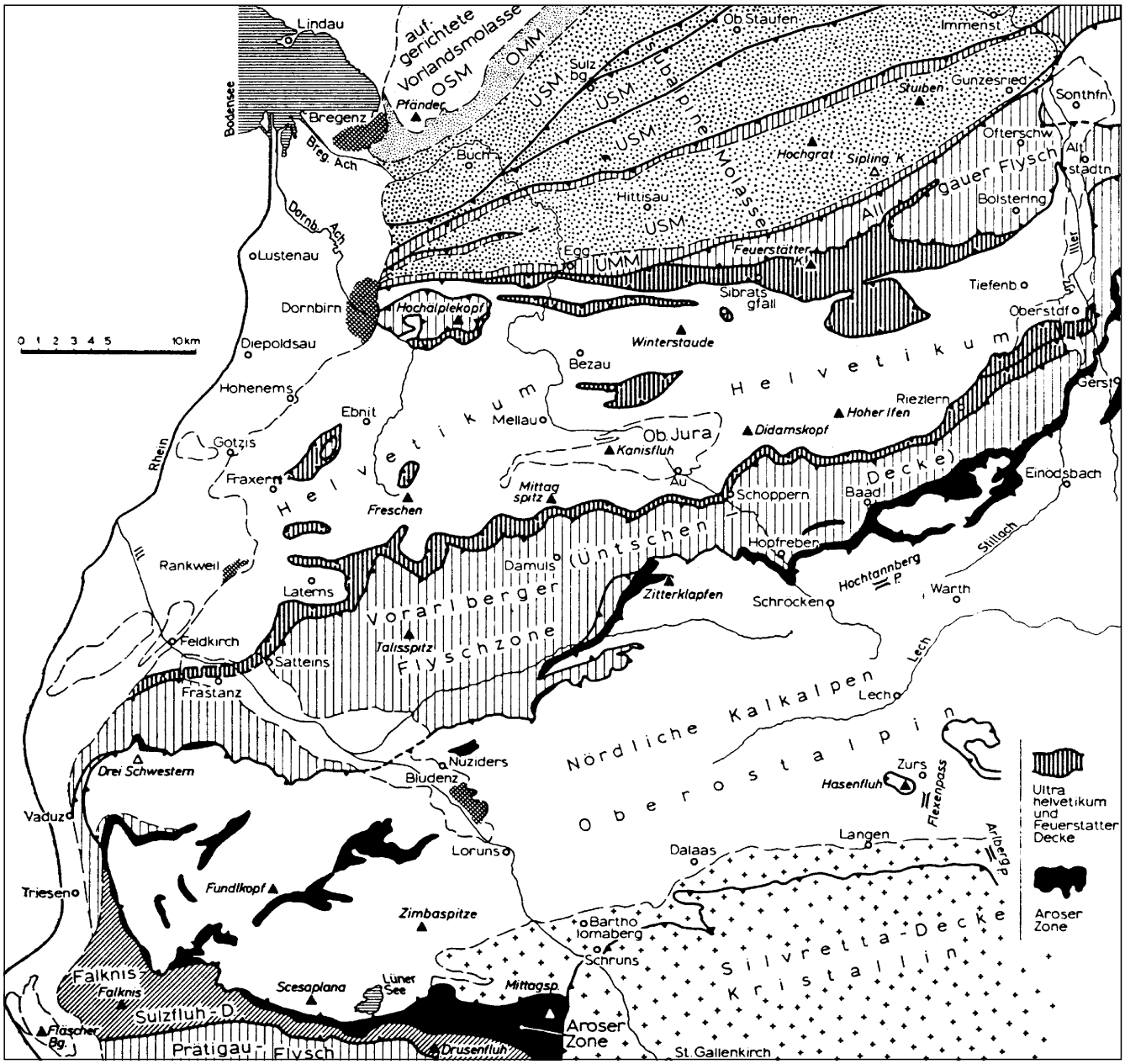


Abb. 62.
Geologische Übersichtskarte des Voralberger Helvetikums und seines Flyschrahmens.
Nach GWINNER, M. (1979) aus TOLLMANN, A. (1985).

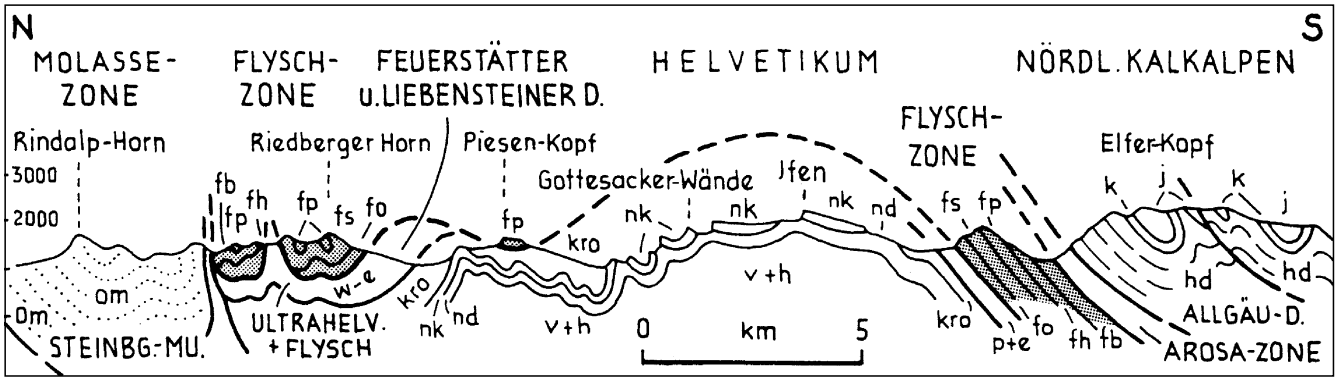


Abb. 63.
Profil durch das Helvetikum und seinen Flyschrahmen im westlichen Allgäu.
Nach PREY, S. (1968) aus TOLLMANN, A. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

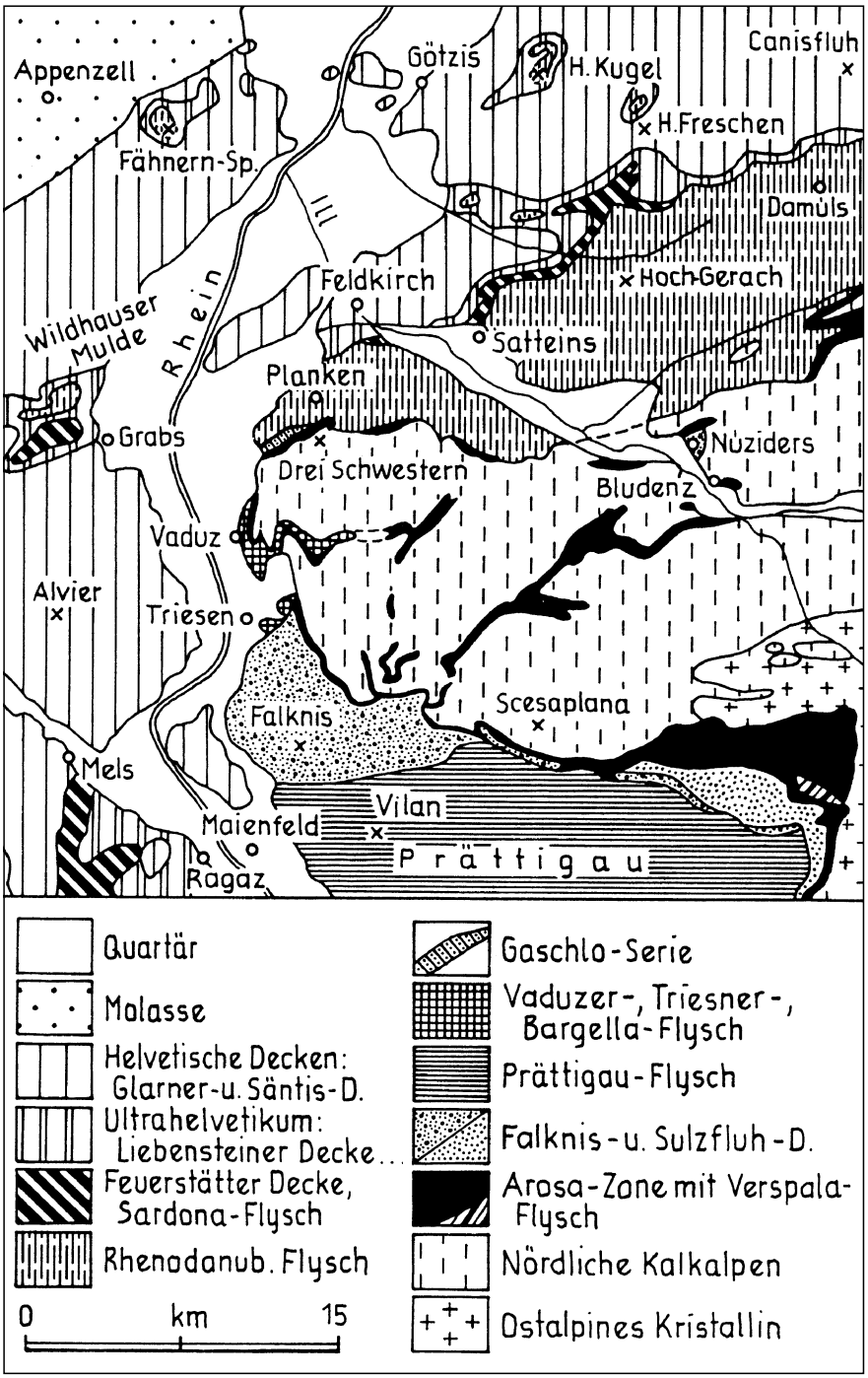


Abb. 64.
Die subalpinen penninischen Einheiten am Westrand der Ostalpen.
Nach PREY, S. (1968), aus TOLLMANN, A. (1985).

direkte Auflagerung der malmischen Sulzfluhkalke auf Granit und Transgression der „Couges Rouges“ über Malm gekennzeichnet. Die primäre Position dieser Sedimentgesteinseinheiten auf der mittelpenninischen Schwelle zwischen dem Nordpennikum und der Arosazone (Südpenninikum) geht aus Abb. 58 hervor.

Aus dem Penninikum Graubündens kommend setzt sich die Arosazone unter dem Silvretta-Kristallin und den westlichen Nördlichen Kalkalpen bis in den Raum Hindelang fort. Weiters finden sich diese Einheiten auch in tektonischen Fenstern im Rätikon (Nüziders nordwestlich Bludenz, Walsertäler). Entsprechend der Natur als Bewegungsbahn unter den ostalpinen Decken sind die Gesteine tektonisch stark beeinflußt und in ihren primären Mächtigkeiten schwankend.

Wichtig für eine Zuordnung der Arosazone zum Südpenninikum (Abb. 58) ist die tektonische Position und die mit Ophiolithfragmenten verknüpfte ozeanische jurassisch/kretazische Sedimentation, die im Turon mit flyschähnlichen Entwicklungen (Verspalaflysch) endet. Zusätzlich finden sich auch tektonisch eingeschuppte und/oder vom N-Rand des ostalpinen Kontinents sedimentär eingeglittene ostalpine Gesteine (Altkristallin, permomesozoische Sedimente).

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1985); OBERHAUSER, R. (1980b).

3.3.3. Penninische Fenster

3.3.3.1. Gargellenfenster

Unter der flachen Schubmasse der Silvretta treten ca. 3 km östlich des Prättigaus, wo das Pennikum geschlossen unter das Ostalpin untertaucht, um Gargellen tektonisch stark reduzierte penninische Schichtfolgen zu Tage. Begünstigt wird die erosive Freilegung des Fensters durch das NNE-streichende Gargellen-Lineament.

Von innen (tektonisch Liegend) nach außen werden folgende Einheiten angetroffen (BERTLE, H., 1974; TOLLMANN, A., 1977a; PIRKL, H.R., 1980):

– Tonschiefer, Mergelschiefer, kalkige Quarzite, Feinbreccien, die aufgrund der Lithologie und der Oberkreide- bis Paleozän/Eozän-Foraminiferenfaunen mit Teilen des nordpenninischen Prättigauflyschs korreliert werden.
– Schmaler Saum von Mergeln und Kalken vom „Couches Rouges“-Typ mit Oberkreide-Globotruncanenfaunen (Falknis-Decke).
– Äquivalente der Sulzfluh-Decke werden in einem schmalen Steifen von grünlichen Graniten und eventuell direkt auflagernden malmischen Kalken (Sulzfluhkalk) gesehen.
– Tektonisch stark ausgedünnte Einheit von tonig/mergeligen Gesteinen mit Spänen/Lagen von karbonatischen, gröber klastischen und kieseligen Sedimenten an der Basis des Ostalpins (Permotrias–Cenoman; Arosazone).

3.3.3.2. Engadiner Fenster

Im Bereich des oberen Inntales ist zwischen Prutz im NE und Ardez im SW unter „mittelostalpinem“ Kristallin das penninische Fenster des Unterengadins aufgeschlossen,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

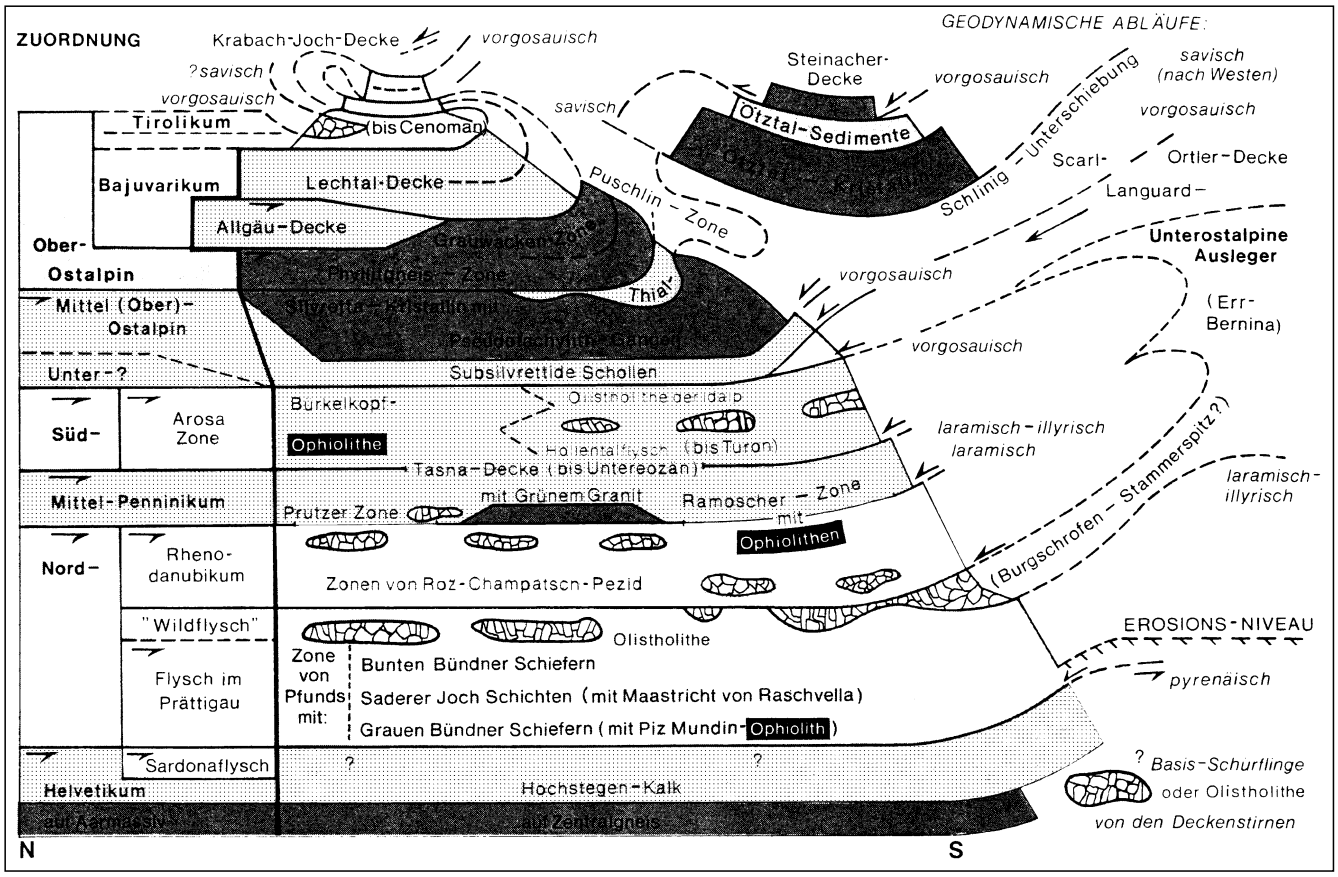


Abb. 65.
Die tektonischen Einheiten des Unterengadiner Fensters.
Aus OBERHAUSER, R. (1980c).

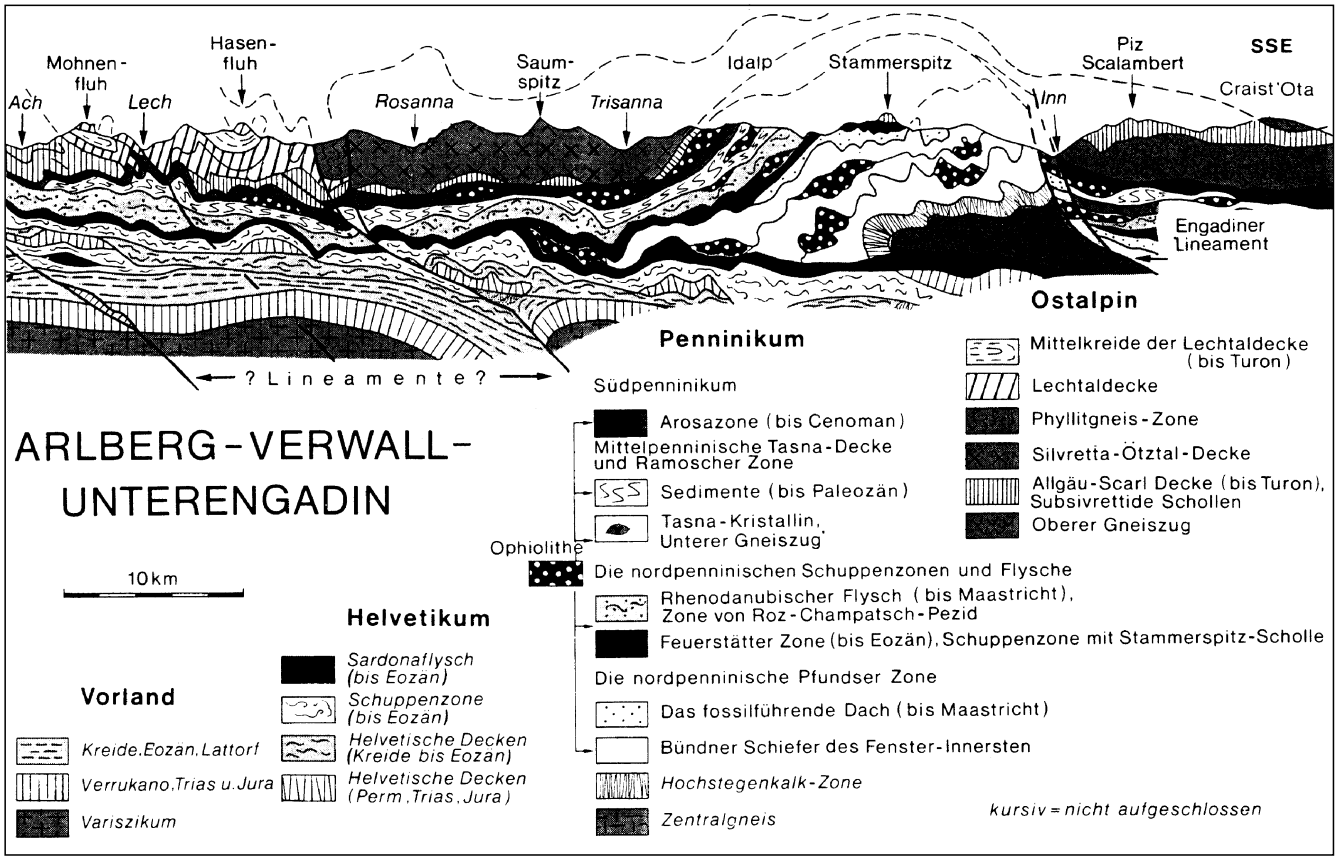


Abb. 66.
Geologisches Profil durch das Unterengadiner Fenster und seinen ostalpinen Rahmen.
Aus OBERHAUSER, R. (1980c).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

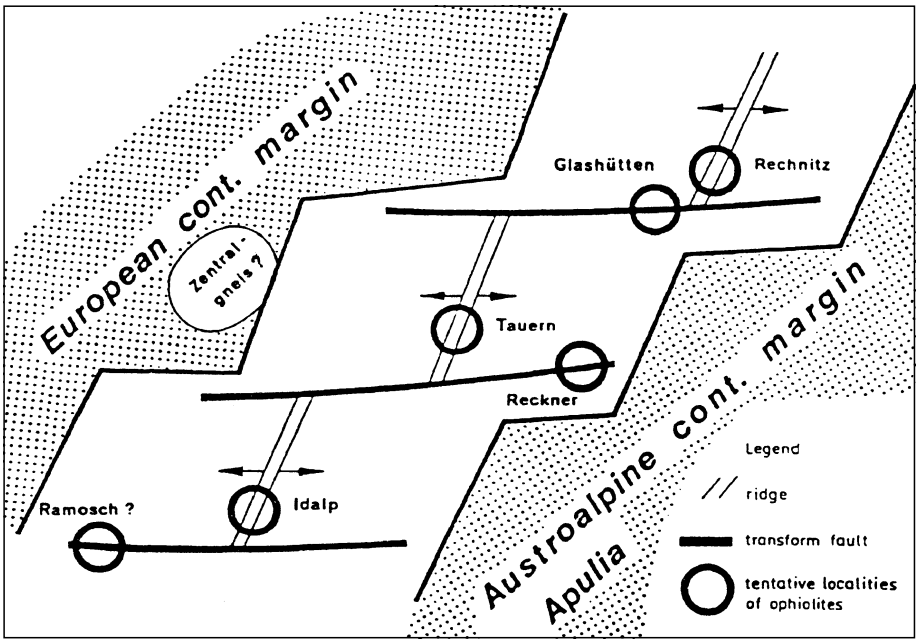


Abb. 67.
Bildungspositionen von Ophiolithen in den Ostalpen im Engadiner Fenster (Ramosch, Idalp), des Reckners (Tarntaler Alpen), der Hohen Tauern und der Rechnitzer Serie.
Aus KOLLER, F. & HÖCK, V. (1992).

von dem der nordöstliche Teil auf österreichischem Staatsgebiet liegt. Von innen (tektonisch Liegend) nach außen werden nord-, mittel- und südpenninische Einheiten erkannt (TRÜMPY, R., 1972a,b; TOLLMANN, A., 1977a; OBERHAUSER, R.; 1980c, FRISCH, W., 1984). Mittel- und südpenninische Rahmenelemente sind vor allem im SW in der Schweiz entwickelt, während sie im nordöstlichen österreichischen Fensterteil weitestgehend fehlen.

Gegen die Silvrettamasse sind am nordwestlichen Fensterrand als Ausleger der hochgeschürften Scarl-Decke der Engadiner Dolomiten eine Reihe von Triasschollen (Subsilvrettide Schollen) eingeschuppt. Der Zuschub des Fensters erfolgte, wie aus Oberkreide- und Alttertiärfossilfunden hervorgeht, erst im älteren Tertiär. Der Internbau des Fensters wurde durch eine relativ einfache nach SE gerichtete und bis ins Alttertiär andauernde Unterschiebungstektonik angelegt, wobei für einzelne, später beschriebene Schuppen auch olisthostromatische Vorgänge verantwortlich waren. Diese Vorstellungen liegen auch dem in Abb. 65 gezeigten tektonischen Schema zugrunde (OBERHAUSER, R., 1980c).

Für die tektonische Ausgestaltung des östlichen Fensterrandes ist die sinistrale jüngertertiäre Engadiner Linie verantwortlich. Südwestlich von Nauders mündet sie in die Schlinig Überschiebung ein, entlang der die Ötztalmasse noch ein Stück auf das Silvretta-Kristallin aufgeschoben ist. Vom nördlichen Fensterende sind in nordwestlicher Richtung entlang der Thial-Puschlin-Zone

SILVRETTA-KRISTALLIN MIT PSEUDOTACHYLITH-GÄNGEN IN DER BASIS

SUBSILVRETTIDE TRIAS-SCHOLLEN

Südliches Penninikum:

MITTELKREIDE: Höllentalflysch mit Rotaliporen und Orbitolinen (Cenoman)

±50 m Gaultsandstein (mit *Calpionella alpina* in Komponenten)

ZWISCHEN DOGGER UND MITTELKREIDE: Tristelkalk mit Orbitoliniden

Förderung der Laven und Tuffe für [Malmkalk und Neokomflysch]

die Ophiolithe des Bürkelkopfes Daneben und darunter 6–7 Gleitbretter mit fossilreichen

und der Flimspitz. Radiolarite _____ stratigraphischen Folgen von:

DOGGER: ±30 m Flysch mit Glimmersandstein-Bänken (= Idalpsandstein)

mit *Graphoceratidae* indet. (cf. *Hecticoceras*) und Belemniten

LIAS: ±5 m dunkle Tonschiefer mit glimmeriger Knollenkalkbank des Toarc mit *Hammatoceras insigne* (*insigne*-Zone)

±10 m dunkle Posidonienschiefer mit Muschel-Abdrücken

±5 m Belemniten-reiche bräunliche Kalke des Toarc mit *Porpoceras* cf. *vorticellum* (*bifrons*-Zone)

5–70 m weißer Echinodermen-Kalk

±5– 10 m dunkle, bräunlich verwitternde Belemniten-Kalke mit *Promicoceras planicosta* (*obtusum*-Zone des Sinemur)

±40 m dunkle Tonschiefer wechsellagernd übergehend

0,5–5 m Hornsteinkalk-Linsen mit Belemniten

OBER-TRIAS: ±40 m Kössener Schichten

±150 m Bunter Keuper mit roten und grünen Tonschiefern, Quarziten, Sandsteinen und Gips

MITTEL-TRIAS: [Kalk- und Dolomit-Schollen]

UNTER-TRIAS: 80–150 m Ladiser Quarzit

[ ] = Nachweis problematisch

Abb. 68.
Süd- und mittelpenninische Einheiten am W-Rand des Engadiner Fensters unter dem Silvretta Kristallin.
Aus OBERHAUSER, R. (1980c).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zwischen der Silvretta-Decke und der Phyllitgneiszone permotriadische (? kalkalpine) Sedimente eingeschaltet. An diese Störungszone sind *Fe-, Cu-* und *Fahlerzmineralisationen* gebunden.

Die Metamorphose erfolgte im Zuge der Deckenstapelung im Oligozän/Miozän im Bereich der Grünschieferfazies, wobei zusätzlich in diversen ophiolithischen Gesteinen Relikte einer kretazischen hp-Metamorphose (Pumpellyit/Aktinolithfazies) nachgewiesen sind (HEUGEL, W., 1975; KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992).

Das innerste (nordpenninische) Element des Fensters bildet die ca. 3000 m mächtige, monotone, tonig-quarzitisch-karbonatische Serie der Grauen Bündener Schiefer (Pfundser Serie) mit einigen ophiolithischen Resten. Im Kern des Fensters liegen die Metasedimente z.T. als Kalkglimmerschiefer vor; die hangenden und geringer metamorphen Anteile führen oberkretazische Orbitoiden (Saderer-Joch-Serie). Den Abschluß bilden die flyschähnlichen Bunten Bündener Schiefer mit durch Limonit braun gefärbten Sandsteinen, grünen quarzitischen Phylliten und Einschaltung karbonatischer Blöcke (? Olistolithe). Innerhalb dieser Einheit finden sich nur unbedeutende *Kiesvererzungen* (Chalkopyrit, Galenit, Arsenopyrit; Polymetallischer Erzbezirk Pfunds).

Darüber folgt eine intensive Schuppenzone (Altkristallin, Quarzite, Kalke, Dolomite, Rauhwacke, Gips, ophiolithische Fragmente) und wiederum 200–1300 m mächtige, teilweise flyschartig ausgebildete Graue und Bunte Bündener Schiefer, die den Hauptbestand der Zone von Pezid bzw. Roz-Champatsch bilden. Die Möglichkeit einer Korrelation mit nordpenninischen Einheiten (Flyschzone) wird bei OBERHAUSER, R. (1980c) diskutiert.

Vor allem im SW-Bereich des Fensters liegt an der Grenze zur mittelpenninischen Tasna-Decke die Zone von Ramosch mit diaphthoritischem Altkristallin, permomesozoischen Sedimenten und Ophiolithen (Serpentinite, Metagabbros, Metabasalte), die im Bereich einer ozeanischen Transferzone gebildet wurden (Abb. 67; KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992). Auf österreichischem Staatsgebiet ist diese Zone nur nordöstlich Nauders anzutreffen. Im westlichen Fensterrahmen findet die Einheit in der Zone von Prutz mit paläozoischen Quarzphylliten, Eisendolomiten, fossilführender Permotrias, Grauen und Bunten Bündener Schiefern bis in den Raum Prutz ihre Fortsetzung. In permomesozoischen Rahmengesteinen westlich von Serfaus sind an Dolomitlinsen/-schuppen *stratiforme polymetallische Sulfidvererzungen* gebunden (Polymetallischer Erzbezirk der Rahmenzone des Engadiner Fensters).

Die mittelpenninische Tasna-Decke ist vor allem im SW auf schweizer Staatsgebiet gut entwickelt. Von ihr reicht nur westlich Samnaun ein schmaler Zug permomesozoischer Sedimente nach Österreich. In der Schweiz finden sich in dieser Einheit Altkristallin (Gneise, Glimmerschiefer, grünliche Granite) und Hüllsedimente, die mit permotriadischen klastischen Gesteinen einsetzen. Der karbonatische Lias enthält bekannte Fossilfundpunkte. Höherer Jura ist durch Sulzfluhkalk, Falknisbreccie, Sandsteine/Schiefer und Aptychenkalke vertreten. Die ebenfalls teilweise fossilführende Kreide ist als Flysch entwickelt, der möglicherweise bis ins Paläogen reicht.

In hangendster Position folgt gegen das Silvretta Kristallin die in Abb. 68 dargestellte Schichtfolge, der zum Großteil bereits eine südpenninische Position (Arosazone) zukommt. Bemerkenswert ist die oberjurassisch-kretazische Ophiolithentwicklung der Idalp, das Auftreten von Radiolariten und der Abschluß der Schichtfolge mit dem Höllentalflysch im Cenoman (DAURER, A., 1977; OBERHAUSER, R., 1980c). Der Ophiolith der Idalp (Abb. 75, 76) zeigt an seiner Basis 60–80 m Serpentinite, die in tektonischem Kontakt zu den Sedimenten der Arosazone im Liegenden und darüberliegenden Gabbros stehen. Den Abschluß bilden 250–300 m mächtige basaltische Laven und ozeanische Sedimentfolgen. Interpretiert wird der Idalp-Ophiolith als mittelozeanische Rückenbildung im Nahbereich einer Transformstörung (DAURER, A., 1977, 1980; KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992).

3.3.3.3. Tauernfenster

Im Tauernfenster (Zillertaler Alpen, Hohe Tauern) treten zwischen dem Wipptal im W und Katschberg im E süd- und mittelpennische Einheiten in einer Länge von rund 160 km und Breite von 40 km zu Tage. Die W-Grenze ist z.T. störungsbedingt, unterostalpine Rahmengesteine sind in den Tuxer Alpen und Radstädter Tauern in breiten Zonen ausgebildet, während sie in der Katschbergzone im E tektonisch stark reduziert sind. Im S wird das Tauernfenster durch „mittelostalpines" Kristallin überlagert. Unterostalpine Gesteinselemente sind hier im Überschiebungsbereich zum Ostalpin nur vereinzelt in schmalen Zügen vorhanden oder als synsedimentäre Gleitmassen in der bereits dem Penninikum zugerechneten Matreier Zone enthalten (Abb. 69).

Die Tektonik ist durch einen großartigen alpidischen Deckenbau mit mittelpenninischen Gesteinen (Venediger Decke) in liegender und südpenninischen Einheiten (Glockner Decke) in hangender Position geprägt. Der Gesteinsbestand ist durch spät-variszische Granitoide (Zentralgneis) bestimmt, die von Hüllgesteinen (Schieferhülle) und Altkristallin umgeben sind.

Zusammenfassende Darstellungen mit umfangreichen Literaturangaben zur Gesamtsituation finden sich in TOLLMANN, A. (1977a), THIELE, O. (1980) und PESTAL, G. (1995).

3.3.3.3.1. Prä-alpidische Entwicklung

In der Terrane-Analyse des Variszikums wird in den prä-alpidischen Einheiten des Penninikums ein ursprünglich im Bereich des Rheischen Ozeans liegendes Terrane (Habach-Terrane) gesehen. Seine Geschichte ist durch die Bildung von ozeanischer Kruste, von Inselbogensystemen und einem abschließenden, durch granitische Intrusionen begleiteten Einbau in den Superkontinent Pangäa bestimmt (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; FRISCH, W. & LOESCHKE, J., 1993; NEUBAUER, F. et al., 1996).

Prä-permomesozoische Gesteinseinheiten treten innerhalb der Venediger Decke in Form der Altkristallineinheiten, der Habach-Gruppe und spät-variszischer Granitoide (Zentralgneise) auf. Sie konzentrieren sich in zwei zusammenhängenden Bereichen im W auf die Zillertaler Alpen, die Venediger- und Granatspitzgruppe und im E auf die Sonnblick-, Hochalmspitz- und Ankogelgruppe (Abb. 69). Lithostratigraphische Begriffe, die für diese Einheiten verwendet werden, sind im E die Storz-, Kareck-, Murtörl-Gruppe und im Mittel- bzw. Westteil die Habach-, Biotitporphyroblastenschiefer-, Greiner-Gruppe und Gruppe der Alten Gneise. Unter dem Begriff „Altes Dach" werden Einheiten verstanden, die im Intrusionsverband mit den Zentralgneisen stehen (vgl. HÖCK, V., 1993; PESTAL, G., 1995).

In der Altkristallin-Formation werden verschiedene Ortho- und Paragneise, Migmatite, Glimmerschiefer und vereinzelte Amphibolitlinsen mit höhergradiger prä-alpidischer Metamorphose zusammengefaßt. Während

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

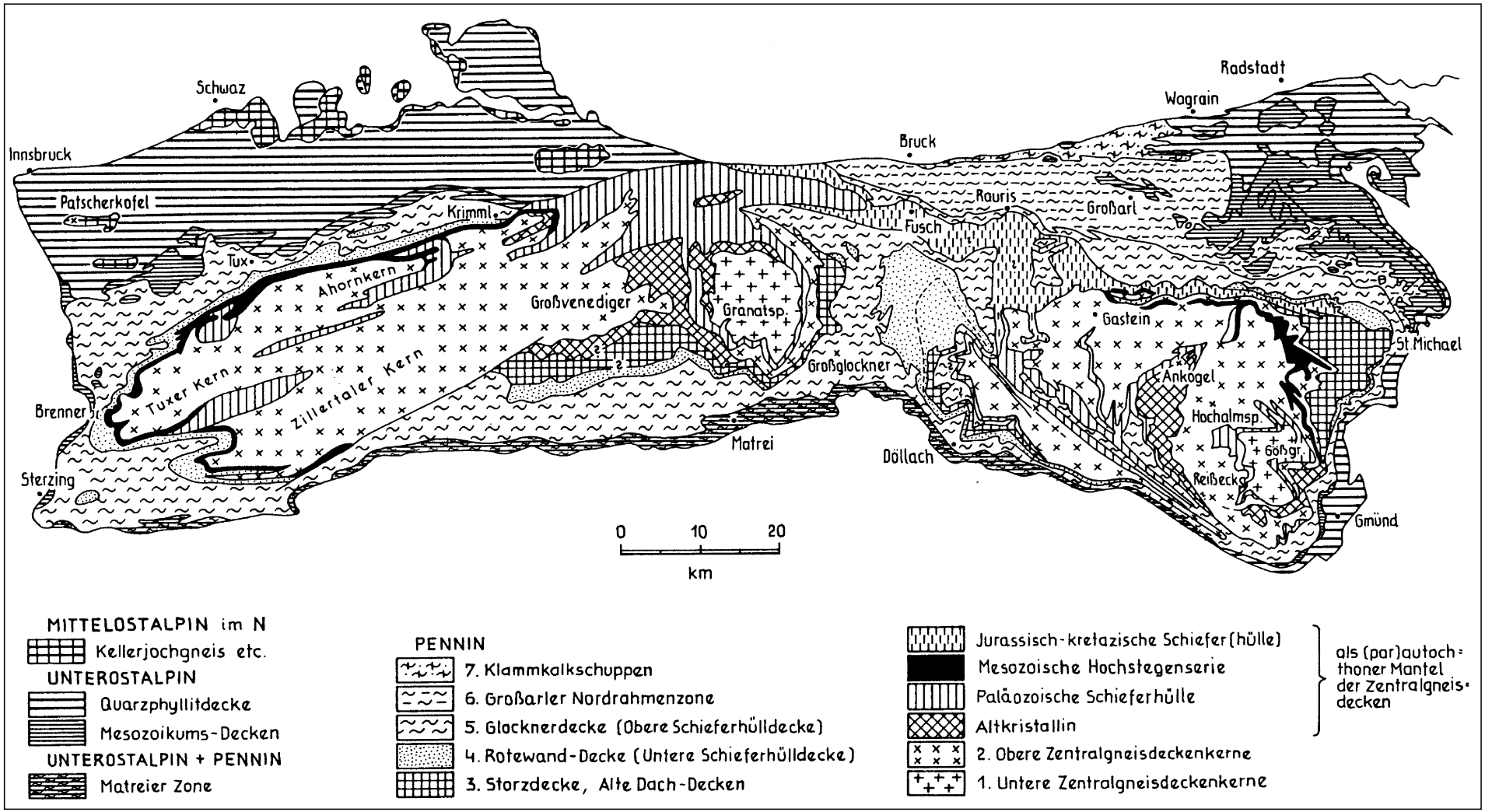


Abb. 69.
Tektonische Karte des Tauernfensters.
Zur Venediger Decke gehören mittelpenninische variszische Elemente samt den granitoiden Intrusionen und ihrer permomesozoischen Sedimentbedeckung (Alte-Dach-/Storz-Decken, Altkristallin, Paläozoische Schieferhülle, Zentralgneiskerne und deren parautochthone Hülle, Rote-Wand-/Untere Schieferhülldecke). Darüber liegt die südpenninische Glockner-Decke (Obere Schieferhülldecke) und zuoberst die Matreier Schuppendecke (Matreier, Klammkalk-, Nordrahmenzone).
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

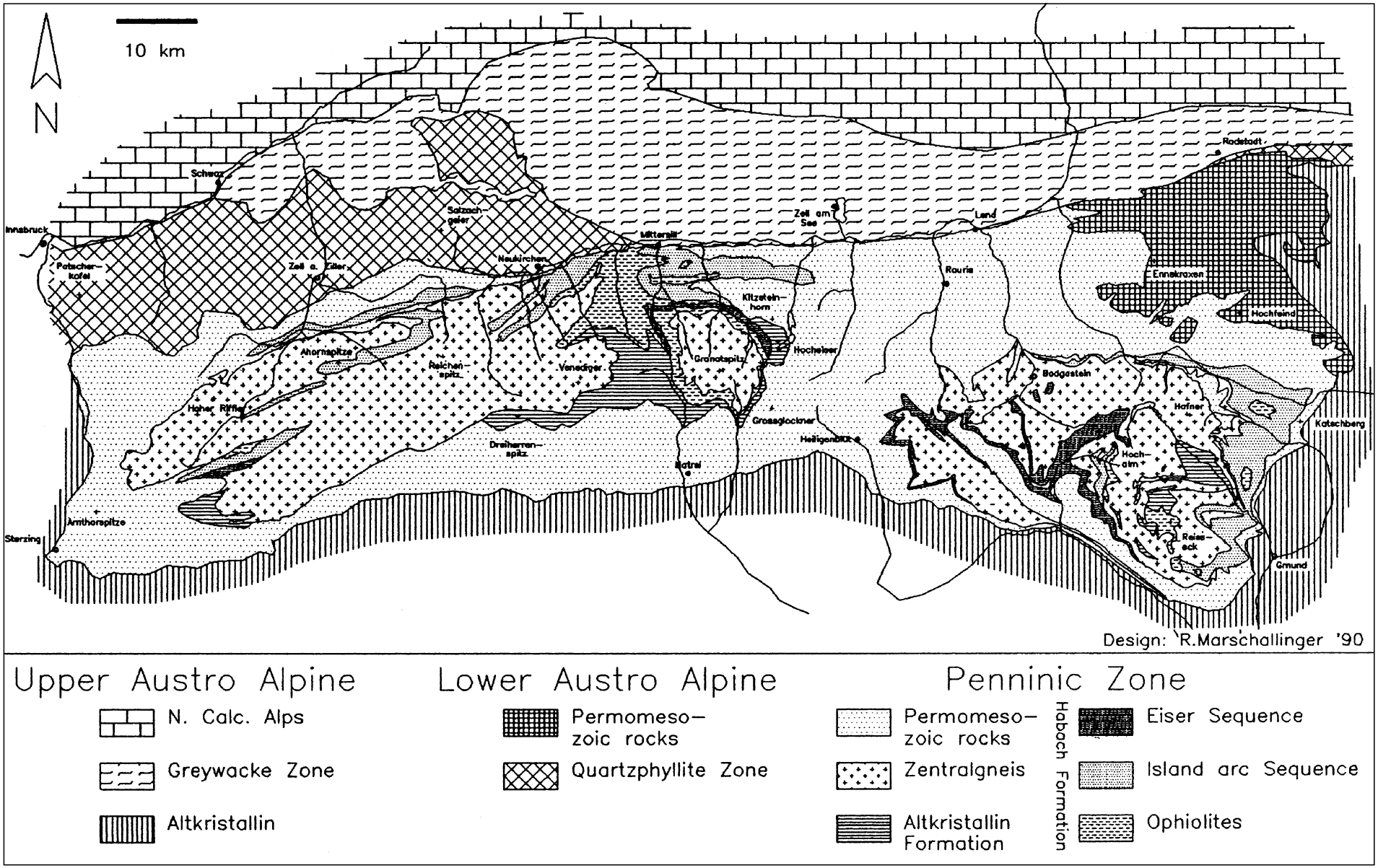


Abb. 70.
Prä-permomesozoische Schichtenentwicklungen und Gliederungen der Habach-Gruppe im Tauernfenster.
Aus HÖCK, V. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der alpidischen Orogenese wurden sie zusätzlich von den später beschriebenen Metamorphoseereignissen betroffen.

Mächtige, mitunter ebenfalls dem Altkristallin angegliederte Amphibolite (Basisamphibolit, Zwölferzug) werden von FRASL, G. & FRANK, W. (1966) und HÖCK, V. (1993) der Habach-Gruppe zugeordnet. FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989) fassen Amphibolite, die aus ophiolithischen Gesteinen hervorgingen, zur Stubach-Gruppe zusammen.

Der Gesteinsbestand der Habach-Gruppe besteht aus Metabasiten, Amphiboliten, Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern/Phylliten, Quarziten, sandigen und z.T. graphitführenden Metasedimenten.

Im Gesamtbereich der Habach-Gruppe und auch im Profil der Scheelitlagerstätte Felbertal (KRAIGER, H., 1989) unterscheidet HÖCK, V. (1993) drei unterschiedliche lithologische Entwicklungen (Abb. 70):

- Ophiolithe (= Stubach-Gruppe [FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989]) mit diversen Amphiboliten, Meta(ultra)basiten (inkl. Untere Magmatitabfolge [KRAIGER, H. (1989)], Basisamphibolit, Zwölferzug, Meta(ultra)mafite der Greiner und Storz-Gruppe).
- Inselbögen (Habach-/Storz-Gruppe [FRISCH, W. et al., 1993)] mit Amphiboliten, Prasiniten, Biotit-Epidot-Albitgneisen und Chloritglimmerschiefern. Ein Teil davon wird als basische, intermediäre bis saure Metavulkanitentwicklung interpretiert (= Obere Magmatitabfolge [KRAIGER, H., 1989]), die von Metasedimenten (schwarze Habachphyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, Metagrauwacken) überlagert werden.
- Eiser-Sequenz (= Biotitporphyroblasten-Gruppe [CORNELIUS, H.P. & CLAR, E., 1939]) mit biotitreichen Schiefern, Metagrauwacken, Graphitquarziten, granatführenden Glimmerschiefern, sauren, basischen und intermediären Metavulkaniten.

Dieser Entwicklung entsprechen auch die Basisschiefer der Lagerstätte Felbertal (HÖLL, R., 1975), die diskordant den Basisamphibolit überlagern (PESTAL, G., 1983). U/Pb-Zirkon-Alter aus ophiolithischen Gesteinen des Basisamphibolits und Zwölferzuges rangieren zwischen 500 und 640 Ma (v. QUADT, A., 1984, 1985, 1989), solche aus sauren Inselbogen-Gneisen zwischen 600 und 300 Ma (VAVRA, G., 1989). Cyanobakterien und Acritarchen liegen aus den Habachphylliten und Metasedimenten der Inselbogensequenz (REITZ, E. & HÖLL, R., 1988), Pflanzenreste aus Graphitschiefern der Inselbogen- und Eiser-Entwicklung vor (FRANZ, G. et al., 1990, 1991). Erstere indizieren oberproterozoisches Alter (Vendium), die Pflanzen Permokarbon, das allerdings auf eine Zeit vor der Intrusion der Zentralgneise (jünger als 320 Ma) eingeschränkt werden muß.

Geochemische Signaturen weisen auf eine MORB-ähnliche Bildung der Ophiolithe in einem Back-arc-Bereich hin. Aus regionalgeologischen Gründen und dem Auftreten von Gängen mit Inselbogenmagmatiten in den Ophiolithen der Unteren Magmatitabfolge wird abgeleitet, daß die Inselbögen jünger als die Ophiolithe sind und aufgrund ihrer Geochemie zumindest über dünner kontinentaler Kruste gebildet wurden (HÖCK, V., 1993). Das Fehlen einer prä-alpidischen hp-Metamorphose wird im Sinn einer Obduktion heißer ozeanischer Kruste interpretiert (FRISCH, W. et al., 1993). Letztgenannte Autoren diskutieren auch Argumente für eine Position der Inselbögen über ozeanischer Kruste. Die paläontologischen Alter weisen hingegen auf prä- und post-ophiolithische Inselbogenentwicklungen (HÖCK, V., 1993) hin.

Amphibolite der Eiser-Sequenz deuten auf magmatische Bildungen in einem ozeanischen Inselbogenmilieu (GILG, H.A. et al., 1989). Hinsichtlich des Alters bestehen ähnliche Probleme wie bei der Inselbogenentwicklung. Neben spät-präkambrischen Fossilaltern wird aus lithologischen Gründen und der transgressiven Position über dem Basisamphibolit auch an eine jünger paläozoische Flyschentwicklung gedacht (FRANK, W., unpubl.).

Zusammenfassend kann die Habach-Gruppe als Ergebnis einer lang andauernden (spätes Präkambrium–? Unterkarbon) Akkretion von Fragmenten kambrischer Back-arc-Ophiolithe, kontinentaler wie auch ozeanischer magmatischer Bögen und der dazugehörigen Sedimente an einem aktiven Kontinentalrand, bei möglicherweise N-gerichteter Subduktion gesehen werden (FINGER, F. & STEYRER, H.P., 1990). Dieser Konsolidierungsprozeß wird durch die Intrusion der Zentralgneise abgeschlossen.

Die *Scheelitvererzungen* im Bereich des Felbertales (Wolframerzbezirk Felbertal) spiegeln in ihrer Komplexität das geodynamische Geschehen der Habach-Gruppe wider. Im Lagerstättenbereich finden sich Metasedimente von Akkretionskeilen, Eruptivgesteinsfolgen aktiver Ränder (593±22 Ma; EICHHORN, R. et al., 1995) und Inselbögen, als „sheeted dykes“ interpretierte Amphibolitgänge (KRAIGER, H., 1989; HÖCK, V. et al., 1993), syn- bis postkollisionale leukokrate Granitgneise (K1-, K3-Granit; 336±10 Ma) und Lamprophyrgänge (280–282 Ma).

Die Primärvererzung liegt innerhalb der Eruptivgesteinsabfolge in quarzitischen Gesteinen im Nahbereich eruptiver Brecciengesteine. Für weitere strukturkontrollierte Mobilisationen bzw. Anreicherungen war nach dem Höhepunkt der variszischen Deformation und amphibolitfaziellen Metamorphose die Intrusion karboner Leukogranite (K1-, K3-Gneis) verantwortlich. Jüngste Mobilisate sind aufgrund von Sm/Nd-Datierungen jung-variszischen (319±34 Ma) und überwiegend alpidischen (29±17 Ma) Ursprungs (SCHENK, P. & HÖLL, R., 1991). Der Grad der alpidischen Metamorphose mit einem zeitlichen Höhepunkt um 30 Ma liegt im Bereich der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies.

Ebenfalls in Gesteinen des Inselbogenkomplexes liegen im Bereich des Sulzbachtales *polymetallische (Cu, Fe, Pb, Zn, As, Ni) Au-/Ag-führende Kiesvererzungen*. Sie treten lagerförmig in tuffitisch beeinflußten Metasedimenten der Habach-Gruppe auf (Kieserzbezirk Untere Schieferhülle).

Auf der Achselalm (Hollersbachtal) setzen in Metadioriten der Habach-Gruppe steilstehende Quarz-Calcit-Gänge mit einer durch *Fluorit, Sphalerit* und *Galenit* dominierten Erzparagenese auf. Für diese wird eine alpidische hydrothermal/metamorphe Bildung angenommen.

Zentralgneis

Zusammenfassende Datensammlungen finden sich bei TOLLMANN, A. (1977a), FINGER, F. et al. (1992, 1993) und FRISCH, W. et al. (1993).

Die Zentralgneise stellen einen umgeformten granitischen Batholith dar, der im Karbon an der S-Flanke des variszischen Orogens intrudierte. Deformation und metamorphe Überprägung fand hauptsächlich in alpidischer Zeit statt. Für frühe anatektische Granitoide wird zusätzlich eine variszische Schieferung angenommen (FRISCH, W. et al., 1993). Gesteinsmäßig überwiegen bei den nichtmetamorphen Ausgangsgesteinen Tonalite, Granodiorite und Granite gegenüber Dioriten, Monzoniten und Syeniten. Sie reflektieren hochgradige karbone Metamorphosebedingungen bei der variszischen Gebirgsbil-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dung mit kollisions- und subduktionsbezogenen Schmelzenbildungen. Permische porphyrische Granite einer Intraplattenposition zeigen das Ende der variszischen Ära an. Regional sind sie an drei Bereiche gebunden (Abb. 71):

– W-Bereich: Zillertaler, Ahorn- und Venediger-Kern.
– Zentralbereich: Granatspitz-Kern.
– E-Bereich: Sonnblick-, Bad Gasteiner, Hochalm-Kern.

Strukturell bilden sie domartige Aufwölbungen („Kerne"), die von Synklinalen („Mulden") getrennt werden. Ihre Intrusion erfolgte in Gesteinsserien des Alten Daches und der Habach-Gruppe, die heute Bestandteil der mittelpenninischen Venediger Decke sind.

Die Intrusionsfolge beginnt im mittleren Karbon mit K_2O-reichen S-Typ-Anatexiten granitischer, syenitischer bis monzonitischer Zusammensetzung. Es folgt die Hauptmasse der Granitoide in Form kalkalkalischer I-Typ- (entsprechend der Nomenklatur von CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1974) Tonalite und Granodiorite mit hohen bis mittleren K_2O-Gehalten und zuletzt im Mittel-bis Oberperm leukokrate A-Typ-Intraplattengranite (FINGER, F. et al., 1992, 1993; FRISCH, W. et al., 1993; WINKLER, M., 1993).

Unterschiedliche Lithologien der einzelnen Bereiche sind bei FINGER, F. et al. (1993) beschrieben und auch kartenmäßig dargestellt.

Frühe S-Typ-Granite (Granatspitz-Kern)

Synkollisionale Krustenanatexite (leukokrate mittelgrobkörnige, ±porphyritische Zweiglimmergranite mit Pseudomorphosen nach Cordierit), die in tektonischem Kontakt zu ihrem primären Intrusionsdach (Serie der Alten Gneise) der Riffl-Decke stehen.

– U/Pb-Zirkon-Alter: 330 Ma (CLIFF, R.A., 1981).
– Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter: 325±33 Ma (CLIFF, R.A., 1977).

I-Typ-Granitoide mit hohem K_2O-Gehalt

Im Ahorn-Kern und in den Hohen Tauern treten Granodiorite bis Granite mit hohem Alkali- und Sr-Gehalt auf. In den östlichen Hohen Tauern bestehen zu den Dachgesteinen der Habach-Gruppe ausgedehnte Migmatisierungszonen. Sie werden als ± In-situ-Aufschmelzungsprodukte von Inselbogenmagmatiten angesehen. Der Sonnblick- und Bad Gasteiner/Hochalm-Kern der östlichen Hohen Tauern wird durch eingefaltetes Mesozoikum der Mallnitzer Mulde, letzterer weiters durch eingefaltete Dachgesteine in einzelne Teilbereiche untergliedert.

– U/Pb-Zirkon-Alter: südöstliche Hohe Tauern; 314±7, 314±10 Ma (CLIFF, R.A., 1981).
– Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter: Felbertal; 316±10 Ma (PESTAL, G., 1983).
– U/Pb unteres Intercept-Zirkon-Alter: 320 Ma = Höhepunkt der Anatexis (VAVRA, G., 1989).

I-Typ-Granitoide

Meist mit mittlerem K_2O-Gehalt: Zillertaler und Tuxer Kern.

Mittelkörnige Metatonalite bis Metagranodiorite, oft mit Schollenmigmatiten und Intrusionskontakten zu den Umgebungsgesteinen. Zillertaler und Venediger-Kern werden durch eine markante Störung getrennt. Intrusionskontakte in der Riffl-Decke weisen auf ein jüngeres Alter dieser Granitoide als das der zuvor genannten.

– Rb/Sr-Errorchronen: Zillertaler Kern: 310±8, Tuxer Kern: 310±9 Ma (BESANG, C. et al., 1968; JÄGER, E. et al., 1969; WINKLER, M., 1993).

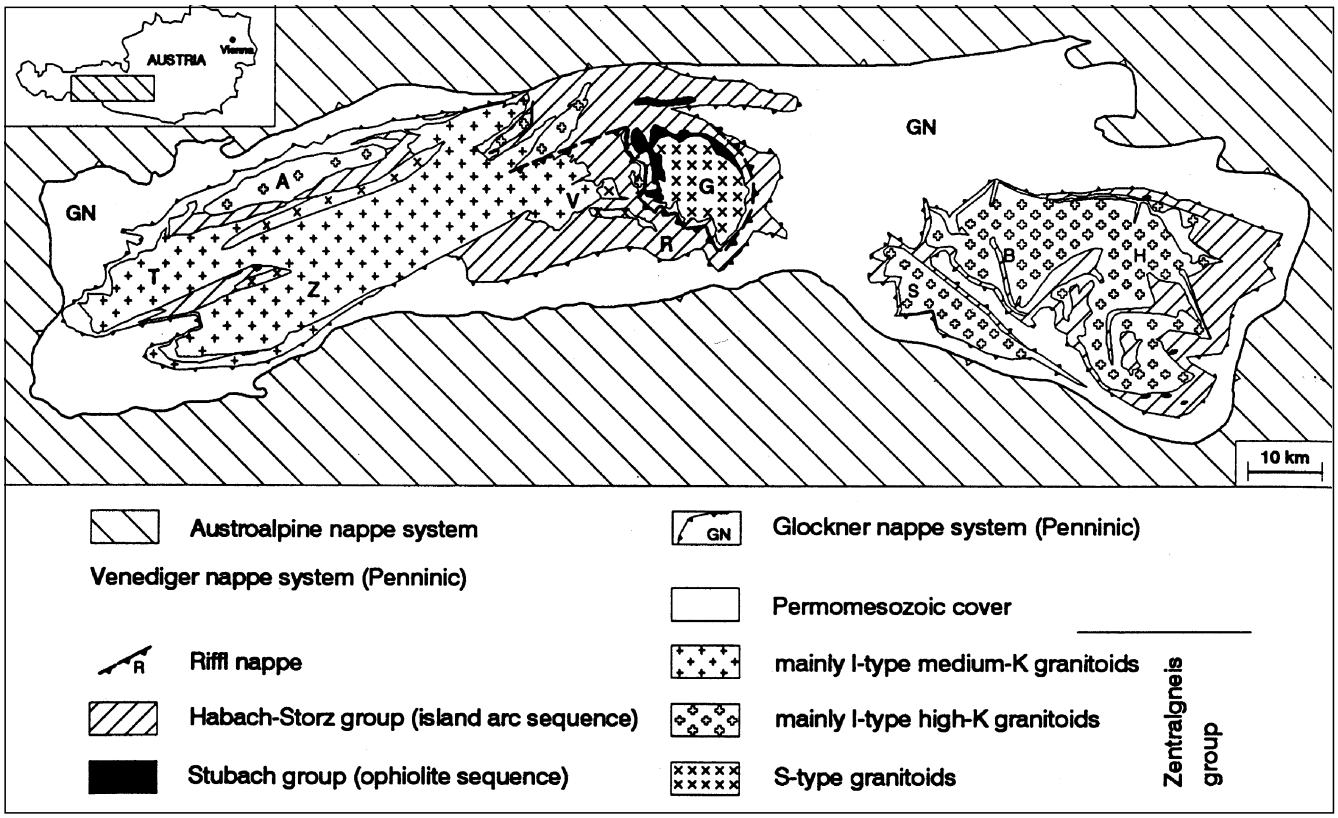


Abb. 71.
Verbreitung der ophiolithischen Stubach-Gruppe; der Habach-Storz-Gruppe (Inselbogensequenz) und der Zentralgneiskerne im Tauernfenster.
A = Ahorn-Kern; T = Tuxer Kern; Z = Zillertaler Kern; V = Venediger-Kern; G = Granatspitz-Kern; B = Bad Gasteiner Kern; H = Hochalm-Kern; GN = Glockner-Decke; R = Riffl-Decke.
Aus FRISCH; W. et al. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Compilation of Rb-Sr whole rock isochrons and U-Pb zircon ages of Zentralgneise (numbers in Ma)					
	Rock Type	Location	Zircon	Rb-Sr whole rock	References
Badgastein – Hochalm Massif	Malta tonalite	4.8 km SSW Hochalmsp., upper Kaponig valley	314 ± 7		Cliff (1981)
	Porphyritic meta-granodiorite	4.2 km SSE Hochalmsp., upper Gößbach valley	313 ± 10		Cliff (1981)
	Porphyritic metagranite	2.5 km NNW Malta	256 + 58, –34		Vavra (1989)
	Metagranites and granodiorites	Area S of Hochalm and Reißeck mountains		273 ± 9	Hawkesworth (1976)
	Metaleucogranite	Between Gößbach and Kaponig valley		252 ± 6	Cliff et al. (1971)
	Metagranites with feldspar megacrysts	Between Badgastein, and Mallnitz		251 ± 11	Lambert (1964)
Granatspitz Massif	Various metagranitoids	Central section		325 ± 33	Cliff (1977)
	Various metagranitoids	Southern section		226 ± 26	Cliff (1977)
	Metagranites	Central section	333 ± 28		von Quadt (unpubl.)
	Metagranitoids	Southern and central section	320 – 330		Cliff (1981)
Riffl nappe	Hochweissenfeld metagranite	S Abretterkopf	308 ± 12		von Quadt (unpubl.)
Tuxer Massif	"Augen- und Flasergneise"	"Sulzbachzungen" and "Habachzunge"		257 ± 16	Jäger et al. (1969)
	"Augen- und Flasergneise"	Stollen beyond Olperer		245 ± 21	Satir (1974)
	Aplites, type Reichenspitz	"Sulzbachzungen" E Reichenspitz Krimmler Ache valley		292 ± 6	Besang et al. (1968)
Zillertal-Venediger Massif	Migmatites and gneisses	8 km W Gr. Löffler		283 ± 28	Satir and Morteani (1982)
Note that the Rb-Sr ages are all calculated with $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$					

Abb. 72.
Zusammenstellung der Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen und U/Pb-Zirkon-Alter der Zentralgneise.
Aus FINGER, F. et al. (1993).

Die I-Typ-Granitoide repräsentieren ca. 80 % aller Zentralgneise. Aufgrund ihres kalkalkalischen geochemischen Charakters werden sie als Bildungen magmatischer Bögen angesehen, deren Intrusion im frühen Oberkarbon erfolgte.

A-Typ-Granitoide

Metadiorite, porphyrische Metaleukogranite und Lamprophyr-Dykes mit hohem K_2O-Gehalt und Konzentration von Nb, U, Th und schweren SE-Elementen werden als postorogene Bildungen eines Intraplattenmilieus angesehen.

– U/Pb oberes Zirkon-Intercept-Alter: südöstliche Hohe Tauern, 256 +58/–32 Ma (VAVRA, G., 1989).

An die fraktionierten I-Typ-Granitoide des Tuxer Kernes sind im Bereich der Alpeiner Scharte E–W-streichende Gänge mit *Molybdänit*-Vererzungen, die sich vor allem auf einen Saum zwischen Gangquarz und Nebengestein konzentrieren, gebunden. Die vorliegenden postintrusiven hydrothermalen Alterationen wurden alpidisch bei ca. 540°C und 7–10 kb überprägt (MELCHER, F. et al., 1996).

Das in Biotitschiefern der Habach-Gruppe liegende *Smaragd*-Vorkommen des Habachtales steht ebenfalls im Zusammenhang mit der Intrusion kalkalkalischer I-Typ-Granite.

Prä-alpidische Metamorphose und Tektonik

Informationen über prä-alpidische Metamorphoseereignisse sind aufgrund der alpidischen Überprägung nur spärlich. U/Pb-Zirkon- und Rb/Sr-Isochronenalter aus Metabasiten der Zentralen Hohen Tauern weisen auf unterordovizische (490 Ma) Metamorphose (V. QUADT, A., 1987). Das variszische Ereignis hatte mit der Anatexis seinen Höhepunkt um 330–310 Ma (PESTAL, G., 1983; V. QUADT, A., 1987; VAVRA, G., 1989). Die Temperaturen dafür werden bis 620°C bei niedrigen Druckverhältnisse kalkuliert. Die Existenz einer variszischen Decken- und Schuppentektonik wird am Beispiel der Riffl-Decke im Granatspitz-Kern diskutiert. Weiters dürfte die domartige Aufwölbung der Batholithe spät-variszisch sein, da diese Strukturen durch die Verteilung von Sedimentations- und Erosionsgebieten bis in den Jura nachgezeichnet werden. In Bereichen mit Intrusionsverbänden kann in den prä-plutonischen Gesteinen mitunter eine variszische Schieferung klar erkannt werden (FRISCH, W. et al., 1993).

3.3.3.3.2. Permomesozoische (alpidische) Entwicklung

Nach der variszischen Orogenese liegt der penninische Bereich in der Trias noch über kontinentaler Kruste in einer im Vergleich zum Ost- und Südalpin näheren Position zum

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

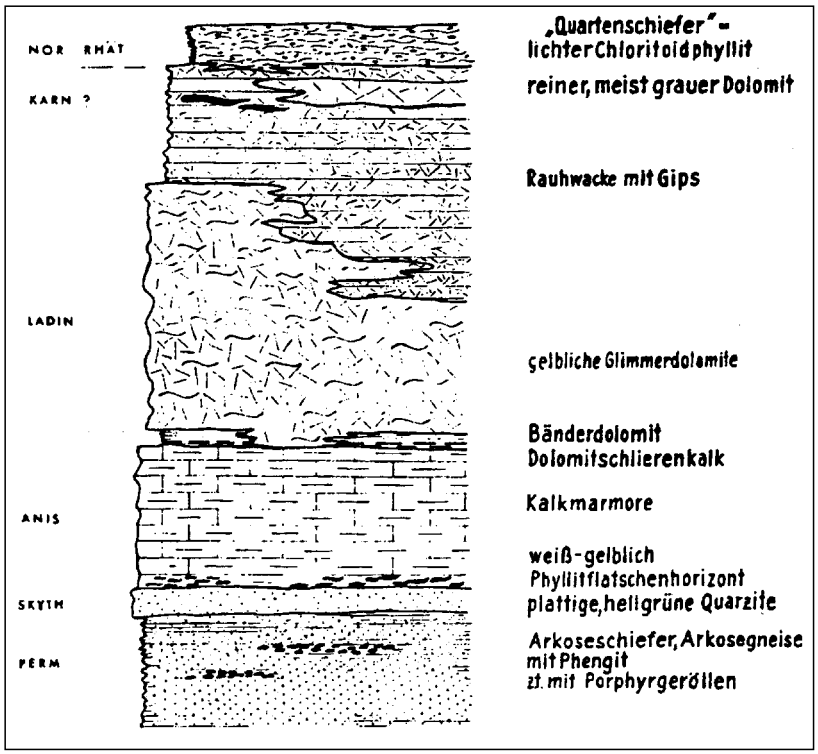


Abb. 73.
Normalprofil der Seidlwinkeltrias.
Nach FRASL, G. & FRANK, W. (1966).

helvetischen (europäischen) Raum. Daraus erklären sich auch Anklänge zur germanischen Triasentwicklung. Ab dem Lias setzt über ausdünnender Kruste die Öffnung des südpenninischen Ozeans ein, wodurch das Ostalpin als Terrane vom europäischen Kontinent abgetrennt wird. Ab dem oberen Jura öffnet sich in einer Europa noch näheren, nordpenninischen Position eine weitere schmale ozeanische Zone, die den mittelpenninischen Anteil als Mikrokontinent oder Terrane (Tauern-Terrane) von Europa abspaltet (FRISCH, W., 1979, 1981; FRISCH, W. & LOESCHKE, J., 1993).

Die permotriadische Schichtentwicklung ist in Abb. 73 dargestellt. An der Basis wird der ca. 300 m mächtige permoskythische Anteil als Wustkogel-Formation, der höhere karbonatische Anteil (300–400 m) als Seidlwinkeltrias zusammengefaßt.

Über dem Zentralgneis ist die permotriadische Entwicklung fehlend oder nur geringmächtig und aufgrund ihrer nördlichen, dem helvetischen Raum näheren Position vor allem in der Obertrias (Keuperentwicklung) stärker klastisch beeinflußt. Einige *Gips-Vorkommen* östlich des Iseltales passen gut in diese Faziesentwicklung. Nach teilweise lückenhafter Entwicklung lagert sich im Malm die karbonatische Hochstegen-Formation ab, die in der Unterkreide von der mehrere hundert Meter mächtigen Kaserer-Formation (Kalk-, Schwarz-, Chlorit-/Serizitphyllite, Metaarkosen, Quarzite, Dolomitbreccien) überlagert wird. Gehäuft im südlichen Rauristal in permomesozoischen Metaklastiten der Wustkogel-Serie auftretende schichtkonkordante *U-Mineralisationen* ([Kupfer-]Uranerzbezirk Tauernfenster/Rauris) werden als alpidisch mobilisiert und angereichert angesehen. In einem Fall liegen sie auch in dunklen Phylliten der oberen Habach-Gruppe.

Jurassisch–unterkretazisches Alter hat die Bündnerschiefer-Gruppe, die als Bildung des sich öffnenden südpenninischen Ozeans angesehen wird. Sie differenzierte sich von N nach S in die Brennkogel-, Glockner- und Fuscher-Fazies (Abb. 74; FRASL, G. & FRANK, W., 1966).

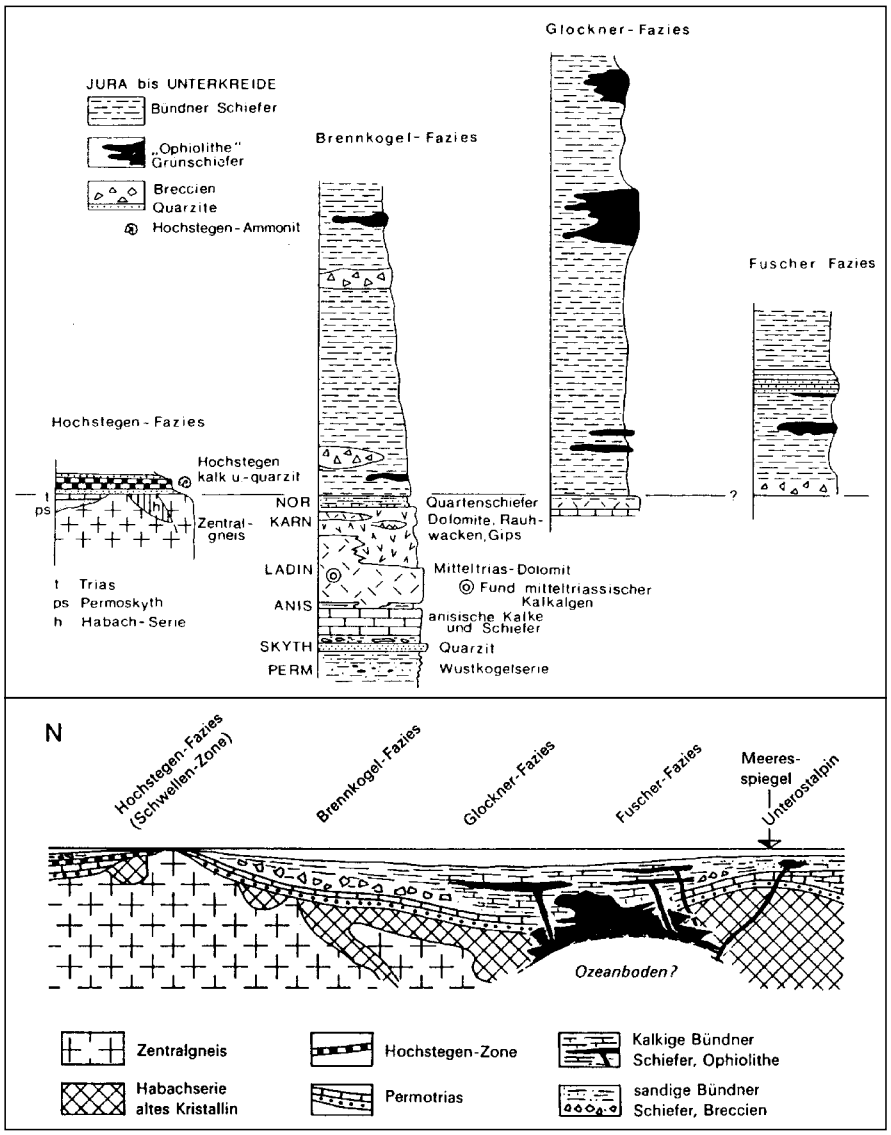


Abb. 74.
Schichtentwicklung und Faziesdifferenzierung im Permomesozoikum der Hohen Tauern.
Nach BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976), in Anlehnung an FRASL, G. & FRANK, W. (1966).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

	Lower Engadin Window (Arosa zone, Idalp)	Tauern Window	Rechnitz Window group	Reckner complex
Ophiolite type	high-Ti	high-Ti	high-Ti	high-Ti
Environment	MOR	MOR	MOR	
mantle composition	depleted	depleted, slightly variable	depleted, slightly variable	sligthly enriched
degree of melting	~ 10%	~ 10-15%	~ 10-15%	
MORB-type	N	N	N	
spreading rate	small	small	small	
Stratigraphy				
radiolarites	+	not clear	+	very common
tuffs/tuffites	+	+	+	?
hyaloclastites	+	+	+?	---
breccias	---	?	---	---
pillow lavas	+ (common)	+?	?	---
massive lavas flows	+	+?	+?	---
dikes within the gabbros	+	?	?	---
plagiogranites	---	---	+	---
ferrogabbros	very rare	rare	very common	---
cpx-plag-gabbros	+	+	+	very rare
ultramafic cumulates	?	+	+	+
rodingites	+	+	+	---
ophicarbonates	---	rare	+	very common
ultramafics	harzburgite	harzburgite	harzburgite	dominant lherzolite
Further Information				
transform-faults	?	?	+	+
non-ophiolitic volcanic activity	---	wide spread	+	---
oceanic metamorphism	poorly	overprinted by regional metamorphism	strong influence	strong influence
sedimentation rate	high	high	high	?
size of the oceanic basin	narrow	narrow	narrow	?
Alpidic metamorphism				
a) high pressure event	pumpellyite-actinolite-facies	eclogite/blueschist-facies	pumpellyite-actinolite-facies	blueschist-facies
b) young Alpine metamorphism	low T greenschist-facies	greenschist-/amphibolite-facies	greenschist-facies	greenschist-facies

Abb. 75.
Charakteristik ophiolithischer Gesteine in verschiedenen Ophiolithkomplexen der Ostalpen.
Aus KOLLER, F. & HÖCK, V. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

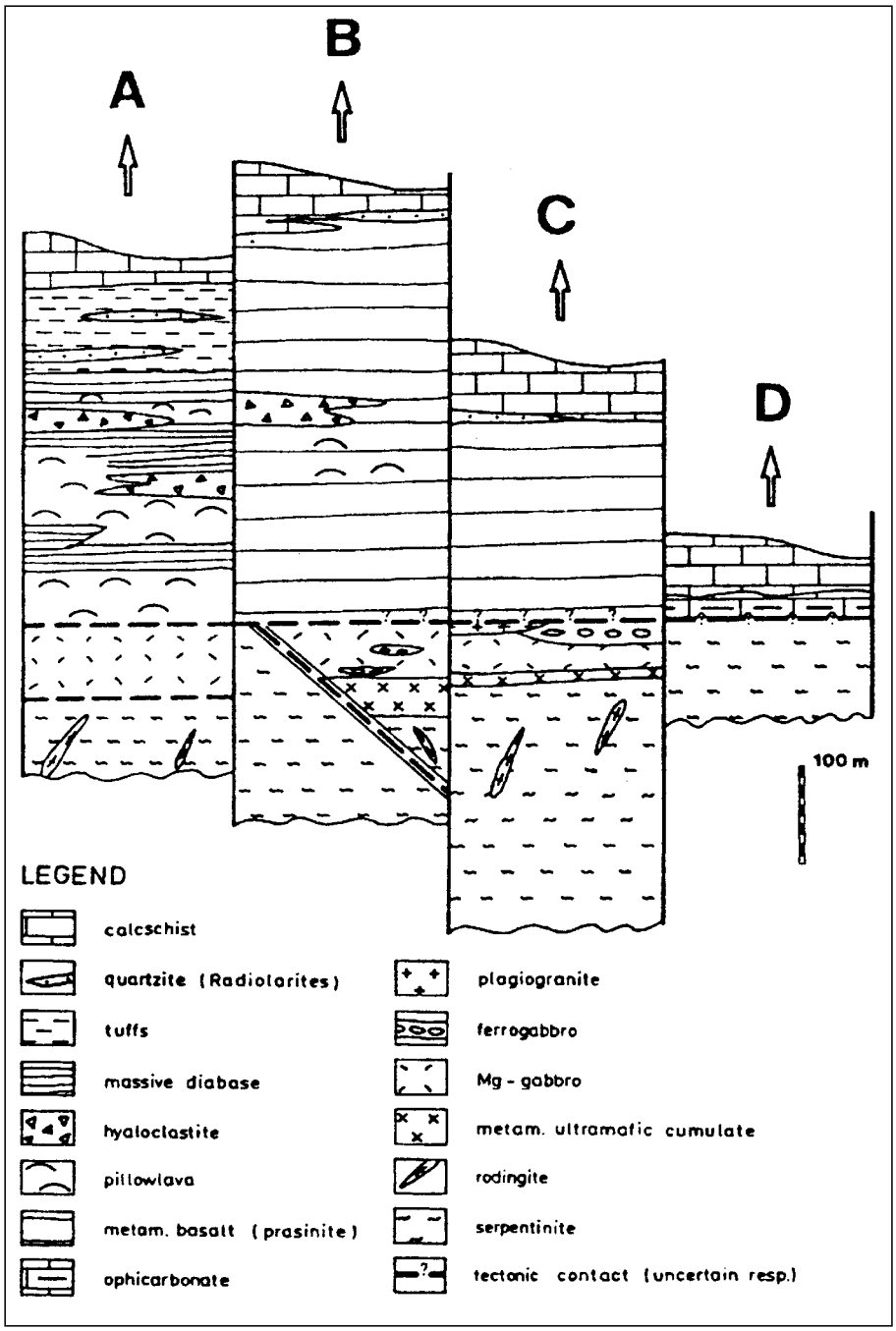


Abb. 76.
Idealisierte Säulenprofile durch verschiedene Ophiolithkomplexe der Ostalpen.
A = Engadiner Fenster (Idalp), B = Tauernfenster, C = Rechnitzer Fenster, D = Rechnitzer Fenster (Glashütten) und Tarntaler Alpen (Reckner).
Aus KOLLER, F. & HÖCK, V. (1992).

Darüber kommt es mit dem Tauernflysch wieder zu einer Vereinheitlichung des Faziesraumes und vermutlich in der Oberkreide durch die Schließung des südpenninischen Ozeans zur Beendigung der Sedimentation.

Lithologisch setzt sich die Bündnerschiefer-Gruppe aus Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern, kalkfreien Phylliten, (Karbonat)Quarziten, Grünschiefern und Prasiniten zusammen. Die Faziesdifferenzierung der Bündnerschiefer reflektiert dabei unterschiedlich magmatisch beeinflußte Bereiche des südpenninischen Ozeans bis zur Ausbildung ophiolithischer Sequenzen (Abb. 75, 76). In der ursprünglich nördlichen, randlichen Brennkogelfazies finden sich nur wenige, nicht ophiolithische Grünschiefereinschaltungen. Metaophiolithe (MOR-Basalte, Serpentinite, Gabbros) und Metabasite mit geochemischer Intraplattensignatur wurden dagegen in den Bereichen der Glockner- und Fuscher Fazies gebildet (HÖCK, V., 1983; HÖCK, V. & MILLER, Ch.1987; KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992).

Im Bereich des Großarl- und Virgentales (Kieserzbezirke Bündnerschiefer Großarltal/Virgental) sind an vulkanogen beeinflußte Bereiche der Glockner-Fazies zahlreiche schichtgebundene, vielfach stratiforme und teilweise Derberz führende

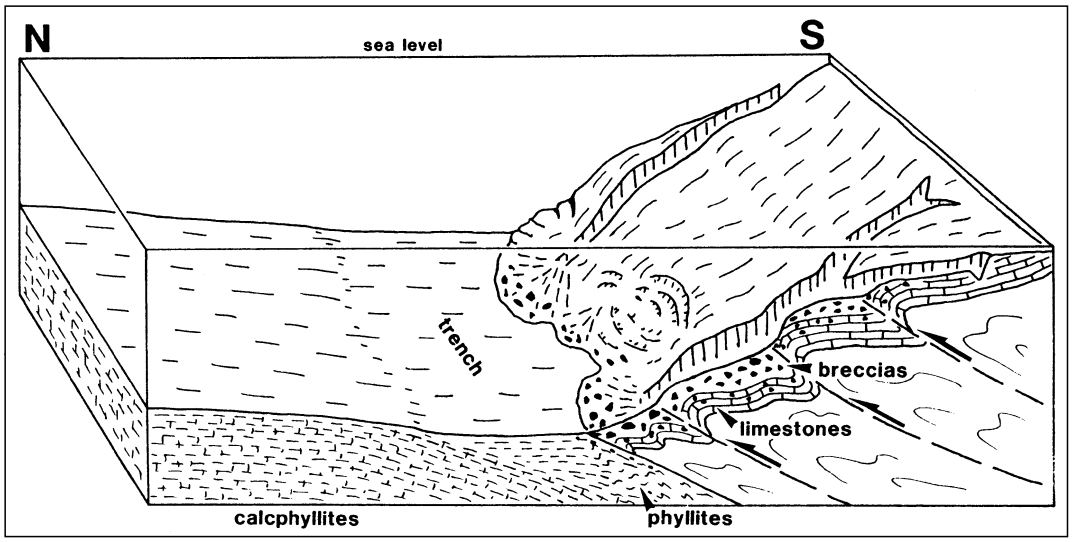


Abb. 77.
Entwicklung der Matreier Zone als Akkretionskeil am N-Rand des Ostalpins.
Aus FRISCH, W. et al. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

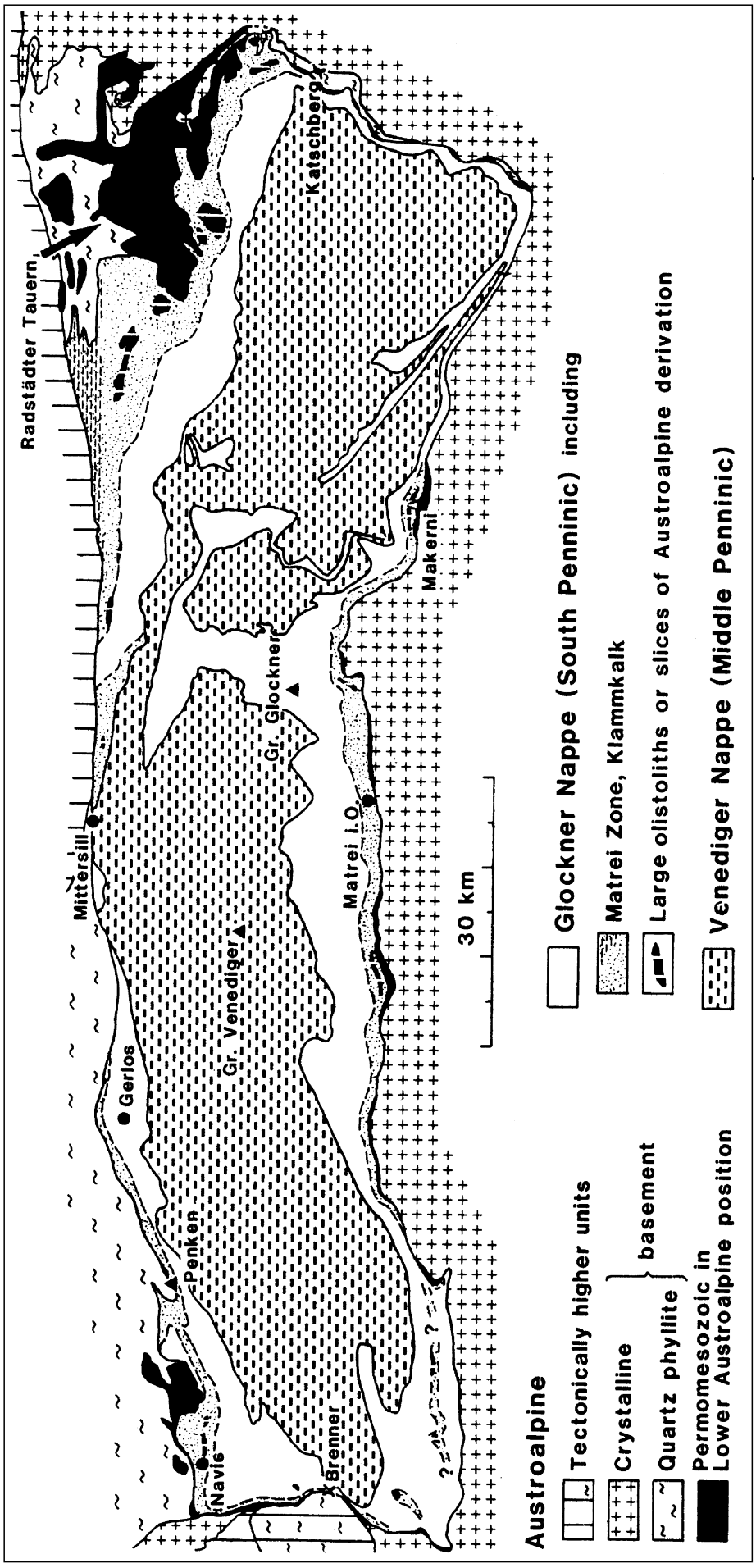


Abb. 78.
Die Matreier Zone als Teil der Glockner Decke.
Aus FRISCH, W. et al. (1977).

Buntmetall-(Chalkopyrit, Pyrit, Magnetit mit Spuren von Galenit, Sphalerit, Arsenopyrit) VMS- (volcanogenic massif sulfides) Kleinlagerstätten gebunden. Im Großarltal sind Serpentinitlinsen und feinlaminierte, vererzte Grünschiefer (Metatuffite) in ozeanische Metasedimente (Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite) eingeschaltet. Im Virgental sind die Vererzungen an Prasinite (tholeiitische Metabasalte) gebunden.

Ab der mittleren Kreide setzt eine gegen das Ostalpin gerichtete Subduktion ein, der noch in der Oberkreide eine Kollision des ostalpinen und mittelpenninischen Mikrokontinents folgt. In der Tiefenrinne vor dem Ostalpin bildet sich ein Akkretionskeil, dessen Gesteine heute in der Matreier Zone und der Nordrahmenzone enthalten sind. Gesteinsmäßig ist diese Zone durch Flyschsedimente, Breccien und Olistolithe ostalpiner Provenienz ausgezeichnet (Abb. 77; FRISCH, W. et al., 1987).

Lithologisch wird die Matreier Zone als eine mannigfaltige Folge verschiedener Phyllite, Serizitquarzite, Kalkglimmerschiefer, Dolomite, Marmore, Dolomitbreccien, Tonschiefer, Serpentinite und Prasinite charakterisiert (CORNELIUS, H.P. & CLAR, E., 1939). Mit ihren Äqivalenten im NW und NE (Richbergkogel-Serie, Fuscher Schieferhülle, Nordrahmenzone) umschließt sie nahezu als geschlossener Ring das gesamte Tauernfenster.

Die Subduktion und nachfolgende Kontinent-Kontinent-Kollision von Mittelpennin und Ostalpin führte zu großräumigen NW-vergenten Deckenbewegungen und Überschiebung südpennischer Elemente (Glockner-Decke) über das mittelpenninische Stockwerk (Venediger-Decke). Höchste Position

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

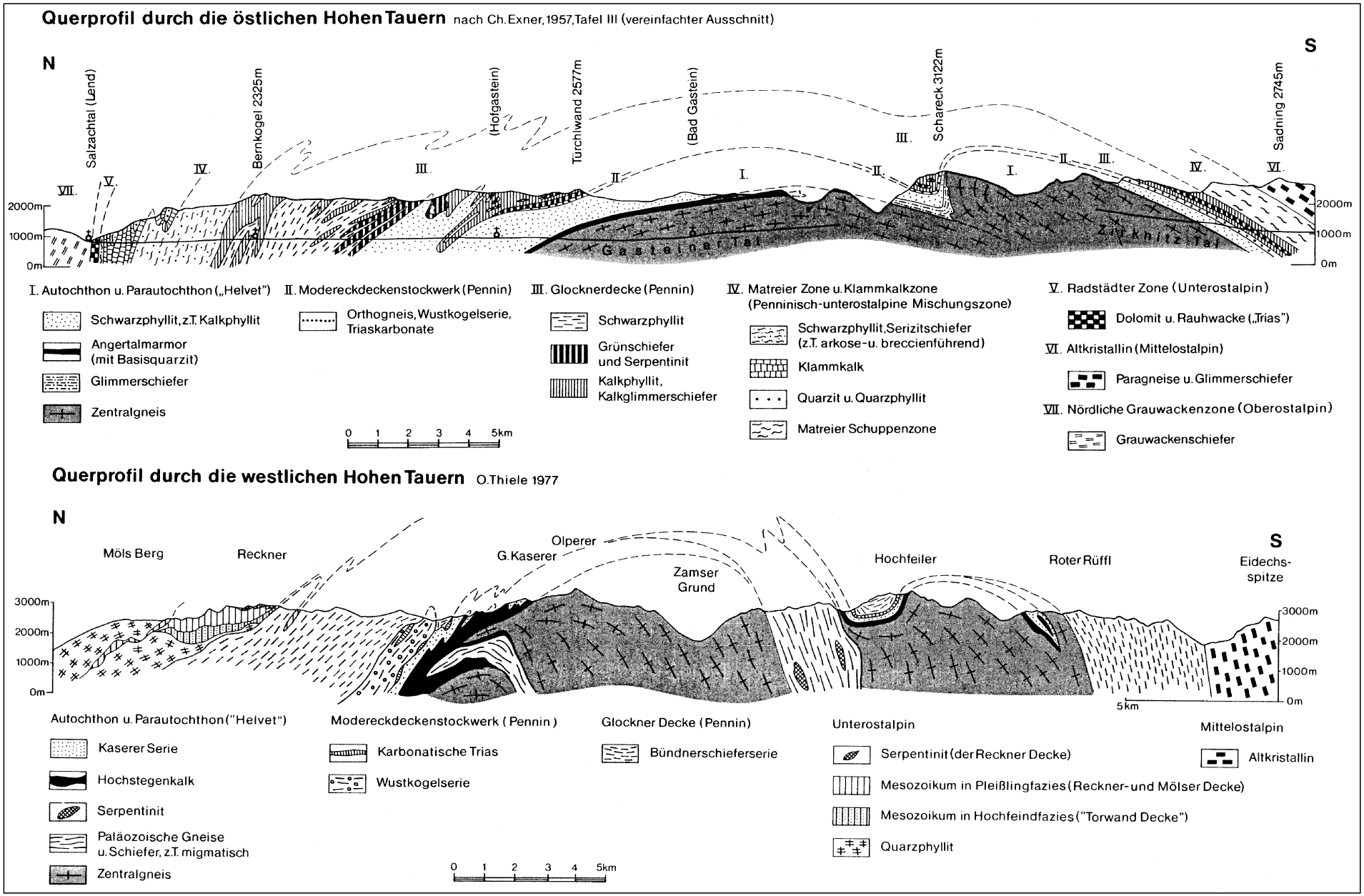


Abb. 79.
Geologische Profile durch das östliche (oben) und westliche (unten) Tauernfenster.
Nach THIELE, O. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in der Glockner-Decke haben die in der Tiefenrinne und im Akkretionskeil vor dem ostalpinen Terrane gebildeten Gesteinseinheiten, die heute in der Matreier Zone am S-Rand und im N in der Nordrahmen- und Klammkalkzone erhalten sind (Abb. 69, 78). Das letzte Stadium ist die Überschiebung des bereits gestapelten Ostalpins über das Penninikum (STAUB, R., 1924; FRANK, W., 1965; FRISCH, W., 1976).

Das mehrphasige alpidische Metamorphosegeschehen steht in engem Zusammenhang mit den plattentektonischen Prozessen. Intrakretazisch erfolgt zunächst im Subduktionsstadium eine Eklogit-Metamorphose (20 kb, 550–600°C), der in ursprünglich weiter südlicher Position ein Blauschiefereereignis mit Glaukophan- und Lawsonitbildung (7–9 kb, 450°C) nachfolgt. Das jüngste Metamorphoseereignis (= Tauernkristallisation SANDER, B., 1921) hat seinen Höhepunkt zwischen 40 und 35 Ma. Diese liegt im Bereich der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies (4–6 kb, 400–550°C). Sie betraf die zentralen Anteile stärker als die Randbereiche und stand ursächlich mit der bei der Kontinent-Kontinent-Kollision erfolgten Deckenstapelung in Zusammenhang (FRANK, W. et al., 1987).

Die Richtung der Deckenbewegungen erfolgte in westliche bis westnordwestliche Richtung. Isostatische Ausgleichsbewegungen führen ab der Oberkreide zur Heraushebung vor allem der durch die Zentralgneise dominierten Bereiche. Dies leitet bei anhaltender Einengung E-gerichtete Abgleitbewegungen, die durch Extension gekennzeichnete laterale Extrusion und das „Escape“ der östlichen zentralen Ostalpen ein (GENSER, J. & NEUBAUER, F., 1990; RATSCHBACHER, L. et al., 1991a,b). Die Hebungsraten für die Zentralgneisareale wurde für das Miozän mit bis zu 3,5 mm/a quantifiziert (BLANCKENBURG, F. v. et al., 1989).

Im Zusammenhang mit hydrothermalen Prozessen bei der abklingenden Metamorphose steht im Nahbereich von Störungszonen die Bildung von *Talk* und *Asbest* (Talk-Asbestbezirk Tauernschieferhülle und Matreier Schuppenzone). Diese Mineralbildungen treten in Form von Lagern, Linsen und Klüften meist in ophiolithischen Serpentinitlinsen an zahlreichen Lokalitäten innerhalb der Matreier Zone und Glockner Decke auf. Daneben ist Talk örtlich auch an Karbonatgesteine gebunden.

Goldvererzungen der Hohen Tauern

Nach der Scheelitlagerstätte des Felbertales zählen die Goldvererzungen der Hohen Tauern sicherlich zu den interessantesten Vererzungen. Sie liegen in verschiedenen Lithologien und sind meist durch junge alpidische Störungszonen kontrolliert (Tauerngoldgänge):

In basischen und ultrabasischen Gesteinen der Glockner-Decke

Im Goldvorkommen des Brennkogel-Ostabhanges durchschlagen NNW-streichende Störungen und Klüfte mesozoische Quarzite und eingelagerte Serpentinitkörper. Quarz-Dolomitgänge sind ausschließlich im Bereich der Serpentinite Freigold- und Ni-Erz führend. In der Lagerstätte des Waschganges (E Döllach/Mölltal) werden syngenetische Kieslager in Prasiniten von Störungszonen angeschnitten. Nur an diese sind kleindimensionierte Chalkopyrit-Erzlinsen mit hohen Au-Gehalten als Ereignis jüngerer (metamorphogener) Mobilisationen und Rekristallisation gebunden.

Im Golderzbezirk Hirzbach – Schiedalpe – Kloben sind N–S-streichende Quarz-/Karbonatgänge Träger edelmetallführender Vererzungen. Sie durchschlagen ozeanische Metasedimente, in denen Metabasite mit MORB- und Intraplattenchemismus vorliegen. In der zweiphasigen Erzparagenese ist Au an die ältere Pyrit-/Arsenopyrit-Paragenese gebunden. Ihr folgt eine Ag-reiche Buntmetallparagenese.

In mittelpenninischen Metasedimenten

Im Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden – Schurfspitze sind As-Au-Ag-Lagerstätten an permomesozoische Dolomite und Marmore der Silbereckserie gebunden. Mit darunterliegenden prä-permischen Gesteinen der Venediger Decke bestehen örtlich Transgressionsverbände. Die Hauptdeformation und Metamorphose im Bereich der Amphibolitfazies (bei 5 kb und >540°C) ist alpidisch.

Die Vererzungen sind durch alpidische Strukturen (Faltenkerne, Scher- und Zerrklüfte, Abschiebungen) kontrolliert bzw. als metasomatische Verdrängungserze an die Marmore gebunden. Die mehrphasige Mineralsukzession setzt nach dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose bei Temperaturen von 370°C ein und reicht bis in durch Tieftemperatur-Chalkopyrit bestimmte Bereiche.

In der Habach/Storzserie

Der Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden – Oberdorf ist von Muhr über den Katschberg bis nördlich von Spittal/Drau zu verfolgen. Die Au/W-Vererzungen sind an die Kareck- und Storz-Formation gebunden, die Bestandteil der prä-permischen, metamorphen, vulkano/sedimentären Inselbogenentwicklung innerhalb der Habach-Gruppe darstellen. Im Bereich der Typuslokalität (Schellgaden) treten die Vererzungen konkordant in z.T. feingebänderten, mylonitischen Quarz-/Quarzitgesteinen und in Form diskordanter Quarzgänge auf, die an Abschiebungen gebunden sind. Zumindest die feingebänderten Vererzungen zeigen eine isoklinale Verfaltung. In diesem Zusammenhang sind prä-mesozoische Blei-Modellalter für ein lagerstättengenetisches Modell von Bedeutung. Gold findet sich in den konkordanten Vererzungen als Freigold mit variablem Chemismus, Telluriden und ? refraktär in Pyrit. Dazu treten Galenit, Chalkopyrit und lokal Sphalerit und Scheelit (Hangendlager Stüblbau).

Tauerngoldgänge

Die klassischen Tauerngoldgänge im Raum Rauris – Gastein (Golderzbezirk Rauris – Gastein) setzen innerhalb der Venediger-Decke im Zentralgneis auf und schlagen bis in auflagernde permomesozoische, teilweise karbonatführende Metasedimente durch. Ebenfalls zu dieser Vererzungsgruppe werden freigoldreiche Vererzungen des oberen Wurtentales gestellt, die in Amphiboliten der Habach-Gruppe liegen. Äquivalente der o.g. Tauerngoldgänge sind auch die Au-führenden Arsenopyrit-Vererzungen im Bereich des Maltatales (Golderzbezirk Pölla- und Maltatal).

Die Tauerngoldgänge sind an NNE-streichende Sprödstrukturen gebunden, die kinematisch eventuell mit dem dextralen Versatz entlang der tertiären Mölltalstörung im Zusammenhang stehen. K/Ar-Datierungen mit 27 Ma aus Seriziten der Gangalteration weisen auf eine jungalpidische Anlage hin.

Die Edelmetallträger sind gediegenes Gold bzw. Au-Ag-Legierungen und Ag-Sulfosalze, die im sogenannten Glaserz in besonders hohen Gehalten auftreten. Bi-, Te- und Co-hältige Phasen sind wichtige Anzeiger einer Goldmineralisation. Die Vererzungsbilder deuten auf Erzabsatz in offenstehenden Klüften, in denen in primär höheren Teufenbereichen (bei 190–230°C) Ag-reiche Pb-Sb-Para-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genesen und in größerer Tiefe (310–420°C) Au-betonte Pyrit- und Arsenopyrit-Paragenesen gebildet wurden. Der metamorphogene Vererzungsprozeß fand nach dem Höhepunkt der jungalpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation) statt.

Schon im Zusammenhang mit der tertiären Escape-Tektonik kam es entlang von tiefreichenden Extensions- und Scherstrukturen zur Ausbildung hydrothermaler Konvektionszellen, an denen meteorische Wässer und metamorphe Fluide mit Lösung der vererzungsrelevanten Metalle aus dem Untergrund nach dem Modell eines „retrograde leaching" beteiligt waren (POHL, W.H., 1992; POHL, W.H. & BELOCKY, R., 1994). Interessant ist, daß die subrezenten, meteorisch alimentierten radioaktiven Thermalwässer von Bad Gastein ebenfalls die charakteristischen Metalle der Tauerngoldgänge führen.

3.3.3.4. Rechnitzer Fenstergruppe

Am Alpenostrand treten in der s.g. „Rechnitzer Schieferinsel" unter unterostalpinen Rahmengesteinen in den tektonischen Fenstern von Eisenberg, Rechnitz, Bernstein, Möltern und einiger kleinerer Vorkommen südpenninische Einheiten zu Tage.

Zum Teil wird dieser Deckenstapel von miozänen Ablagerungen verhüllt. Strukturell gehören diese Vorkommen bereits zur Südburgenländischen Schwelle (Abb. 80, 82).

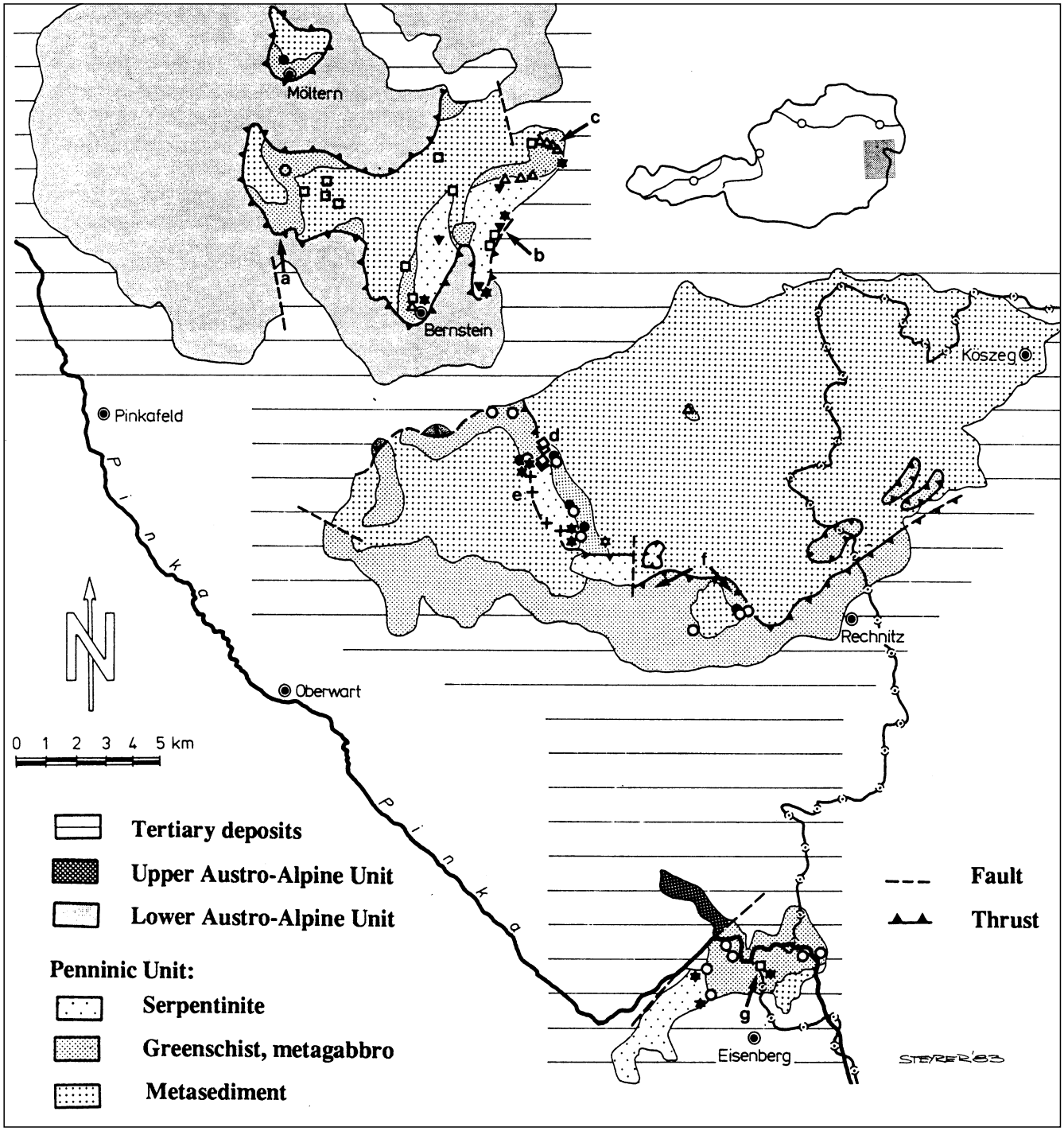


Abb. 80.
Lage der penninischen Fenster am Alpenostrand.
Aus KOLLER, F. & PAHR, A. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A., (1977a); PAHR, A. (1980c); KOLLER, F. & HÖCK, V. (1992).

Die tektonische und altersmäßige Position dieser Gesteinsserien war lange Zeit unklar, bis SCHÖNLAUB, H.P. (1973) für Teilbereiche kretazisches Alter nachwies und damit die Korrelation dieser Gesteine mit der Bündnerschiefer-Gruppe der Hohen Tauern (SCHMIDT, W.J., 1951) untermauerte.

Die in der Rechnitzer Serie zusammengefaßten Gesteine enthalten über 2000 m mächtige Metasedimente (Kalkglimmerschiefer, Quarz- und Graphitphyllite, Grünschiefer, Marmore, Quarzite, Metaradiolarite), in die Fragmente ophiolithischer Komplexe, deren Charakteristika auf Abb. 75 und 76 dargestellt sind, eingeschaltet sind. Bezeichnende Elemente darin sind Serpentinite (z.B. Serpentinit von Bernstein), ultramafische Kumulate, Metagabbros, Metaplagiogranite, Metaferrodiorite, Metabasalte und basische Metatuffe (KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992).

Neben den o.a. Gesteinen finden sich in der Rechnitzer Serie auch verschuppte Reste von Serizitquarziten und Metakarbonaten, die aus Analogiegründen zu den Hohen Tauern als permotriadisch gelten. Bemerkenswert sind weiters konglomeratische Gesteine (mit Kristallin-, Phyllit- und Dolomitkomponenten; Czaker Konglomerat) am E-Rand des Rechnitzer Bergzuges.

Die basischen Gesteine entsprechen N-Typ-MOR-Basalten eines relativ kleinen ozeanischen Beckens mit Transformstörungen und rascher Sedimentation. Bemerkenswert ist auch das Auftreten ophicalcitischer Gesteine, die auf Ophiolithe im Nahbereich von Transformstörungen weisen (KOLLER, F., 1985, 1990; HÖCK, V. & KOLLER, F., 1989; KOLLER, F. & HÖCK, V., 1992).

In der Metamorphosegeschichte sind drei Ereignisse klar erkennbar (KOLLER, F., 1985, 1992):

- Ozeanbodenmetamorphose im Bereich der Ophiolithe (<750°C,≤1 kb),
- eine kretazische, subduktionsbezogene hp/lt-Metamorphose (Pumpellyit-Aktinolithfazies) bei Versenkungstiefen von 25–30 km (330–370°C, 6–8 kb),
- und nach einer raschen Heraushebung eine tertiäre (K/Ar-Glimmeralter 19–22 Ma) Metamorphose im Bereich der Grünschieferfazies (390–430°C, ≤3 kb), die bei einer Versenkung von ca. 10 km alle Gesteine betrifft.

Die letzte Phase der Hebungsgeschichte und Abkühlung auf 200°C ist durch Zirkonspaltspuren-Alter zwischen 15 und 20 Ma und Abkühlungsraten von 10°C/Ma belegt (Abb. 81; DUNKL, I., 1992).

Cu-führende Kiesvererzungen treten in Grünschiefern (Metatuffiten) der Rechnitzer Serie in stoffkonkordanten Linsen und Lagen vor allem im Nahbereich zu Serpentinitkörpern auf (Kieserzbezirk Bernstein). An die Serpentinitgesteine selbst ist kurzfaseriger *Asbest* an Klüfte und Scherzonen gebunden (Asbest-Talkbezirk Rechnitz). Bedeutend sind die *Stibnit-Vererzungen* um Schlaining (Antimonbezirk Schlaining). Innerhalb der Rechnitzer Serie treten hier über den Serpentiniten der Plischa Phyllite, Karbonatphyllite, Kalke und Grünschiefer auf. Die Vererzungen (Stibnit mit geringen Anteilen von Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit, Galenit, Spuren von Au und Hg) sind niveaubeständig an die 60–80 m mächtigen, karbo-

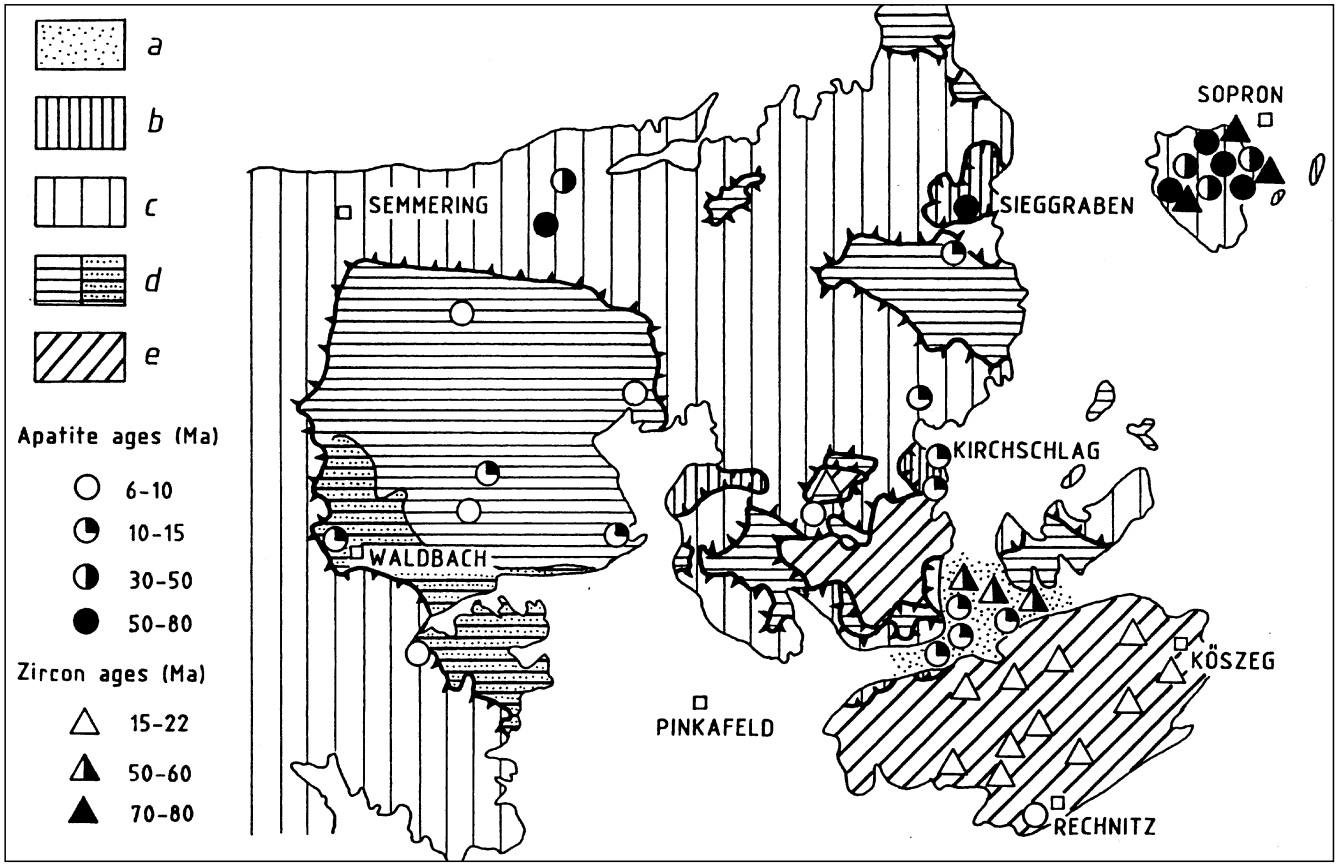


Abb. 81.
Verbreitung von Spaltspurenaltern am Alpenostrand (DUNKL, I., 1992).
a = Neogene Sedimente; b = Sieggraben-Einheit (Mittelostalpin); Unterostalpin: c = Grobgneis-Einheit, d = Wechsel/Waldbach-Einheit; e = Penninische Einheiten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

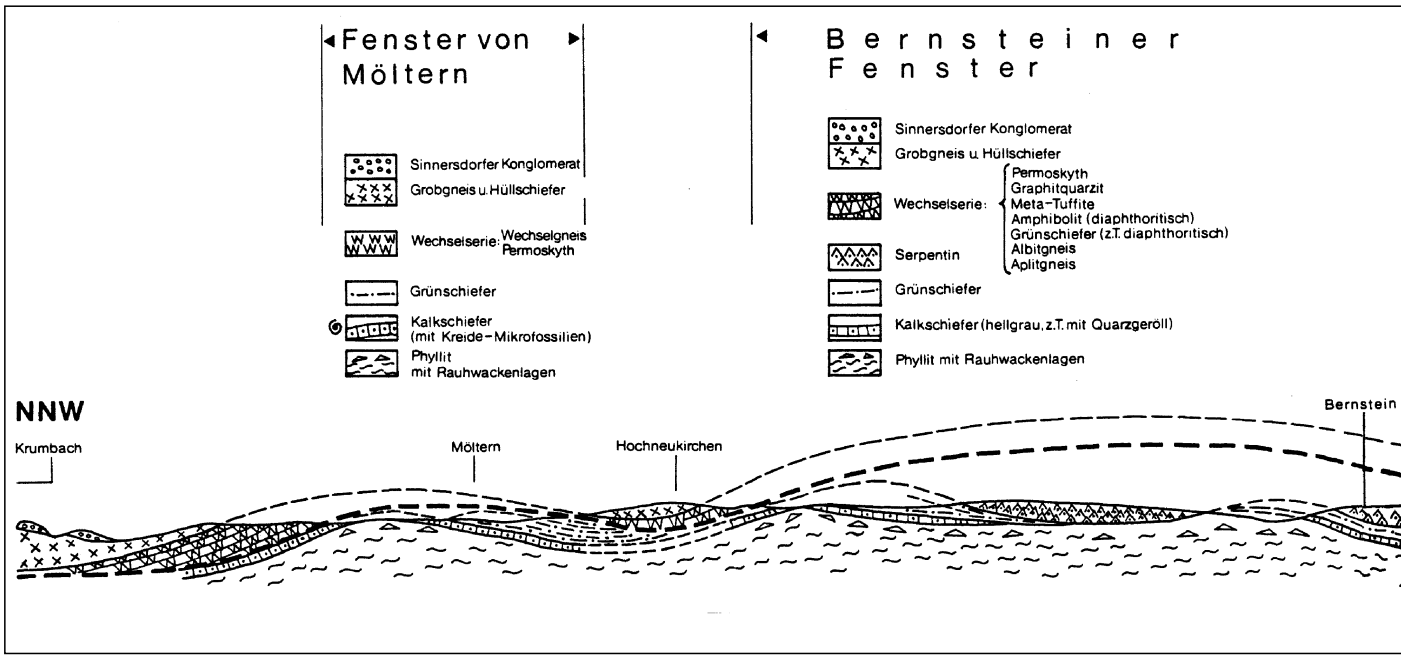


Abb. 82.
Vereinfachtes Profil durch die penninischen Fenster von Möltern, Bernstein und Rechnitz.
Nach PAHR, A. (1977) aus PAHR, A. (1980c).

natischen Schichtglieder unter den Grünschiefern gebunden und auf mindestens fünf grob E–W-streichende steile Kluftsysteme (Gangspalten) konzentriert. Daneben sind aber auch lager- und imprägnationsartige Vererzungen zu beobachten. Die genetischen Vorstellungen reichen aufgrund der Vererzungsbilder von sedimentärer Anlage bis zu jungtertiären epigenetischen Gangmineralisationen mit Aktivierung des Fluidsystems durch einen hypothetischen andesitischen Subvulkan (BELOCKY, R. et al., 1990).

3.4. Ostalpine Einheiten (Ostalpin)

Das wesentliche tektonische Element der Ostalpen ist der ostalpine Deckenkomplex (Ostalpin). An der Nordfront der Ostalpen ist er der Flysch- und Helvetischen Zone aufgeschoben, innerhalb der Zentralalpen bilden penninische Einheiten, die in Fenstern zu Tage treten, die tektonische Unterlage (Abb. 9).

Konventionell wird das Ostalpin in drei, aus weiteren tektonischen Einheiten zusammengesetzte Großdeckensysteme (Unterostalpin, „Mittelostalpin“, Oberostalpin), gegliedert (Abb. 20, 22; TOLLMANN, A., 1977a).

Das stark imbrikierte Unterostalpin ist in mehrere, teilweise invers gelagerte Interndecken unterteilt, das mächtige „Mittelostalpin“ besteht meist aus polymetamorphem Grundgebirge („Altkristallin“). Das Oberostalpin mit niedrigst- bis geringgradig metamorphem Paläozoikum und mächtigem Mesozoikum tritt in der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen im N des „Mittelostalpins“ sowie dem Grazer Paläozoikum, der Gurktaler Decke und dem Drauzug im S des Alpenhauptkammes auf.

Eine Alternativgliederung, die auf der alpidischen tektonothermischen Entwicklung beruht, wurde von FRANK, W. (1987) vorgelegt (Abb. 21). Darin erscheint das Mittelostalpin stark reduziert, da weite Bereiche desselben (Silvretta, Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen, südlich des Tauernfensters, Niedere Tauern, Sau-, Koralpe) dem südlichen Oberostalpin zugeordnet werden.

Der Begriff „Altkristallin“ war die klassische Bezeichnung für mittelgradig metamorphe ostalpine Grundgebirgseinheiten, deren Hauptmetamorphose als prä-alpidisch angesehen wurde. Mit Zunahme geochronologischer Daten zeigte sich aber, daß in vielen Bereichen des „Altkristallins“ die alpidische Metamorphose die variszische in Stärke bei weitem übertreffen kann. Bei der weiteren Verwendung des Begriffs „Altkristallin“ als Synonym für „Ostalpines Kristallin“ muß daher beachtet werden, daß es sich dabei um prä-permomesozoische, meist polymetamorphe Gesteinseinheiten handelt, deren mittelgradige metamorphe Prägung z.T. auch während der alpidischen Orogenese angelegt wurde.

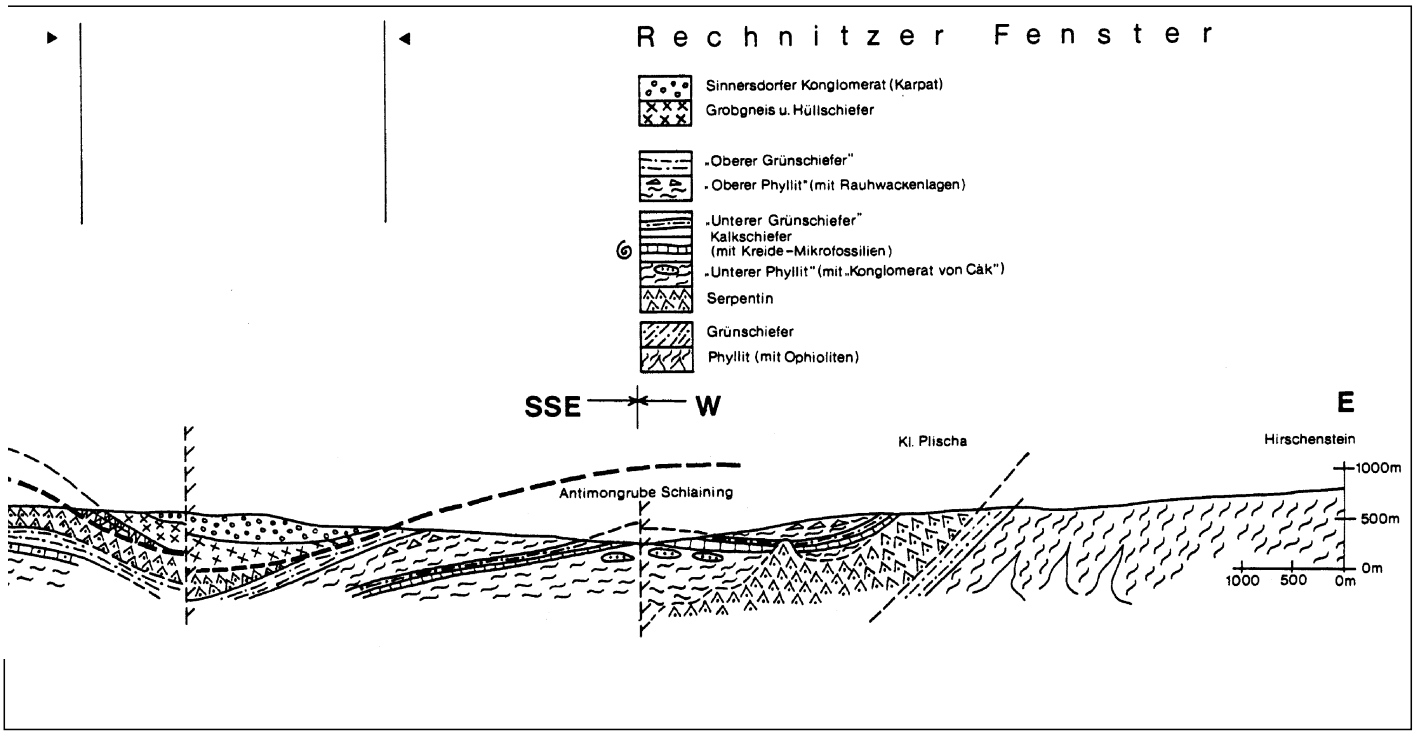
Entwicklungsgeschichtlich ist im Ostalpin ein prä-permomesozoisches (prä-alpidisches) von einem mesozoisch–tertiären (alpidischen) Stockwerk abzutrennen. Zwischen beiden bestand über permokarbonen, spät- bis post-variszischen Klastika ein primärer winkeldiskordanter Verband.

Mesozoika, die über heute dem Unterostalpin und „Mittelostalpin“ zugeordnetem Grundgebirge abgelagert wurden, werden unabhängig von ihrer primären Unterlage als zentralalpines Mesozoikum zusammengefaßt. Dieses ist tektonisch stark reduziert und war seit jeher wesentlich für die weitere tektonische Untergliederung des Ostalpins. Seine im Vergleich zum Mesozoikum des Oberostalpins tiefere tektonische Position bedingt eine grünschieferfazielle Überprägung.

Prä-permomesozoische Grundgebirgseinheiten
(mit unterschiedlicher variszischer und alpiner metamorpher Überprägung):

- Unterostalpin
  Tauernrahmen (Tuxer Alpen, Schladminger/Radstädter Tauern, Katschbergzone)
  Wechsel
  Raabalpen.
- „Mittelostalpin“
  Silvretta, Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen, Deferegger Alpen, Schober-, Kreuzeckgruppe, Radentheiner Berge, Niedere Tauern, Saualpe, Koralpe, Stubalpe,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Gleinalpe, Rennfeld, Troiseck-Floning-Zug, Sieggrabener Deckschollen.

- ❍ Oberostalpin
  Grauwackenzone
  Grazer Paläozoikum
  Gurktaler Deckenkomplex,
  Steinacher Decke
  Gailtalkristallin/-Paläozoikum.
- ❍ Ostalpine Quarzphyllitzonen unterschiedlicher tektonischer Position

Permomesozoikum
(in zentralalpiner und oberostalpiner Position):

- ❍ Unterostalpin
  Tauernrahmen (Tuxer Alpen, Radstädter/Schladminger Tauern, Katschbergzone)
  Semmering/Wechsel-System
- ❍ „Mittelostalpin"
  Subsilvrettide Schollen (Silvretta)
  Brennermesozoikum (Kalkkögel, Serles, Tribulaun)
  Nockberge (Stangalm – Flattnitz)
  Zentralalpine Trias bei Rosegg/Drautal
  Rannach-Serie des Palten/Liesingtales und des Gleinalpen-N-Randes
  Thörler Zug, Tattermann-Schuppe.
- ❍ Oberostalpin
  Nördliche Kalkalpen
  Drauzug
  Permomesozoikum der Gurktaler Decke (Griffener/Ebersteiner Trias)
  Blaser Decke des Brenner-Mesozoikums
  Kainacher Gosau
  Örtlich setzen sich die Schichtfolgen bis ins Alttertiär fort.

3.4.1. Prä-alpidische Entwicklung

Die Terrane-Analyse zeigt die geodynamischen Zusammenhänge ostalpiner Grundgebirgseinheiten auf (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; NEUBAUER, F. et al., 1997). Danach war die Pannonische Einheit (Raabalpen- und Wechselkristallin, Basis der Veitscher Decke) im N Bestandteil einer größeren Platte, der auch das Französische Zentralmassiv und die Moldanubische Zone angehörten. Dieser Bereich war vom Norischen Composite Terrane im S während des Altpaläozoikums durch einen Ozean getrennt, aus dem Terranes am nördlichen Kontinentalrand angeschweißt wurden. Das Koriden-Terrane repräsentiert hochmetamorphe Sedimente eines Trenchkomplexes, das Plankogel-Terrane eine Melange ozeanischer Sediment- und Krustengesteine (Abb. 83, 84).

Dem Norischen Composite Terrane gehört ein Großteil des „mittelostalpinen" Altkristallins, der ostalpinen Phyllitzone des klassischen Oberostalpins und des südalpinen, fossilführenden Paläozoikums an. Als Composite Terrane enthält es unter den ordovizisch–unterkarbonen (Meta)Sedimenten mit dem Keltischen (magmatische Bögen) und Speik-Terrane (Ophiolithfragmente) ältere Grundgebirgseinheiten, die bei einer frühpaläozoischen (cadomischen) Orogenese an Gondwana angegliedert wurden.

Im Laufe des Paläozoikums löste sich das Norische Terrane von Afrika, driftete nach N und kollidierte bei der variszischen Orogenese mit Europa (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; FRISCH, W. & LÖSCHKE, J., 1993; NEUBAUER, F. et al., 1997).

Vor-oberordovizische Gesteinsalter treten dabei im Keltischen und Speik-Terrane, jüngere paläozoische Alter in den übrigen Einheiten auf (Abb. 85).

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Geschichte zeigen diese Einheiten auch unterschiedliche prä-alpidische Metamorphoseprägung, die von niedrigstgradig metamorphen fossilführenden Serien über Phyllite bis zum mittelgradig metamorphen Altkristallin reichen kann (Abb. 86). Großteils erfolgte die variszische Metamorphose und Deformation im Karbon, einzelne Bereiche (Bundschuh-Kristallin, Basis der Veitscher Decke) erfuhren aber auch devonische Metamorphose und Deformation. Neben Krustenstapelung und Metamorphoseprozessen war die variszische Kontinent-Kontinent-Kollision auch von Intrusionen granitoider Gesteine begleitet. Größtenteils sind

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

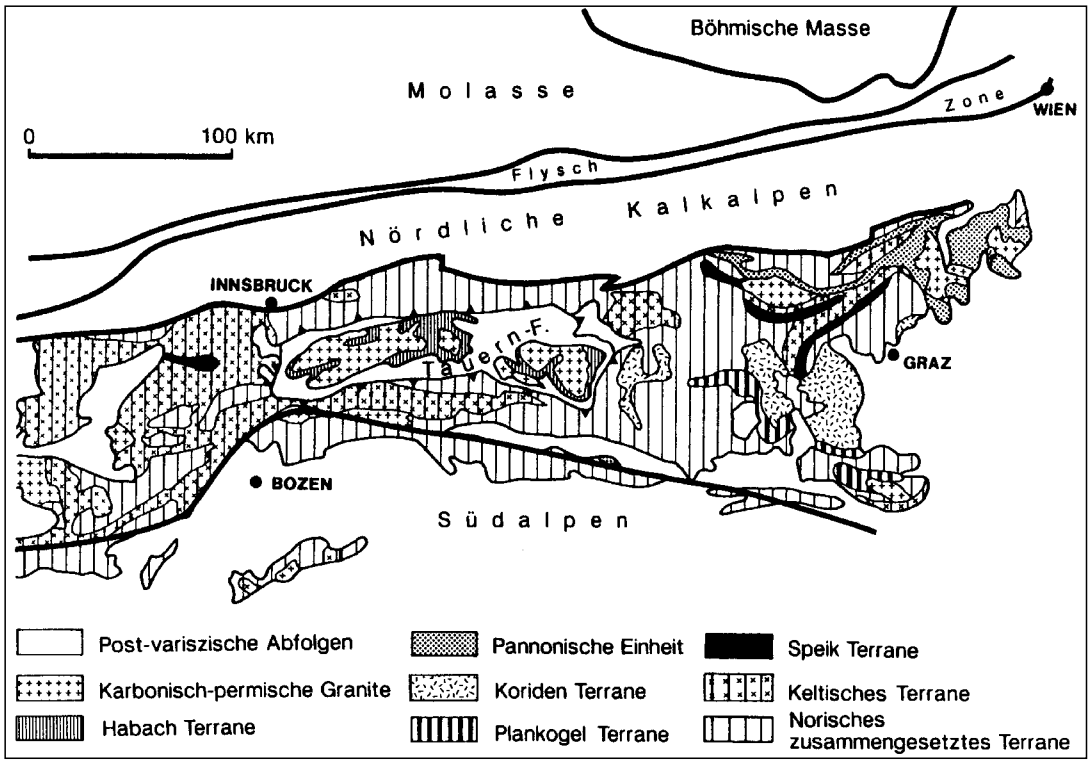


Abb. 83.
Die Terranes im prä-alpidischen Grundgebirge der Ostalpen.
Aus FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989).

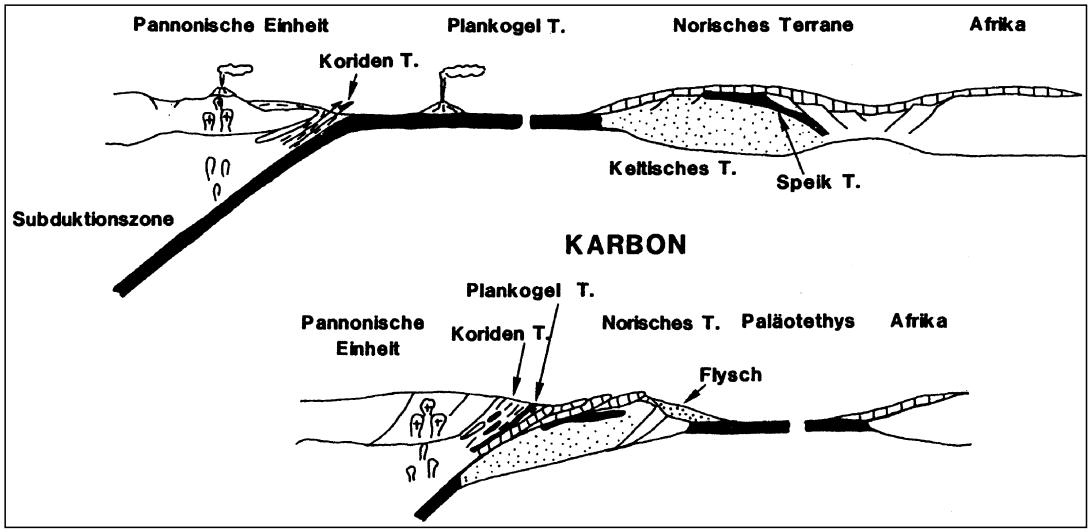
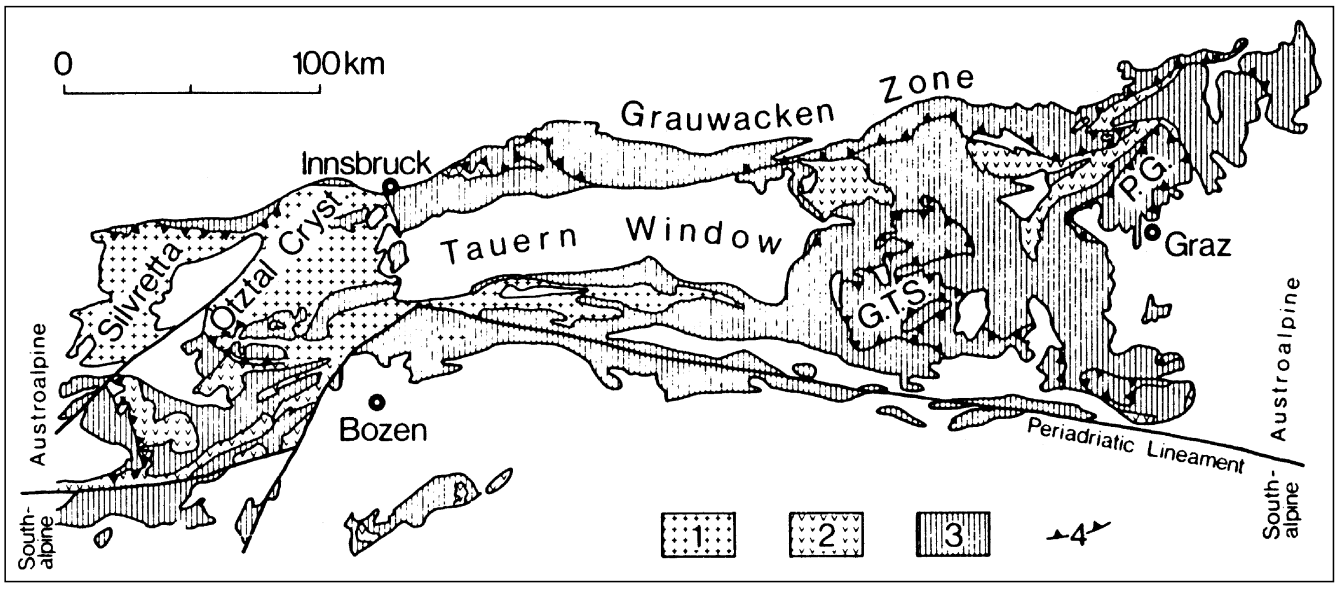


Abb. 84. ◀◁◀
Das Akkretionsgeschehen im Paläozoikum und die variszische Kontinent-Kontinent-Kollision im Bereich der Ostalpen.
Aus FRISCH, W. & NEUBAUER, F., (1989).

Abb. 85. ▼▽▼
Das prä-alpidische Grundgebirge in den Ost- und Südalpen.
1 = Gesteinseinheiten mit prä-variszischer Metamorphose; 2 = vor-oberordovizische Gesteinseinheiten; 3 = oberordovizische bis karbone Serien; 4 = alpidische Großdeckengrenzen.
Aus EBNER, F. et al. (1987).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

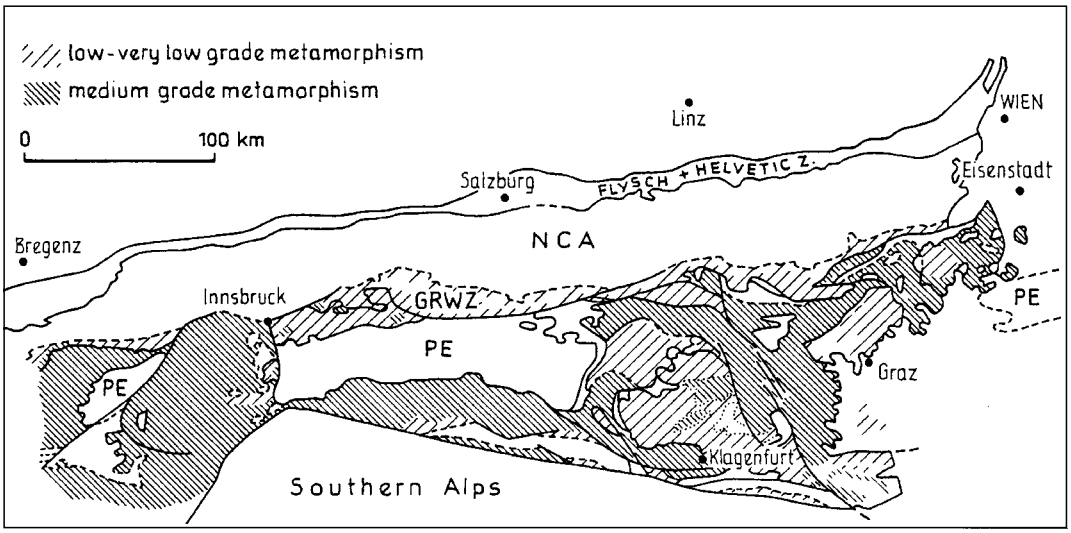


Abb. 86.
Verbreitung der prä-alpidischen Metamorphose im ostalpinen Grundgebirge.
Aus FRANK, W. (1987).

es I-Typ-Granitoide, die in vielem jenen der östlichen Hohen Tauern ähneln (FINGER, F. et al., 1992; 1993).

Neben dem schon gut erfaßten variszischen Ereignis mehren sich nun auch Hinweise auf prä-variszische (früh-paläozoische, spät-proterozoische und sogar archäische) tektonothermische Ereignisse (Hinweise mit Literatur in den entsprechenden Abschnitten).

Die für die Faziesentwicklung der post-variszischen Sedimenteinheiten wichtige, unter Berücksichtigung der alpidischen Tektonik erstellte palinspastische Rekonstruk-

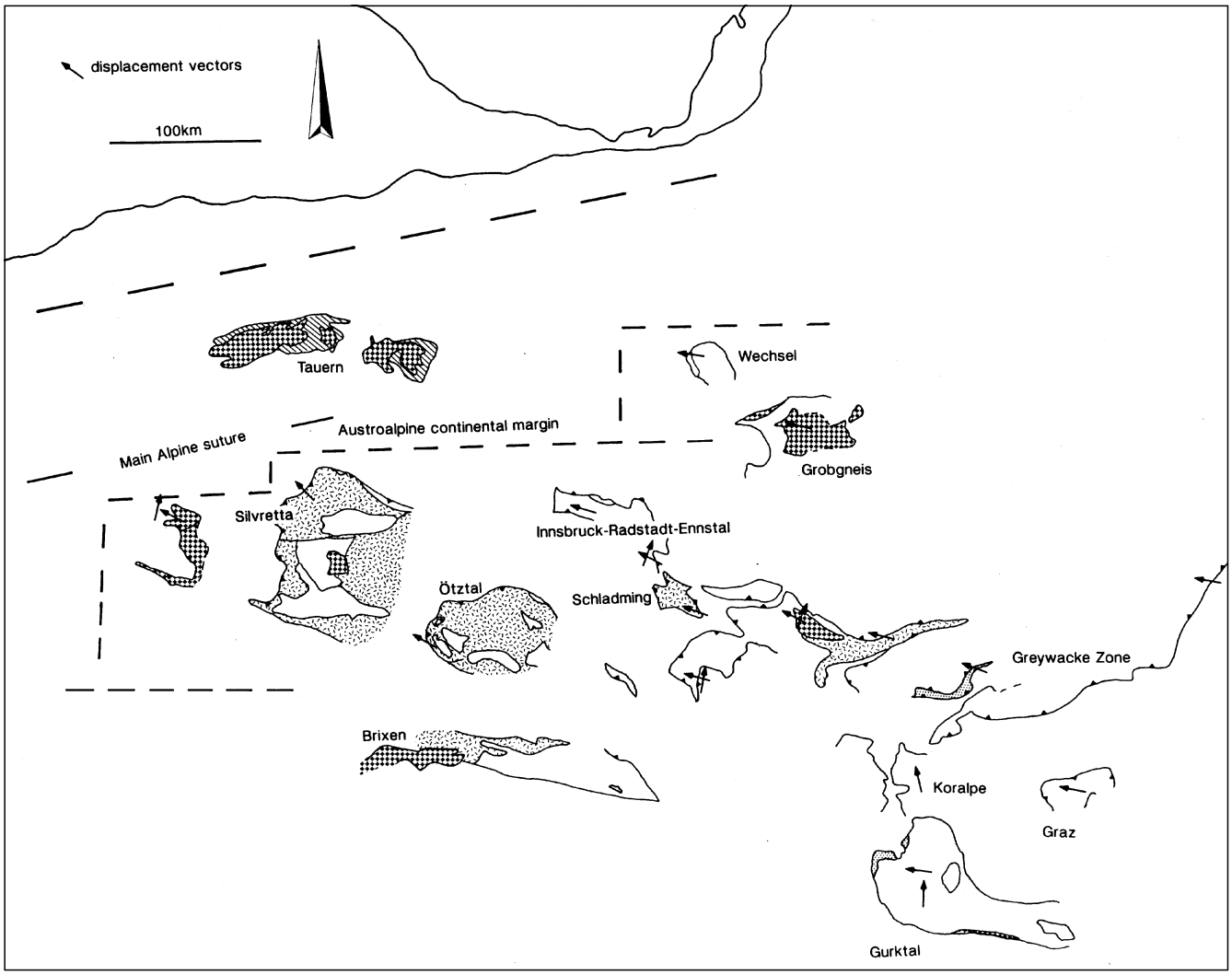


Abb. 87.
Prä-triassische palinspastische Rekonstruktion der ostalpinen Grundgebirgseinheiten.
Pfeile indizieren die für die Rekonstruktion verwendeten kretazisch/tertiären Bewegungsrichtungen. Bei zusätzlicher Beachtung triassisch/jurassischer Transtension und der jurassisch/kretazischen Öffnung des penninischen Ozeans müssen die ostalpinen Grundgebirgseinheiten um mehrere 100 km nach SE zurückgenommen werden.
Aus RATSCHBACHER, L. et al.(1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

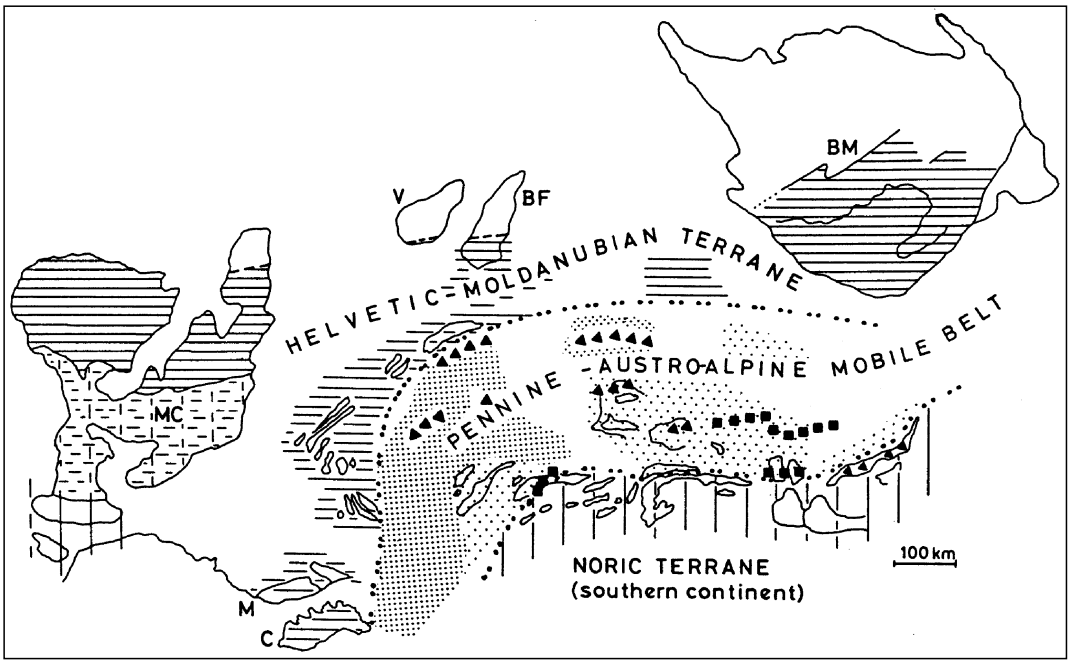


Abb. 88.
Das Grundgebirge der Alpen im Rahmen des variszischen Europa.
Der helvetische Kontinentalrand im NW und das Norische Terrane im S werden durch eine mobile Zone (penninischer [eng gepunkteter] und ostalpiner [weit gepunkteter] Einheiten) getrennt. In diesen wurde seit dem späten Proterozoikum zu verschiedenen Zeiten ozeanische Kruste gebildet.
Ausgefüllte Dreiecke = proterozoische Ophiolithe; ausgefüllte Quadrate = ozeanische Kruste unbekannten Alters.
Aus RAUMER, v. J.F. & NEUBAUER, F. (1993).

tion der Grundgebirgseinheiten nach der variszischen Orogenese zeigt Abb. 87 (RATSCHBACHER, L. et al., 1993). Die Verbindung mit dem variszischen Europa geht aus Abb. 88 hervor (RAUMER, v. J.F. & NEUBAUER, F., 1993).

2.4.2. Post- bis spät-variszische Sedimente

Die post-variszische Molassesedimentation setzt im höheren Oberkarbon in NE–SW- bis ESE–WNW-streichenden intramontanen Becken ein. Verantwortlich dafür ist Krustenausdünnung im Zusammenhang mit Schertektonik, die durch die E-Drift Mesoeuropas bzw. W-Drift Afrikas hervorgerufen wurde. In der Sedimentation werden zwei, durch ein interpermisches tektonisches Ereignis getrennte Sedimentationszyklen unterschieden (Abb. 89; KRAINER, K., 1992a,b, 1993).

Vom höheren Oberkarbon bis ins Unterperm werden die intramontanen Becken mit kontinentalen, z.T. grobklastischen Sedimenten aufgefüllt.

Ein Klimawechsel von humiden zu semiariden Verhältnissen im Bereich der Karbon/Permwende bringt in den mit Pflanzen datierbaren Sedimenten einen Umschlag zu rötlichen Gesteinsfarben mit sich.

Bemerkenswert ist das lokale Auftreten saurer Vulkanite im höheren Unterperm (z.B. Drauzug, westliche Nördliche Kalkalpen).

An oberkarbone intramontane fluviatile Molassesedimente (Westfal D, Stefan) sind in der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke *Anthrazite* gebunden (Anthrazitbezirk Gurktaler Decke/Turrach). Auch die vergleichbaren Sedimente der Stein-

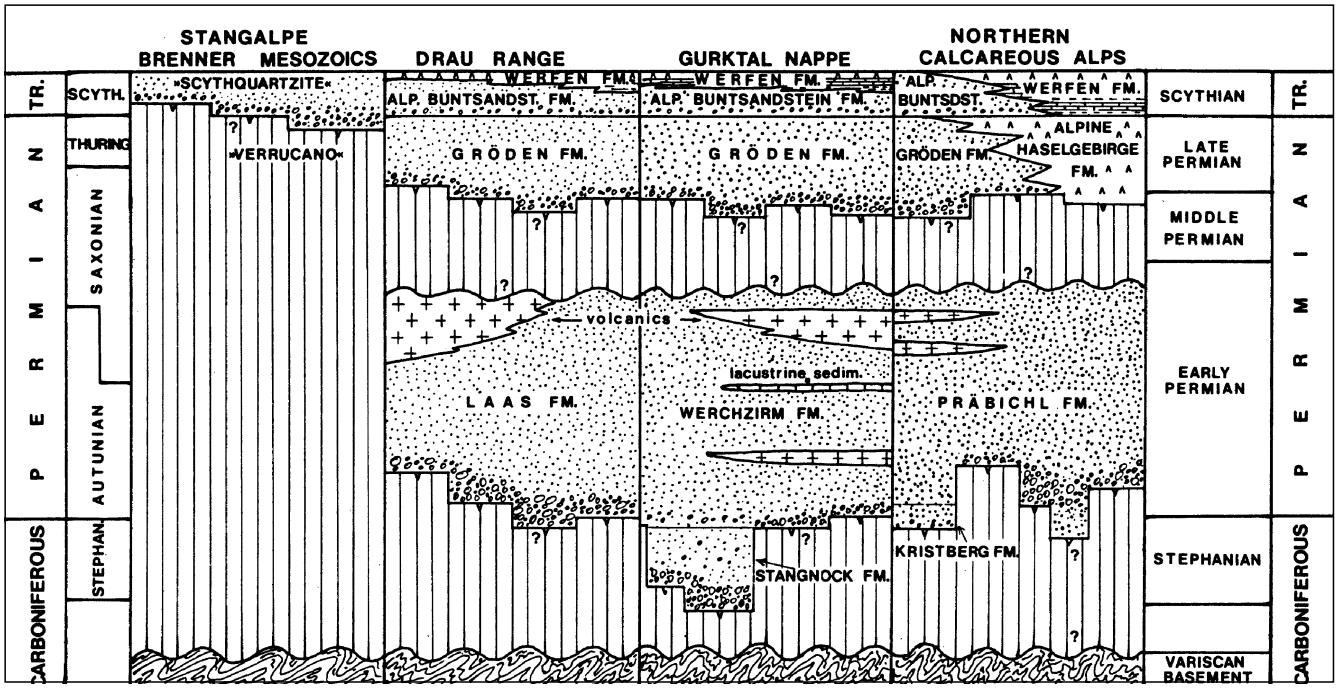


Abb. 89.
Stratigraphische Gliederung der post-variszischen Sedimente (Oberkarbon–Untertrias) in einigen Bereichen des Ostalpins.
Aus KRAINER, K. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

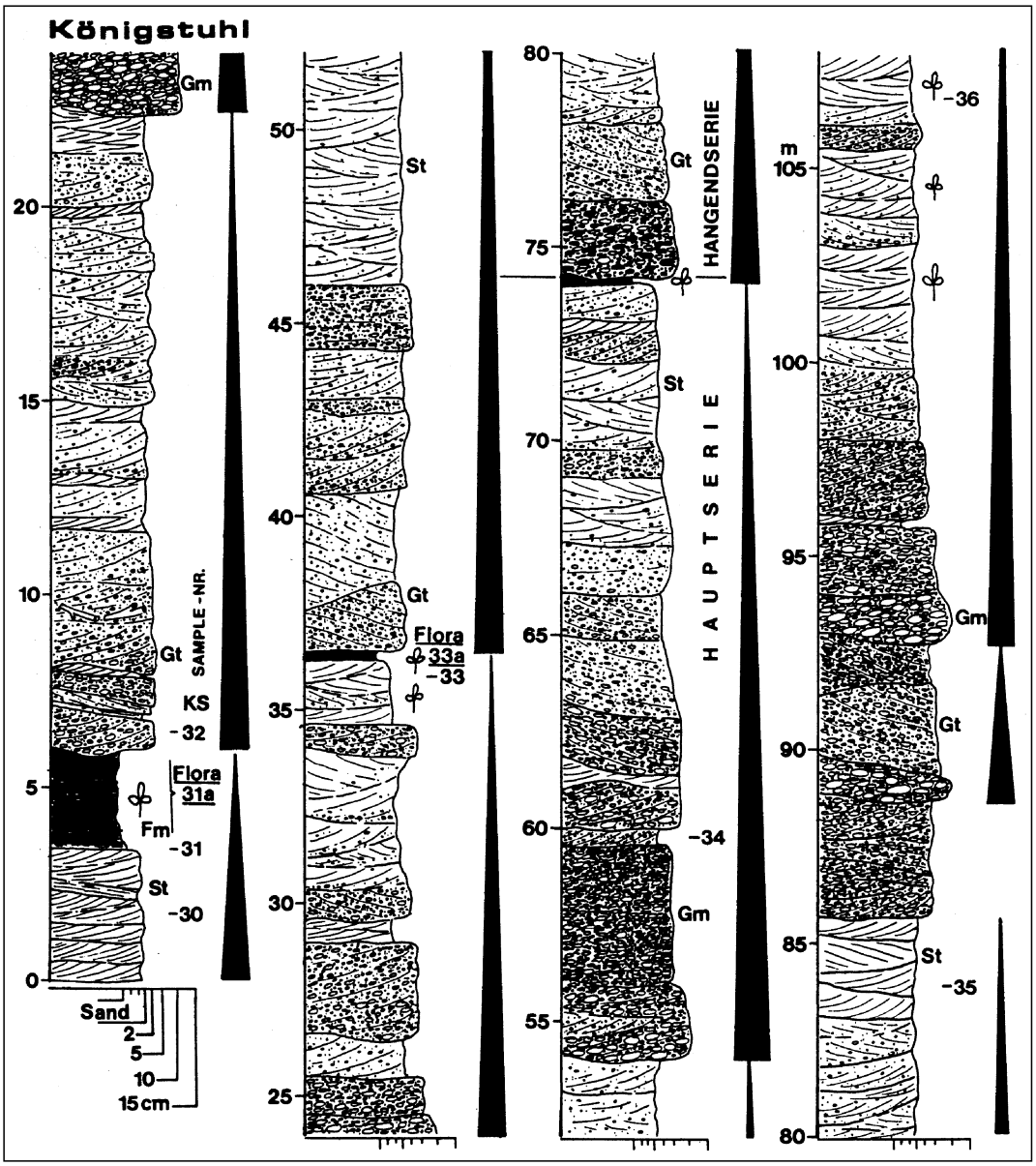


Abb. 90.
Beispiel oberkarboner intramontaner Beckenfüllungen (Stangnock Fm. der Gurktaler Decke).
Gm = massige Konglomerate; Gt = kreuzgeschichtete Konglomerate; St = Sandsteine; Fm = Overbank Sedimente.
Aus KRAINER, K. (1989, 1993)

acher Decke führen *Anthrazitflöze.* In der Stangnock-Formation treten die Anthrazitlager in den hangenden Anteilen der Hauptserie (pflanzenführende Overbank-Sedimente einer fluviatilen Fining-upward-Megasequenz) auf (Abb. 90; KRAINER, K.,1989).

Geröllanalysen aus den basalen post-variszischen Sedimenten sind von größter Bedeutung für die Auflösung der alpidischen Tektonik. So deuten aufgearbeitete Komponenten der Phyllitgneiszone an der Basis der Nördlichen Kalkalpen und des „Mittelostalpins" an der Basis der Stangnock-Formation auf eine primäre Nahbeziehung. „mittelostalpiner" Kristallinareale und Oberostalpin-Einheiten (MOSTLER, H., 1972b; FRANK, W. 1987; FRIMMEL, H., 1987,a,b).

Im Kupfererzbezirk postvariszische Transgressionsserien Montafon und Arlberg stehen die *Cu-Vererzungen* primär im Zusammenhang mit rhyodazitischen Laven, die in drei Lagen in den hangenden Anteilen des oberkarbonen bis unterpermischen Sedimentationszyklus eingeschaltet sind (Abb. 91). Durch eine im Gefolge der saalischen Phase tiefreichende Erosion der postvariszischen Sedimente werden detritäre Cu-Erze in den klastischen Basisserien des Buntsandsteins angereichert (HADITSCH, J.G. et al., 1978, 1979).

Nach einer mit der saalischen Phase im Zusammenhang stehenden Vertikaltektonik erfolgt vom ?mittleren bis späten Perm bis in die Untertrias eine Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes mit der Ablagerung der rot gefärbten, kontinentalen und an aufgearbeiteten Vulkaniten reichen Gröden-Formation. In den zentralen und östlichen Kalkalpen bilden sich in E–W-streichenden Transtensions-(? Rift-)Zonen einige hundert Meter mächtige, als Alpines Haselgebirge bezeichnete marine *Evaporitfolgen* (Evaporitbezirke Salzkammergut und östliche Kalkalpen), die mit Sporen und S-Isotopen dem Oberperm zugeordnet werden (KLAUS, W., 1963; SPÖTL, 1988).

Im Zusammenhang mit der NW-gerichteten Transgression der Tethys werden etwa ab der Perm/Trias-Grenze mit dem Alpinen Buntsanstein marin beeinflußte und mit den Werfener Schichten voll marine klastische Sedimente abgelagert.

Die post-variszischen Sedimente sind am vollständigsten in den oberostalpinen Einheiten erhalten (vgl. Abb. 89). Über dem ostalpinen Kristallin, dem Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit sind sie an der Basis des zentralalpinen Mesozoikums ziemlich einheitlich in Form von grob-feinkörnigen Metasedimenten mit Einschaltung rhyolithischer Gesteine und deren Aufarbeitungsprodukt-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

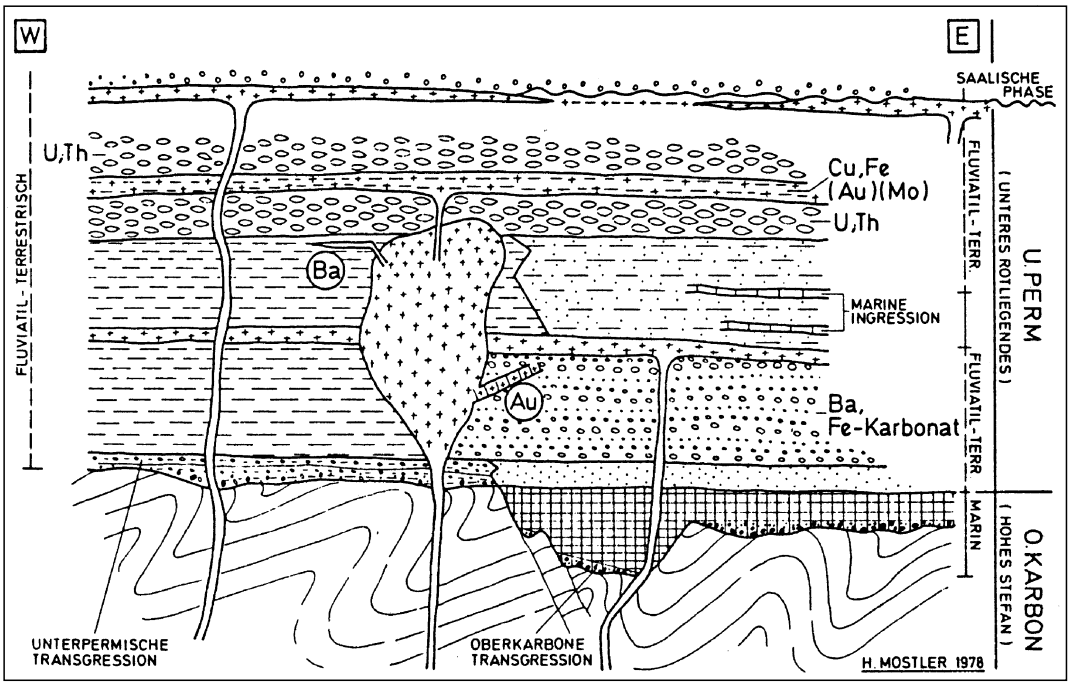


Abb. 91.
Die permischen Kupfer-Vererzungen im Montafon.
Aus HADITSCH, J.G. (1979).

te ausgebildet. Aufgrund der metamorphen Überprägung liegen sie in Form von Phengit- bis Serizitschiefern, Arkoseschiefern und -gneisen, Quarziten und Porphyroiden vor.

An der Basis des zentralalpinen Mesozoikums ist ihre Mächtigkeit meist <100 m; in wenigen Ausnahmefällen können sie bis 300 m erreichen. Als Äquivalente des oberen Sedimentationszyklus (? Mittelperm–Untertrias) werden gröberklastische, basale (permische) Einheiten als „Alpiner Verrucano" zusammengefaßt und von feinkörnigeren Quarziten, Quarzitschiefern (Skythquarzite, Lantschfeldquarzit, Semmeringquarzit) abgetrennt. Hangend folgen meist untertriadische Evaporite (Alpines Röt, Reichenhaller Rauhwacke). Zur Nomenklatur dieser Serien an der Basis des zentralalpinen Mesozoikums und im penninischen Faziesraum vgl. Abb. 92. Die ABP-(Arkose-Breccien-Porphyroid-)Serie der Wechsel-Einheit (FAUPL, P., 1970) ist ein jüngeres Synonym für geringmächtige Gesteinsabfolgen des Alpinen Verrucano (TOLLMANN, A., 1977).

U-Mineralisationen treten in den hangenden permoskythischen Anteilen des oberen Sedimentationszyklus stratiform in m-mächtigen Lagern/Linsen und einer maximalen lateralen Erstreckung im Dekameter-Bereich weit verbreitet auf. In den im Bereich der Grünschieferfazies metamorphen permoskythischen Quarziten des Zentralalpi-

	Penninic Unit		Lower Austroalpine Units					
	Tauern Window		Radstätter Tauern		Tarntaler Berge			
	Hochstegen Facies	Brennkogel Facies	Hochfeind Facies	Pleisling Facies	Hippold Facies	Reckner Facies	Semmering	Wechsel
Scythian		Alpine Röt Semmering-quarzit (40 m)	Lantschfeld-quarzit (40 m)	Alpine Röt (20 m) Lantschfeld-quarzit (150 m)		Alpine Röt (5 m) Lantschfeld-quarzit (40 m)	Alpine Röt (10 m) Semmering-quarzit (200 m)	Alpine Röt (10 m) Semmering-quarzit (100 m)
	"Permoskyth-quartzite" (0–30 m)	"Wustkogelserie" Alpine Verrucano (150 m)	Alpine Verrucano (30 m)	Alpine Verrucano (130 m)	"Permoskyth-quarzit" (150 m)	Alpine Verrucano (5 m)	Alpine Verrucano (150 m)	"Arkose-schist breccia-porphyroid-series" (10–150 m)
Permian								

	Thörl/Aflenz	Seckauer Tauern	Stangalm Mesozoic	Brenner Mesozoic
Scythian	Alpine Röt (25 m)	Semmering quarzit (Plattelquarzit)	"Permoskyth-quarzit" (15–20 m) (probably of Late Scythian Age)	Late Scythian Fan-delta – shelf clastics (15–20 m)
Permian	Alpine Verrucano (100 m)	Alpine Verrucano (Rannachserie)		

Abb. 92.
Nomenklatur der permotriassischen Sedimente in unterostalpinen, „mittelostalpinen" und penninischen Einheiten.
Aus KRAINER, K. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nen Mesozoikums konzentrieren sich die U-Mineralisationen im Unterostalpin auf die Uranerzbezirke Radstädter Tauern und Semmering – Wechsel. Im Bereich Prinzenkogel – Rettenegg treten neben den primären Vererzungen zusätzlich auch kluftförmige U-Mineralisationen auf. Im Uranbezirk Liesing – Paltental lagern die U-führenden Quarzite „mittelostalpinem" Altkristallin auf.

Im Uranerzbezirk Basis Nordtiroler Kalkalpen treten zwischen Fieberbrunn und Wörgl U-(Pechblende-)Mineralisationen in den feinklastischen Hochfilzener Schichten (= Äquivalente des Alpinen Buntsandsteins) auf. Sie sind hier an das graue, Metaanthrazit führende Zwischenmittel der sonst rotgefärbten klastischen Entwicklungen gebunden.

Der Eisenerzbezirk Basis Stubai-Brenner-Mesozoikum führt beiderseits des Stubaitales in den hangenden Anteilen des oberen Sedimentationszyklus Pyrit-führende Magnetit-Hämatit-Strandseifen, die im Zuge der Tethystransgression gebildet wurden.

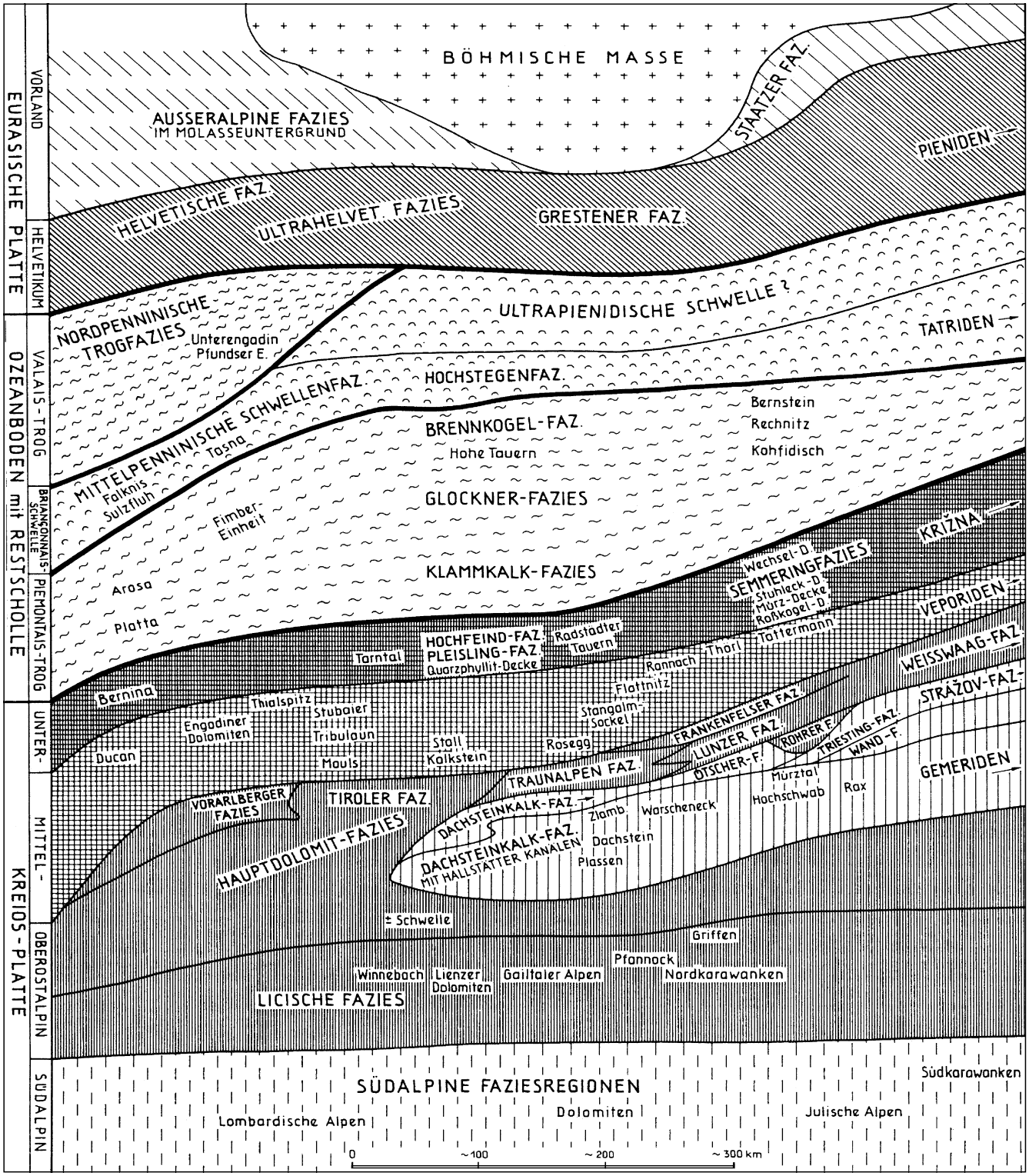


Abb. 93.
Anordnung der triadischen Faziesräume in den Ost- und Südalpen.
Aus TOLLMANN, A. (1985b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

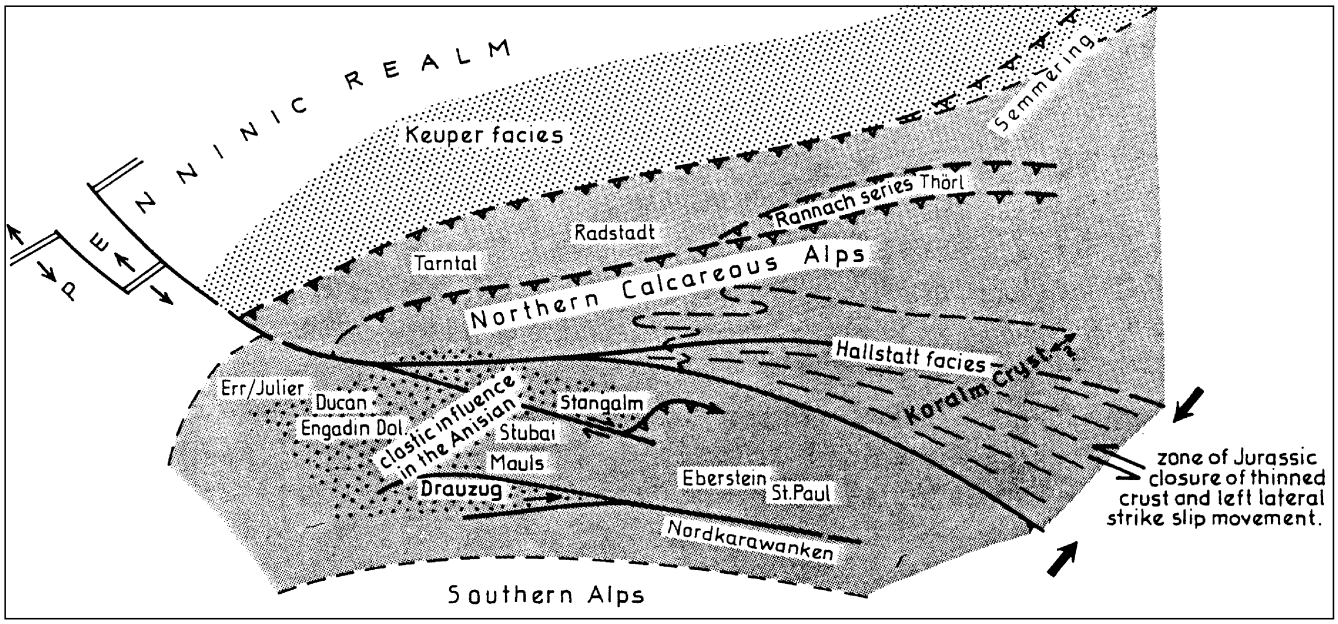


Abb. 94.
Vorgosauische Anordnung der ostalpinen Ablagerungsräume mit Lage der Hallstatt-Fazies über dem Kor- und Saualmkristallin.
Aus FRANK, W. (1987).

3.4.3. Alpidische Entwicklung

Der ostalpine Raum war im älteren Mesozoikum am europäischen Schelf situiert, wobei der unterostalpine Bereich „Stabil-Europa" am nächsten lag. Die von TOLLMANN, A. (1985) noch angenommene strenge N–S-Anordnung der ostalpinen Faziesräume mit dem Oberostalpin in südlichster Position (Abb. 93) muß nach Erkenntnis des Einschubes der ostalpinen Decken aus dem SE (RATSCHBACHER, L. 1987; NEUBAUER, F., 1987) entsprechend modifiziert werden (Abb. 87).

FRANK, W. (1987) plaziert Teile der Nördlichen Kalkalpen (Hallstatt-Fazies) über dem Sau- und Koralmkristallin (Abb. 94). Ein offenes Problem ist nach wie vor die Herkunft des Drauzuges. Für diesen wird u.a. ein Einschub aus dem Westen, z.T. gemeinsam mit dem Bundschuh-Kristallin und der Gurktaler Decke in alt-alpidischer Zeit diskutiert. Dies geschah entlang von Transformstörungen zeitgleich mit der Öffnung des Zentralatlantiks und des ligurisch/piemontaisischen Ozeans im W wie auch der Schließung des Vardar-Meliata-(Tethys-)Ozeans im E (FRANK, W., 1987; SCHMIDT, T. & al., 1991; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995; SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997).

Problematisch ist die Lage distaler, meist südlich des Ostalpins plazierter triassischer ozeanischer Räume und deren Schließungsgeschichte (Abb. 95, 96, 169). Mitteltriadische Tiefwassersedimente und jurassische flyschähnliche Serien der Mürzalpen-Decke (MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A., 1991; KOZUR, H., 1992; KOZUR, H. & MOSTLER, H., 1992) veranlassen NEUBAUER, F. & SCHWEIGL, J. (1996) zur Vorlage eines Alternativmodells für die Trias mit zwei passiven ostalpinen Schelfbereichen, die von einem Tiefwasserraum als Fortsetzung der Meliata-Zone in den Westkarpaten getrennt werden (Abb. 96). Für detritische Hellglimmer mit cadomischen (450–498 Ma) $^{40}Ar/^{39}Ar$-Altern aus den o.g. jurassischen Gesteinen nimmt FRANK, W. (mdl. Mitt.) das Vöstenhofer Kristallin (Kaintaleck-Decke der Grauwackenzone) als Liefergebiet an.

Für die Platznahme dieses für das Ostalpin exotischen Kristallins wird vermutet, daß sie intrajurassisch im Zusammenhang mit der Driftbewegung von Tiszia erfolgte.

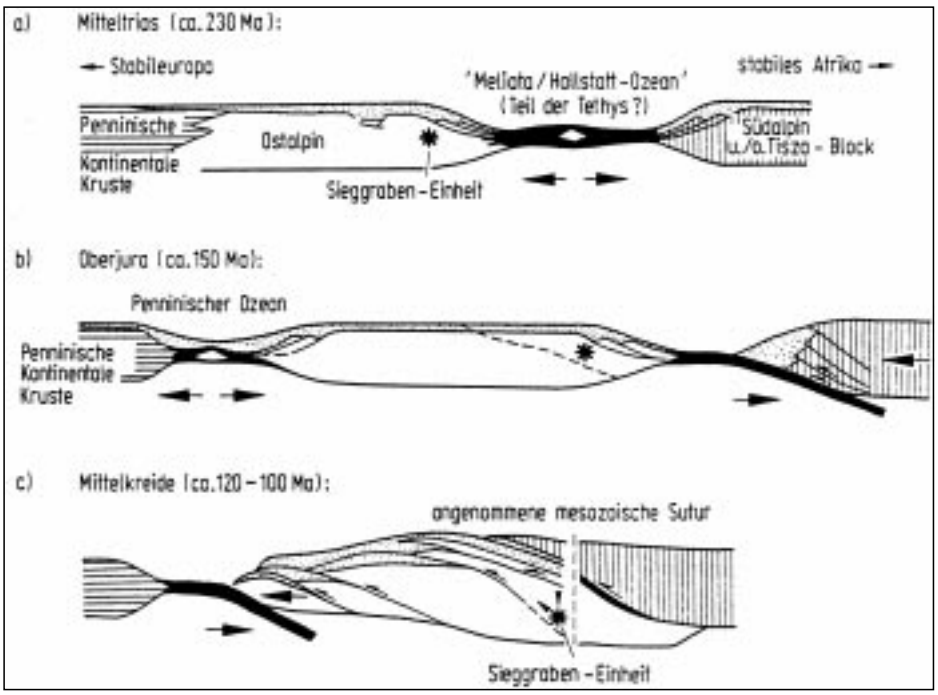
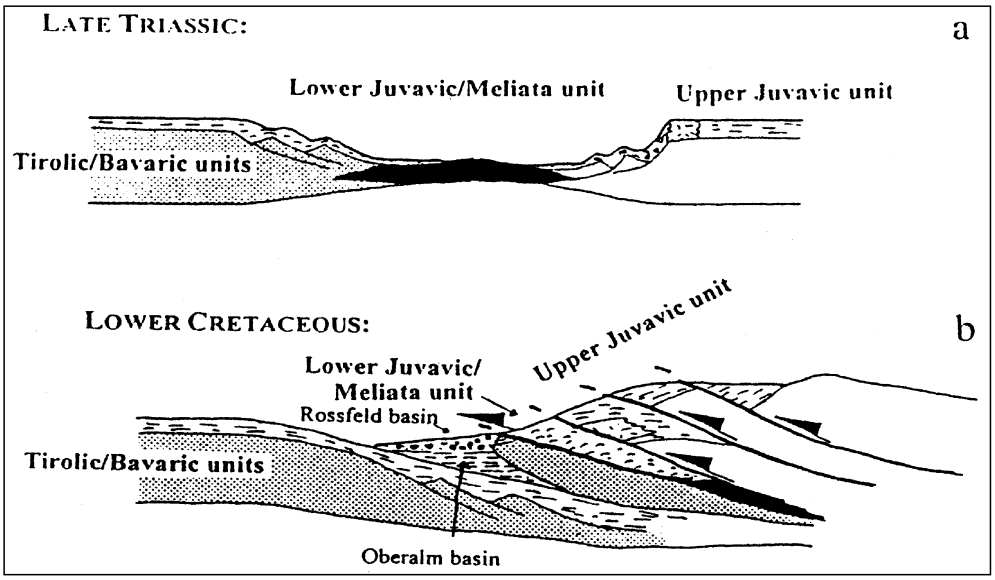


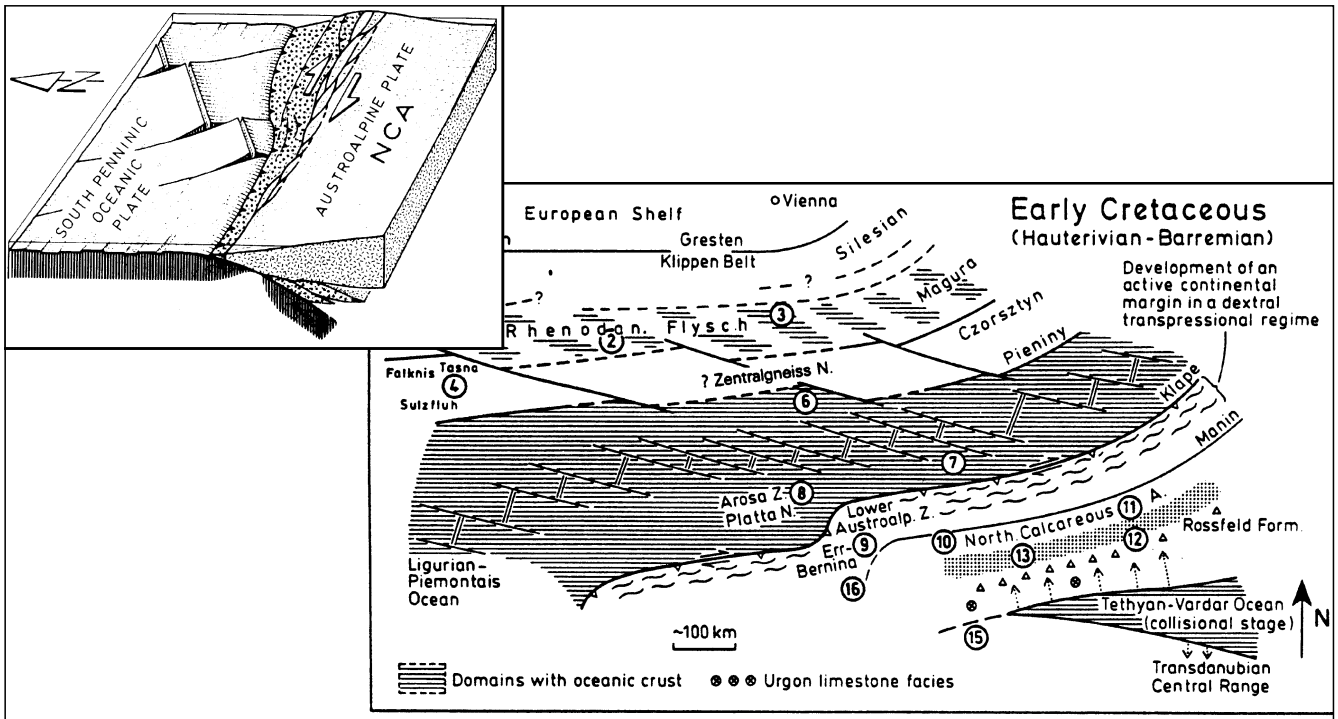
Abb. 95.
Modell der früh-alpidischen Entwicklung in den Ostalpen und Westkarpaten.
Aus NEUBAUER, F. (1994).

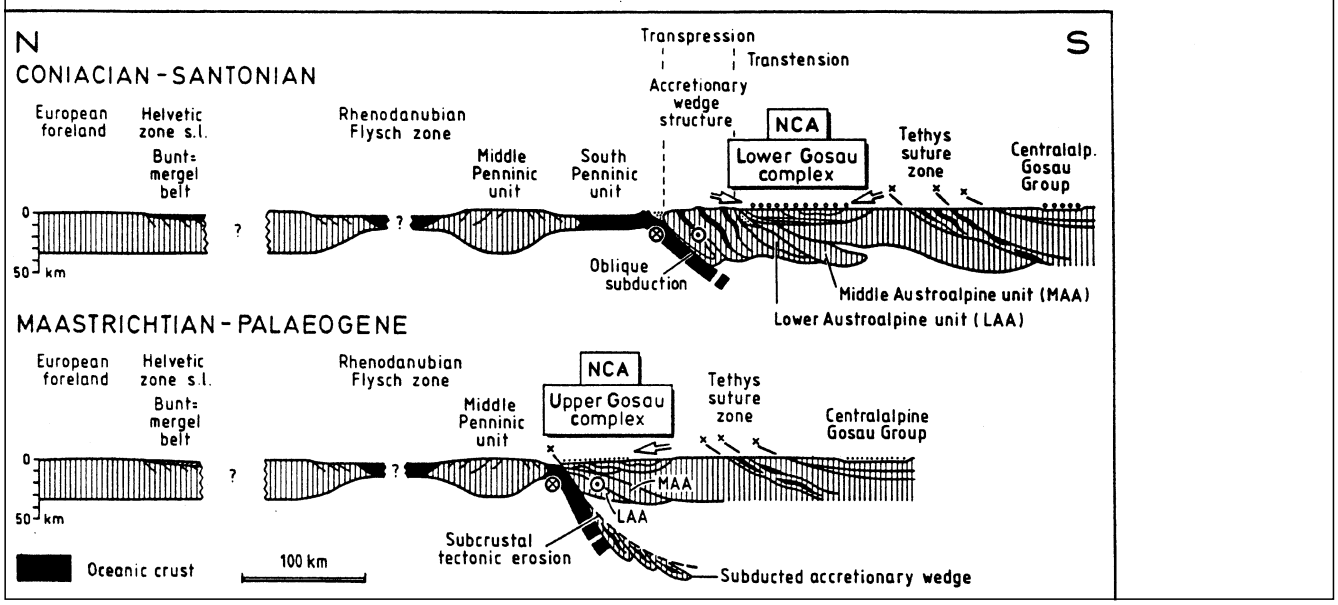
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 96. ►▷►
Modell der triadischen und unterkretazischen Paläogeographie der Kalkalpen.
Aus NEUBAUER, F. & SCHWEIGL, J. (1996).

Abb. 97. ▼▽▼
a) Modell der tektonischen Erosion von Teilen der Kalkalpen im Campan/Maastricht durch die schräg verlaufende penninische Subduktion.
Aus WAGREICH, M. (1995).
b) Paläogeographische Position des Ostalpins in der Unterkreide.
Nach FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992).
c) Plattentektonisches Modell für die Oberkreide der Ostalpen.
Aus WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994b).







b a c

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

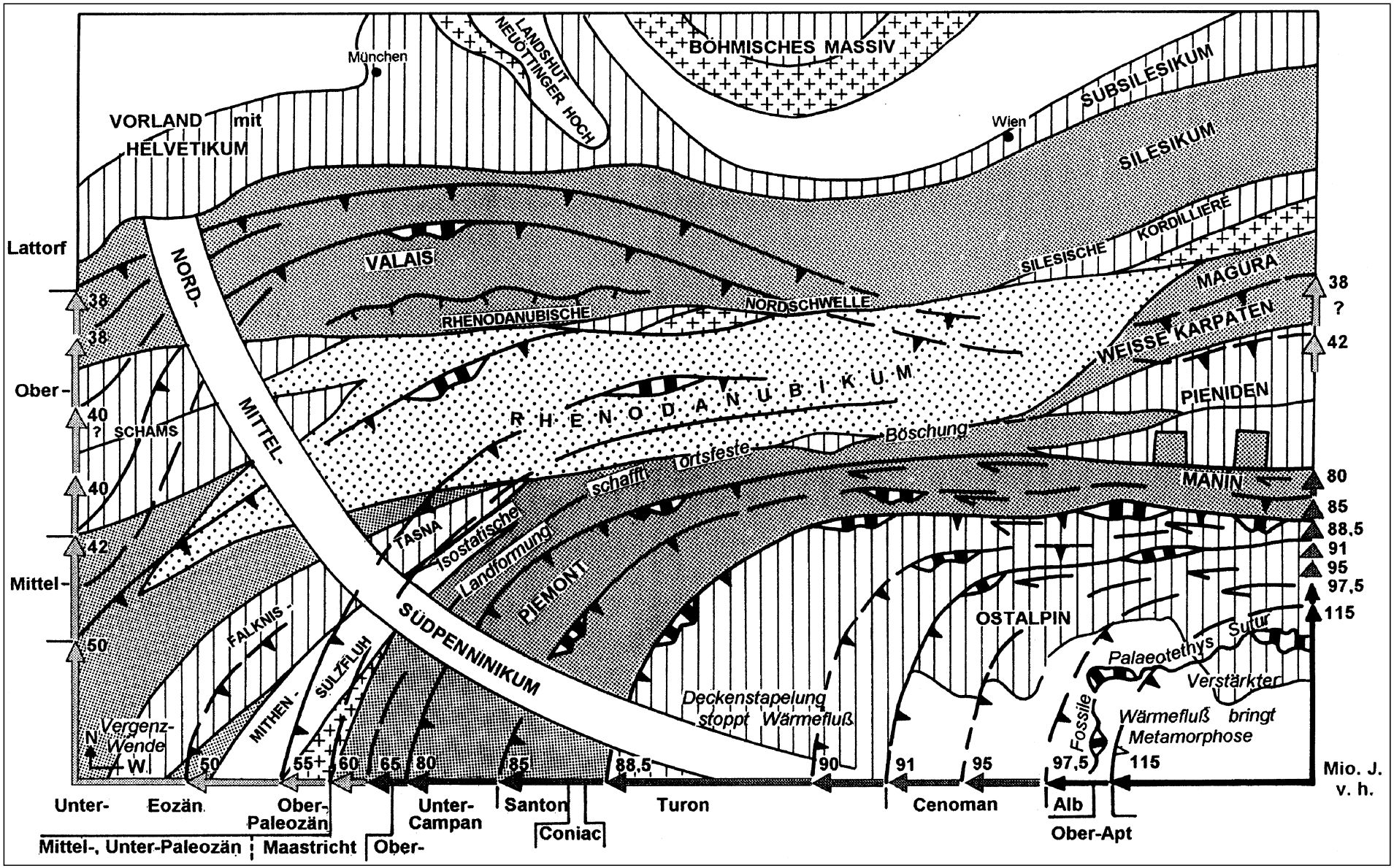


Abb. 98.
Die Position der ostalpinen Deckenfront im Zeitraum Oberkreide-Eozän, eingetragen in einer paläogeographischen Karte des Turon.
Aus OBERHAUSER, R. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

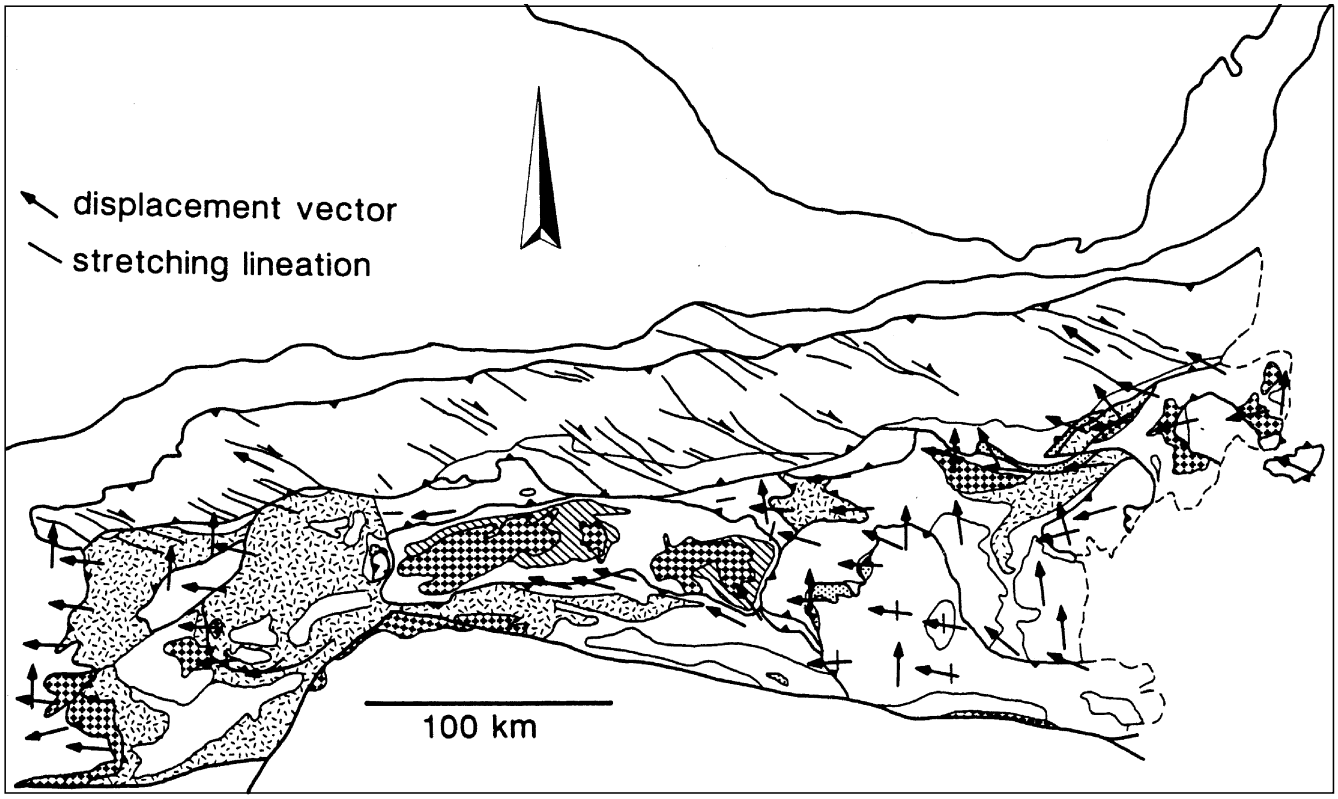


Abb. 99.
Hauptbewegungsrichtungen der ostalpinen Decken in den Ostalpen.
Signaturen kennzeichnen nur die prä-variszischen Gesteinsabfolgen und variszische Granitoide.
Aus RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993).

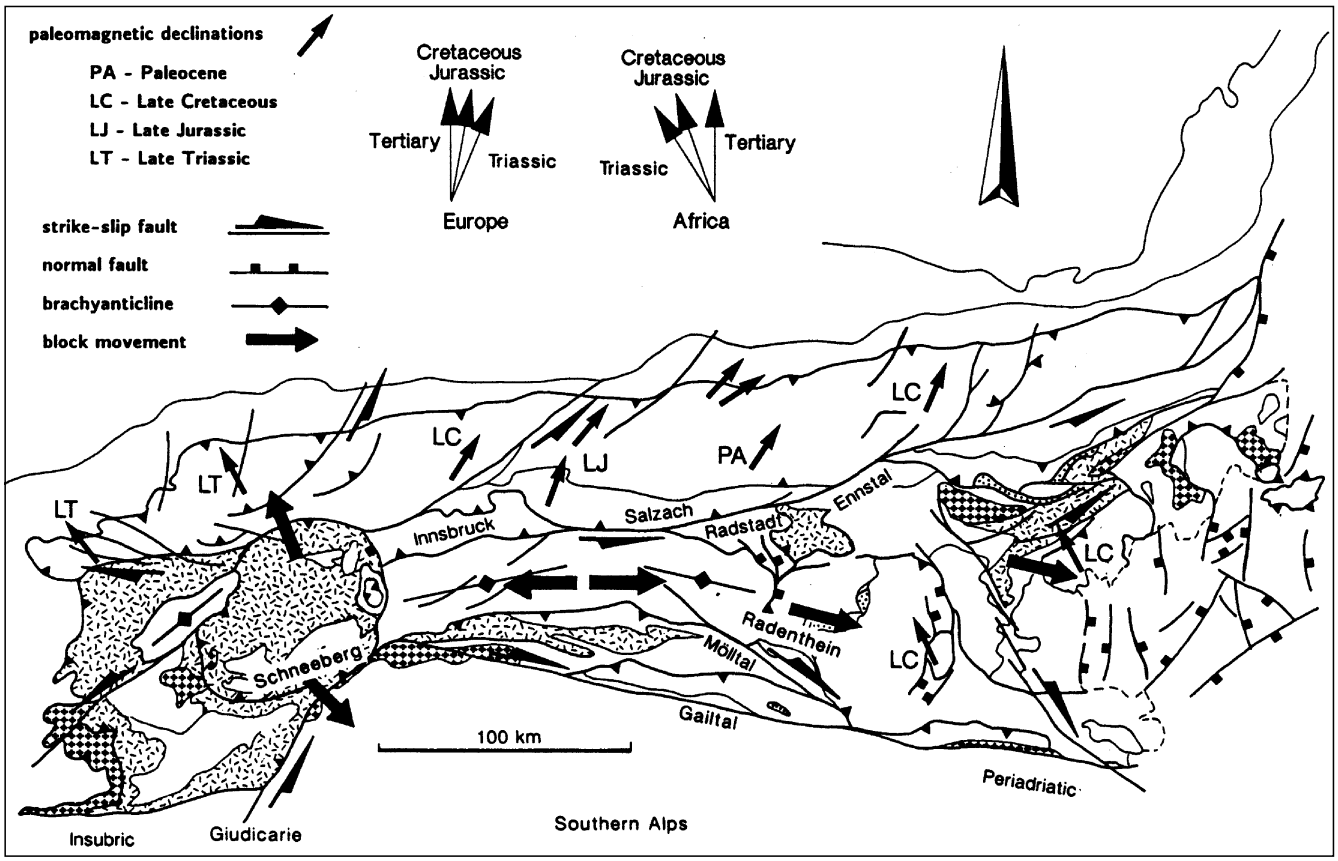


Abb. 100.
Vereinfachte Darstellung der oligozänen-miozänen Extensionsstrukturen in den Ostalpen.
Signaturen wie in Abb. 99.
Aus RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Durch die schräge Öffnung des südpenninischen Ozeans im Jura rückt das Ostalpin in eine Position südlich dieses Ozeans. Ab der höheren Unterkreide wird der penninische Ozean geschlossen, womit die ostalpine Dekkenstapelung einsetzt. Diese alt-alpidische Tektonik wird durch Auflagerung der Gosau-Schichten plombiert. In weiterer Folge kollidiert das ostalpine Terrane mit dem Tauern-Terrane (Abb. 97). Schließlich erfolgt im Mittel- bis Obereozän nach Schließung des Flyschtroges die Kollision des ostalpinen Deckenstapels mit dem europäischen Kontinent. Gleichzeitig wird der Molassetrog durch die Auflast der progradierenden Deckenfront als Vorlandbekken angelegt (FRISCH, W., 1979, 1981; WAGREICH, M., 1993; 1995; EBNER, F. et. al., 1996; NEUBAUER, F. et al., 1996).

Der ostalpine Deckenbau steht somit in Zusammenhang mit der sukzessiven Schließung und S-gerichteten Subduktion der ozeanischen Räume. Daraus resultiert innerhalb des ostalpinen Deckenstapels eine Abnahme der Überschiebungsalter von oben nach unten (Abb. 22; NEUBAUER, F., 1994). Der finale Aufschub des Ostalpins über die penninische Sutur und das nördlich liegende Vorland erfolgte vermutlich erst im Eozän (Abb. 98; NEUBAUER, F., 1994; OBERHAUSER, R., 1995). Die alpidische Tektonik ist, sieht man von allenfalls in Verbindung mit der Schließung des Meliata-Ozeans angelegten Strukturen ab, dreistufig (RATSCHBACHER, L. et al., 1991a,b, 1993; RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W., 1993).

Schräge Subduktion des südpenninischen Ozeans führt intrakretazisch in einem dextralen transpressiven System zur Imbrikation ostalpiner Einheiten und deren Aufschub auf das Penninikum. Unter Berücksichtigung späterer Rotationen (MAURITSCH, H. & BECKE, M., 1987) war die Einschubrichtung zunächst grob W-gerichtet. In nachfolgenden oberkretazisch/alttertiären Phasen erfolgten auch N-Bewegungen in Größenordnungen bis zu 80 km im Engadin (RING, U. et al., 1988, 1989) bzw. N–S-Kompression in allen Einheiten östlich des Tauernfensters (RATSCHBACHER, L. et al., 1989).

Über aufsteigenden Kernkomplexen (Zentralgneiskörper, Gleinalmdom, Wechselfenster) werden durch E–W-Extension ältere Überschiebungen als duktile bis semiduktile Abschiebungen reaktiviert bzw. neue Abschiebungen angelegt. In seichten Krustenniveaus bilden sich in diesem Stadium die Gosaubecken. Gleichzeitig werden Scherzonenkorridore im Gailtal- (UNZOG, W., 1991), Koralm- (KROHE, A., 1987) und Gleinalmkristallin bzw. am NW-Rand des Grazer Paläozoikums (NEUBAUER, F., 1988a, NEUBAUER, F. et al., 1995) angelegt.

Die Indentation der S-Alpen erzeugt im Oligozän–Miozän Brachiantiklinalen in den Hohen Tauern und Engadiner Fenster (LAUBSCHER, H.P., 1983), gegen das Vorland gerichtete Überschiebungen (Ötztal-Kristallin), Rückfaltungen in den Nördlichen Kalkalpen und Seitenverschiebungen. Letztere bilden im N sinistrale NE-gerichtete (SEMP- und Norische Linie) und im S dextrale Systeme (Periadriatisches Lineament, Mölltal-, Lavanttal-Linie u.a.). Innerhalb dieses konjugierten, sich nach E keilförmig öffnenden Systems erfolgt nun eine laterale, E-gerichtete Extrusion (Escape) der östlichen zentralen Ostalpen in den freien Karpatenraum. Die tektonische Deformation verteilt sich nach krustaler Abkoppelung auf Spröddeformation in den ostalpinen Einheiten und duktile W–E-Streckung in der penninischen Unterplatte (RATSCHBACHER, L. et al., 1990; GENSER, J. & NEUBAUER, F., 1989). In diesem Umfeld kommt es auch zur Anlage der Tertiärbekken (vgl. Abb. 33).

Die alpidischen Metamorphosemuster (Abb. 101) zeigen ein Ansteigen bis in den Bereich der Amphibolitfazies (Schneebergzug, Kor-/Saualpe) und das lokale Auftreten jurassisch-kretazischer eklogitfazieller hp-Metamorphose in den heute südlich liegenden mittleren Deckeneinheiten (Sau-/Koralpe, Sieggrabener Komplex), während Oberostalpin und Unterostalpin eine nur geringe alpidische Metamorphose zeigen. Dies steht im Zusammenhang mit der früh-alpidischen Deckenstapelung (Abb. 95), bei der heute südlich liegende ostalpine Einheiten im entstehenden Deckenstapel tief versenkt wurden (FRANK, W.,

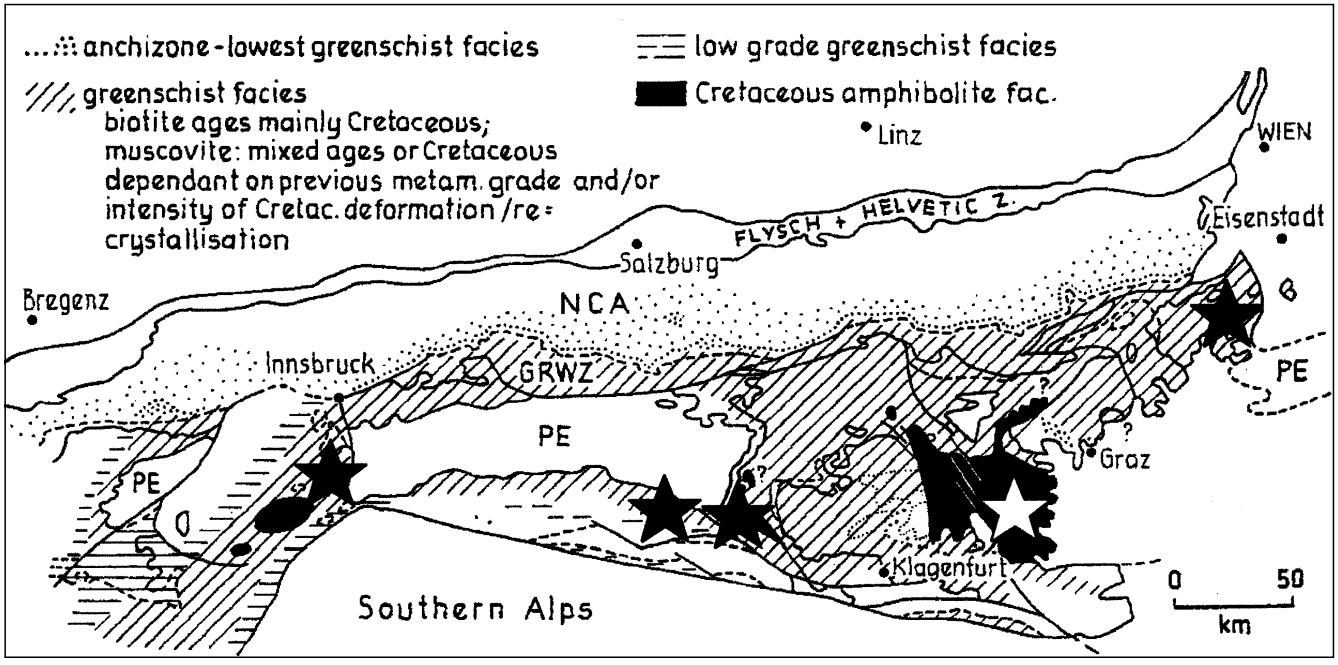


Abb. 101.
Verbreitung der alpidischen Metamorphose in den Ostalpen.
Nach FRANK, W. (1987); Eintrag der Eklogit-Metamorphose (★) nach NEUBAUER, F. (1994).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1987; THÖNI, M. & JAGOUTZ, E., 1991; DALLMAYER, R.D. et al. in NEUBAUER, F. et al., 1992; NEUBAUER, F., 1994).

Auf erst ansatzweise bekannte und auf Krustenausdünnung (? Riftprozeß) rückführbare Metamorphoseprozesse im oberen Perm wurde bereits verwiesen (FRANK, W., dieser Band). Auch die in Teilbereichen der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges jüngst erkannte höhergradige und hp-Metamorphose ist in ihrer Tragweite für das gesamte geodynamische Geschehen noch nicht abschätzbar (GAWLICK, H.J. et al., 1994; GAWLICK, H.J. & HÖPFER, N., 1966; GAWLIK, H.J. & al. 1997).

Zusammen mit der alpidischen Metamorphose fand auch ein für lagerstättenbildende Prozesse wichtiger intensiver Fluiddurchsatz statt. Kretazisch erfolgte die Fluiddurchtränkung in größerer Tiefe des ostalpinen Deckenstapels und bevorzugt an der Unterostalpin-Front der Deckenstapelung. Im Tertiär mischten sich in Störungszonen aufsteigende metamorphogene Restfluide mit meteorischen Wässern (POHL, W., 1993; POHL, W. & BELOCKY, R., 1994; FRANK, W. und PROCHASKA, W., dieser Band).

3.4.4. Unterostalpiner Rahmen des Tauernfensters

Der unmittelbare Rahmen des Tauernfensters besteht aus Elementen des Unterostalpins (Abb. 20, 78). In den Tuxer Alpen bilden im NW die Innsbrucker Quarzphyllite mit auflagerndem zentralalpinem Mesozoikum den Fensterrahmen. Sie werden im W entlang des Sill- und im NW entlang des Inntales durch Störungen begrenzt und etwa von Schwaz nach E durch „mittelostalpine" Kristallineinheiten und die Grauwackenzone überlagert (vgl. Abb. 111). Durch die Tauernnordrandstörung (als Teil der SEMP-Linie) fehlt östlich von Mittersill das Unterostalpin bis südlich von Bischofshofen. Östlich davon nehmen dann die Radstädter Tauern, die mit gut entwickeltem zentralalpinem Mesozoikum im Primärverband mit dem Schladminger Kristallin stehen, eine den Tuxer Alpen vergleichbare Position im Tauernrahmen ein. Elemente der Radstädter Tauern (Phyllite und zentralalpines Mesozoikum) setzen sich dann tektonisch stark reduziert und verschuppt östlich des Tauernfensters in die Katschbergzone fort. Südlich des Tauernfensters ist zwischen der südpenninischen Matreier Zone und unter „mittelostalpinem" Kristallin das Unterostalpin nur relikthaft in einigen schmalen Zügen (z.B. Sadnig Gruppe; Abb. 102) vorhanden.

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1977a); SCHÖNLAUB, H.P. (1979); THIELE, O. (1980); HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982); EXNER, C. (1995).

Tuxer Alpen und Radstädter Tauern zeigen eine vergleichbare Interntektonik, die durch N-vergente, liegende Falten- und Deckensysteme bestimmt ist (Abb. 103). Die tektonisch höchste Position nehmen in den Tuxer Alpen – teilweise invers liegend und Reste von permotriadischen Sedimenten tragend – die altpaläozoischen Innsbrucker Quarzphyllite ein. Die in den Radstädter Tauern ebenfalls in tektonisch hangender Position auftretenden, häufig als Quarzphyllite bezeichneten Gesteine sind jedoch permotriadische, klastische Basisentwicklungen des zentralalpinen Mesozoikums. Sie werden von EXNER, C. (1995) als Radstädter Quarzschiefer von den eigentlichen altpaläozoischen Quarzphylliten abgetrennt. Letzteren entsprechen jedoch die Wagrainer Phyllite, die im N zwischen der Salzach-Enns-Störung und der dem Schladminger Kristallin angehörigen Koppenlamelle eine eigene, nicht dem Unterostalpin angehörige Einheit bilden (EXNER, C., 1995). Petrographisch handelt es sich dabei um mehrfach deformierte, mittelkörnige und flaserige Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllite. Als Einschaltungen finden sich darin Metabasite, Meta(quarz)porphyre, Quarzite, Metakarbonate (Kalk-und Dolomitmarmore, Eisendolomite mit Silur–Devon-Conodonten [SCHÖNLAUB, H.P., 1975]) und Schwarzschiefern. In den karbonatisch beeinflußten Bereichen liegen eine Reihe von metasomatischen *Eisenspatvererzungen* (Eisenerzbezirk Wagrain – Flachau).

Die Innsbrucker Quarzphyllite werden lithologisch in eine liegende Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie mit *Sb-dominierten Vererzungen*, Karbonat-Serizitphyllite (As-dominiert und z.T. Au-führend) und eine *W-führende* Schwarzschiefer-Karbonat-Serie gegliedert (Abb. 104; HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H., 1982). Die zahlreichen kleinen Erzvorkommen sind unterschiedlicher Genese. Hervorzuheben sind Quarziteinschaltungen im Raum Zell/Ziller, die lagerförmige *Au-führende Arsenopyrit- und Pyritvererzungen* führen (Golderzbezirk Zell/Ziller).

Die bedeutendste Lagerstätte im Magnesit/Scheelitbezirk Tux ist jene von Tux/Lanersbach. Sie liegt in den hangenden, durch Schwarzschiefer und Karbonate dominierten Anteilen (Obersilur/Unterdevon) der Quarzphyllite. Im Liegenden befindet sich ein 3 m mächtiger, stratiform lagernder scheelitführender Grünschiefer-

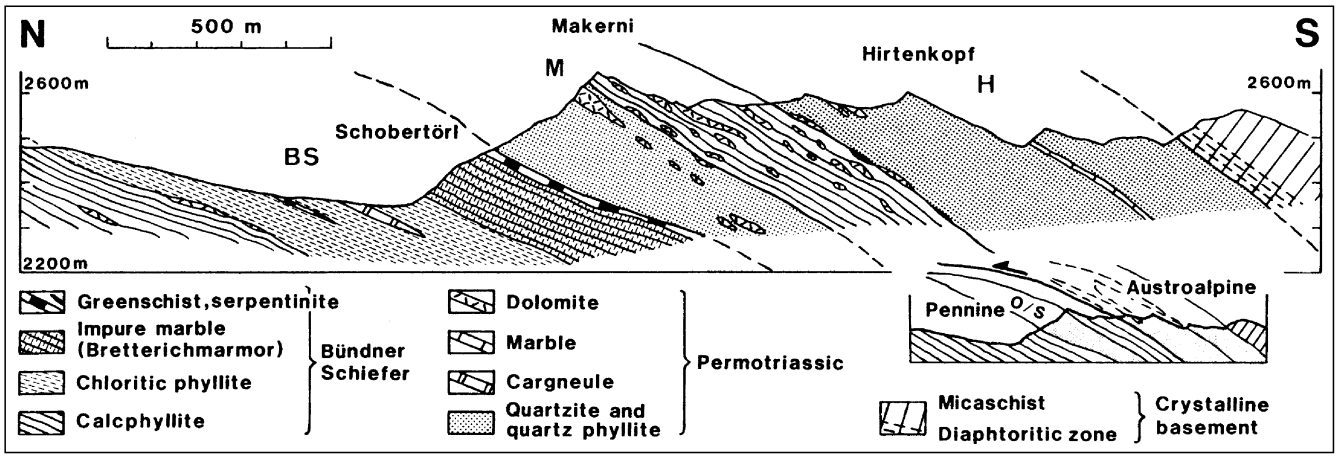


Abb. 102.
Profil durch den Tauern-S-Rand im Bereich der Sadnig-Gruppe.
BS = Bretterich-Schober-Zone; M = Makerni-Zone; H = Hirtenkopf-Zone.
Kleines Bild: O/S = Olistolith der Matreier Zone oder Schuppen ostalpiner Gesteine.
Nach PREY, S. (1964) und FRISCH, W. et al. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

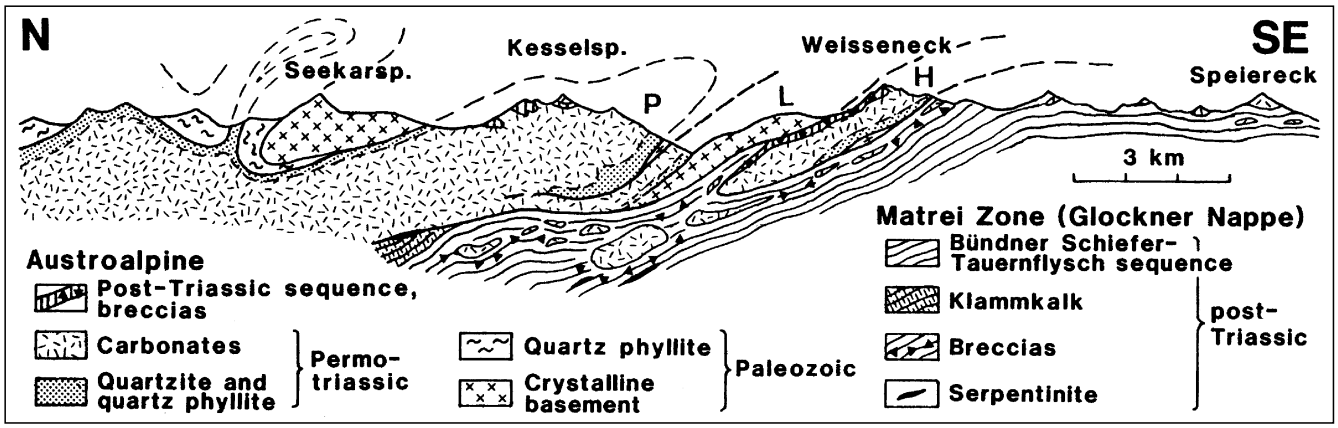


Abb. 103. ▲△▲
Profil durch den Tauern-NE-Rand (Matreier Zone) und die Radstädter Tauern nördlich von St. Michael/Lungau.
H = Hochfeind-Decke; L = Lantschfeld-Decke; P = Pleising-Decke.
Nach TOLLMANN, A. (1964) und FRISCH, W. et al. (1987).

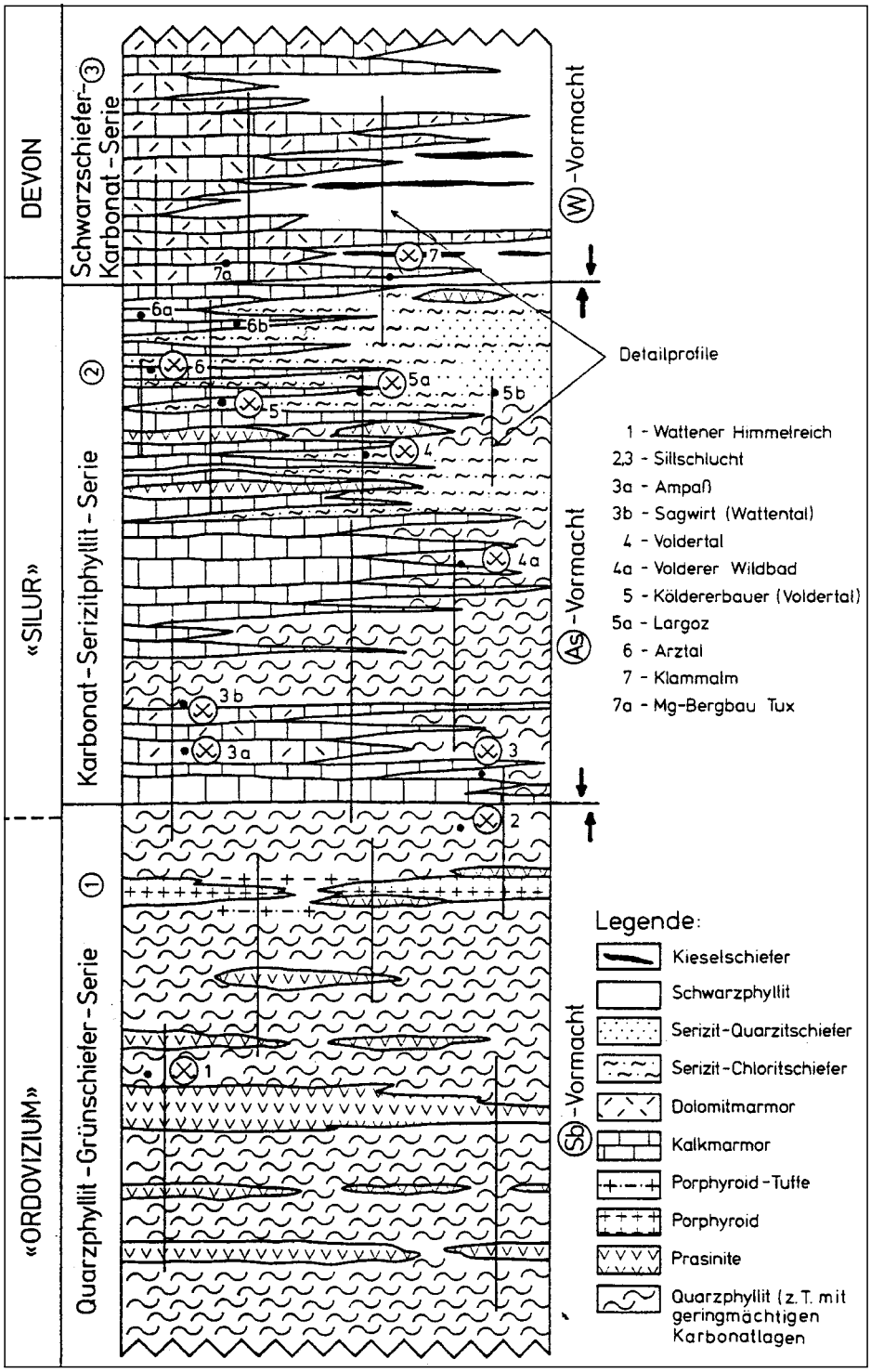


Abb. 104.
Lithologische Gliederung der Innsbrucker Quarzphyllite und Position der Erzlagerstätten.
AUS HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982).

horizont. Das ca. 50–60 m mächtige Spatmagnesitlager und die begleitenden Dolomite besitzen Gefüge, die auf metasomatische Prozesse und Umkristallisation weisen. Vielfach wird eine primäre hydrothermal beeinflußte Anreicherung des Scheelits und Magnesits angenommen.

Die tieferen Deckeneinheiten sind durch zentralalpines Mesozoikum gekennzeichnet: In den Tarntaler Alpen sind das die hangende Hippold- und liegende Reckner-Decke. In den Radstädter Tauern befinden sich in den tieferen Deckensystemen (Hochfeind-, Lantschfeld- und Pleising-Decke) auch Reste des Schladminger Kristallins, die noch ± im Primärverband mit permoskythischen Basisentwicklungen stehen (Abb. 103).

Das zentralalpine Mesozoikum der Tuxer Alpen und Radstädter Tauern besitzt an der Basis Alpinen Verrucano und Permoskythquarzite. In den Radstädter Tauern führen diese Quarzschiefer schichtgebundene, stratiforme *U-Mineralisationen*, von denen jene von Forstau, des Preunegg-, Taurachtales und von Tweng be-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sonders hervorzuheben sind (Uranerzbezirk Radstädter Tauern). Die Trias ist mit einer an das Oberostalpin erinnernden Schichtentwicklung reich gegliedert. Der Jura zeichnet sich in den ursprünglich nördlich liegenden Faziesbereichen (Hippold- und Hochfeind-Fazies) durch einen Reichtum an Breccien aus, die als Bildungen des im Zuge des penninischen Riftings zerbrochenen nördlichen passiven ostalpinen Kontinentalrandes interpretiert werden (HÄUSLER, H., 1987). Im höheren Jura (Oxford) treten Radiolarite auf. Bemerkenswert sind in den Tarntaler Alpen auch die Serpentinite der Reckner-Decke (Abb. 75, 76), die im Kontakt mit jurassischen Gesteinen auftreten und für die z.T. auch südpenninische Provenienz diskutiert wird. Aus den südlichen Radstädter Tauern sind vom Schwarzsee in der Hochfeind-Decke *Mn-Erze* erwähnenswert, die synsedimentär an untermalmische Radiolarite gebunden sind.

Altpaläozoische Phyllite in einer Position zwischen Schladminger Kristallin und dem zentralalpinen Mesozoikum von Radstadt finden sich mit den Fanning-Phylliten südöstlich von Tweng (EXNER, C., 1995). Diese streichen in die Zone der Katschberg- und Lessach-Quarzphyllite, die in unterostalpiner Position den E-Rand des Tauernfensters bilden. Die Schichtfolgen setzen sich aus grauen Quarzphylliten mit Einschaltungen schwarzer Phyllite, Quarzite, Grünschiefer, selten Serpentiniten, Lagen von Eisendolomiten und schwarzen Marmoren zusammen. Von einigen Lokalitäten wurden silurische Conodonten bekannt (SCHÖNLAUB, H.P., 1975; SCHÖNLAUB, H.P. & ZEZULA, G.,1975; SCHÖNLAUB, H.P. et al., 1975).

Teilweise sind diese Phyllite diaphthoritisch mit ?präalpidischen Biotit-, Granatparagenesen ausgebildet. Im Raum Gmünd sind sie gut geschiefert, zeigen E–W-Lineationen und mit der alpidischen Deckenstapelung angelegte W-(SW-)gerichtete Scherkriterien. Die letzte Deformation geht auf W–E-Extension zurück. Sie formt im Sprödbereich Abschiebungen, die zeitgleich mit flachen, duktilen Abschiebungen der peripheren penninischen Schieferhülle angelegt wurden (GENSER, J. in NEUBAUER, F. et al., 1992).

3.4.5. Ostalpines Kristallin mit auflagerndem Zentralalpinem Mesozoikum

Ostalpine Kristallineinheiten („Altkristallin“) treten weitverbreitet im Unterostalpin (Schladminger Tauern, Semmering/Wechselsystem am Alpenostrand) und vor allem im „Mittelostalpin“ (Silvretta, Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen, Deferegger Alpen, Schober-, Kreuzeck-Gruppe, Liesertaler Alpen, Niedere Tauern, Sau-, Kor-, Stub-, Gleinalpe, Rennfeld, Troiseck-Floning Zug und einige Klippen am Alpenostrand z.B. bei Sieggraben) auf. Im Oberostalpin finden sich nur Kleinvorkommen mittelgradig metamorpher Gesteine (Kaintaleck-Decke der Grauwackenzone, Ackerl-Decke des Gurktaler Deckensystems, Angerkristallin im Grazer Paläozoikum). Letztere werden im Zusammenhang mit dem ostalpinen Paläozoikum besprochen.

In einigen Bereichen lagert dem Unterostalpin und „mittelostalpinen“ Kristallin zentralalpines Mesozoikum auf. Die primäre paläogeographische Position dieser Vorkommen von zentralalpinem Mesozoikum im älteren Mesozoikum geht aus Abb. 94 hervor. Gemeinsam ist diesen Vorkommen von zentralalpinem Mesozoikum ihre präpermomesozoische metamorphe Unterlage, der sie mit permoskythischen, durch Quarzite dominierten Basalserien (Alpiner Verrucano, Abb. 92) auflagern, sowie ihre tektonische Reduktion, grünschieferfazielle metamorphe Überprägung und Position als Deckenscheider zwischen alpidischen Deckeneinheiten. Durch den schrägen Basiszuschnitt der ostalpinen Einheiten ist über dem „Mittelostalpin“ das zentralalpine Mesozoikum meist nach der Trias amputiert, während es im Unterostalpin bis in den Bereich Oberjura/Unterkreide erhalten sein kann (Abb. 105; GENSER, H. & NEUBAUER, F., 1990).

Zentralalpines Mesozoikum im Unterostalpin
- Tarntaler Berge
  Alpiner Verrucano – Malm (Radiolarite, Kalkschiefer, Serpentinit)
- Radstädter/Schladminger Tauern
  Alpiner Verrucano – Malm/Unterkreide
- Semmering-System
  Alpiner Verrucano – Rhät (im Untergrund des Wiener Beckens bis Lias)
- Wechsel-System
  Alpiner Verrucano – Mitteltrias (Karbonatgesteine).

Zentralalpines Mesozoikum im „Mittelostalpin“
- Subsilvrettide Schollen – Trias
- Brenner-Mesozoikum (Kalkkögel, Serles, Tribulaun)
  Alpiner Verrucano – Malm/Neokom
- Stangalm-Flattnitz-Mesozoikum
  Alpiner Verrucano – Malmradiolarite, Aptychenkalke
- Rosegger Trias (SE Villach)
  Alpiner Verrucano – Anis/Ladin (Karbonatgesteine)
- Rannachserie
  Alpiner Verrucano – ? Mitteltrias Karbonate

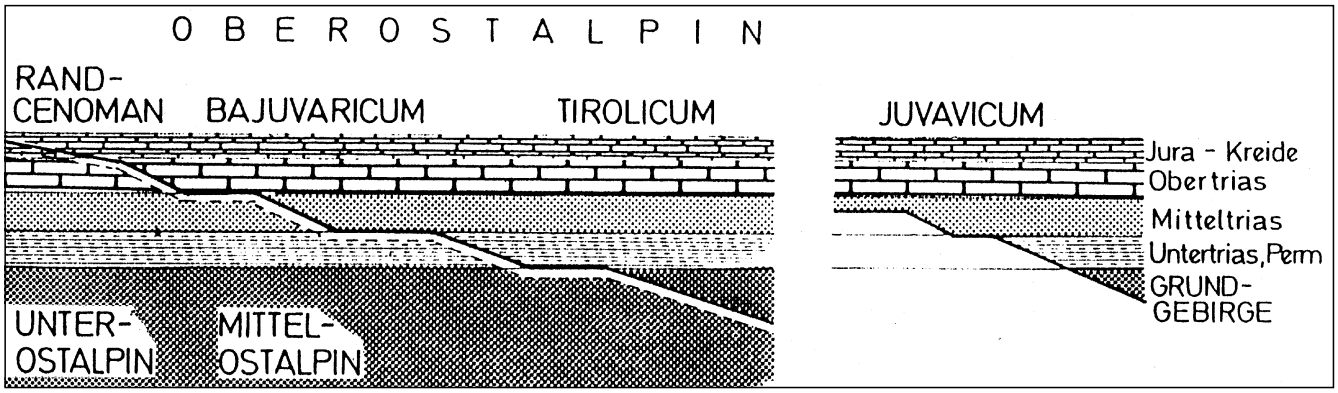


Abb. 105.
Der schräge Basalzuschnitt der ostalpinen Decken bewirkt die tektonische Amputation des Zentralalpinen Mesozoikums und dessen unterschiedliche stratigraphische Reichweite.
Aus GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

– Thörler Zug
  Alpiner Verrucano – Mitteltrias (Karbonatgesteine), ? karnischer Gips-Keuper
– Tattermann-Schuppe
  Alpiner Verrucano – Mitteltrias (Karbonatgesteine).

Zentralalpines Mesozoikum im Oberostalpin

Im Bereich der Blaser Decke westlich Steinach/Brenner und über der Gurktaler Decke (Stangnock, Griffener/Ebersteiner Trias) befindet sich Mesozoikum in oberostalpiner Position auch im Bereich der Zentralalpen. Es besitzt im Vergleich zu den Vorkommen im Unter- und „Mittelostalpin“ eine geringere metamorphe Überprägung.

– Blaser Decke
  Hauptdolomit – Oberjura
– Griffener/Ebersteiner Trias über Gurktaler Decke
  Stangnock-Formation (Oberkarbon) – Hauptdolomit (Nor); Krappfeldgosau.
– Über dem Grazer Paläozoikum liegen mesozoische Sedimente nur in Form der Kainacher Gosau vor.

3.4.5.1. Kristallin westlich des Tauernfensters

3.4.5.1.1. Silvretta, Samnaun- und Verwallgruppe

Die dem „Mittelostalpin“ zugeordnete polymetamorphe Silvrettamasse liegt als Schubmasse über penninischen Einheiten des Prättigaus im W und dem Unterengadiner Fenster im E. Der geringe Tiefgang dieser Schubmasse wird durch das penninische Gargellenfenster angezeigt. Die südöstliche und südliche Begrenzung (bereits außerhalb Österreichs liegend) bildet dem Ötztal-Kristallin auflagerndes zentralalpines Mesozoikum (Abb. 106).

Im N wird trotz des tektonischen Kontakts der Silvrettamasse zur darüberliegenden Phyllitgneiszone aufgrund kontinuierlicher Metamorphoseübergänge in letzterer ein Teil des Silvretta-Kristallins gesehen (ROCKENSCHAUB, M.J., 1990). Über den Phyllitgneisen liegt an der Basis der Nördlichen Kalkalpen südlich Schruns (Bartholomäberg) eine kaum mehr als 200 m breite Zone, in der in einer Mächtigkeit von ca. 300 m klastisches Permokarbon mit aufgearbeiteten Kristallinkomponenten des Untergrundes sedimentär auflagert (MOSTLER, H., 1972).

Gesteinsmäßig treten zu ca. je einem Drittel Metabasite (Eklogite, Amphibolite, Metagabbros, Metadiorite), Metagranitoide (Augengneise und/oder feine leukokrate Gneise) und Paragneise (Biotit-Plagioklasgneise, Feldspatknotengneis, Glimmerschiefer) auf. Migmatite, Marmore, Quarzite und Kalksilikatgesteine finden sich nur untergeordnet (Abb. 107; MAGGETTI, M. & FLISCH, M., 1993).

Die geologische Entwicklung des Silvretta-Massivs wird folgend zusammengefaßt (PIRKL, H.R., 1980; THÖNI, M., 1981; MAGGETTI, M. & FLISCH, M., 1993; MÜLLER, B. et al., 1996):

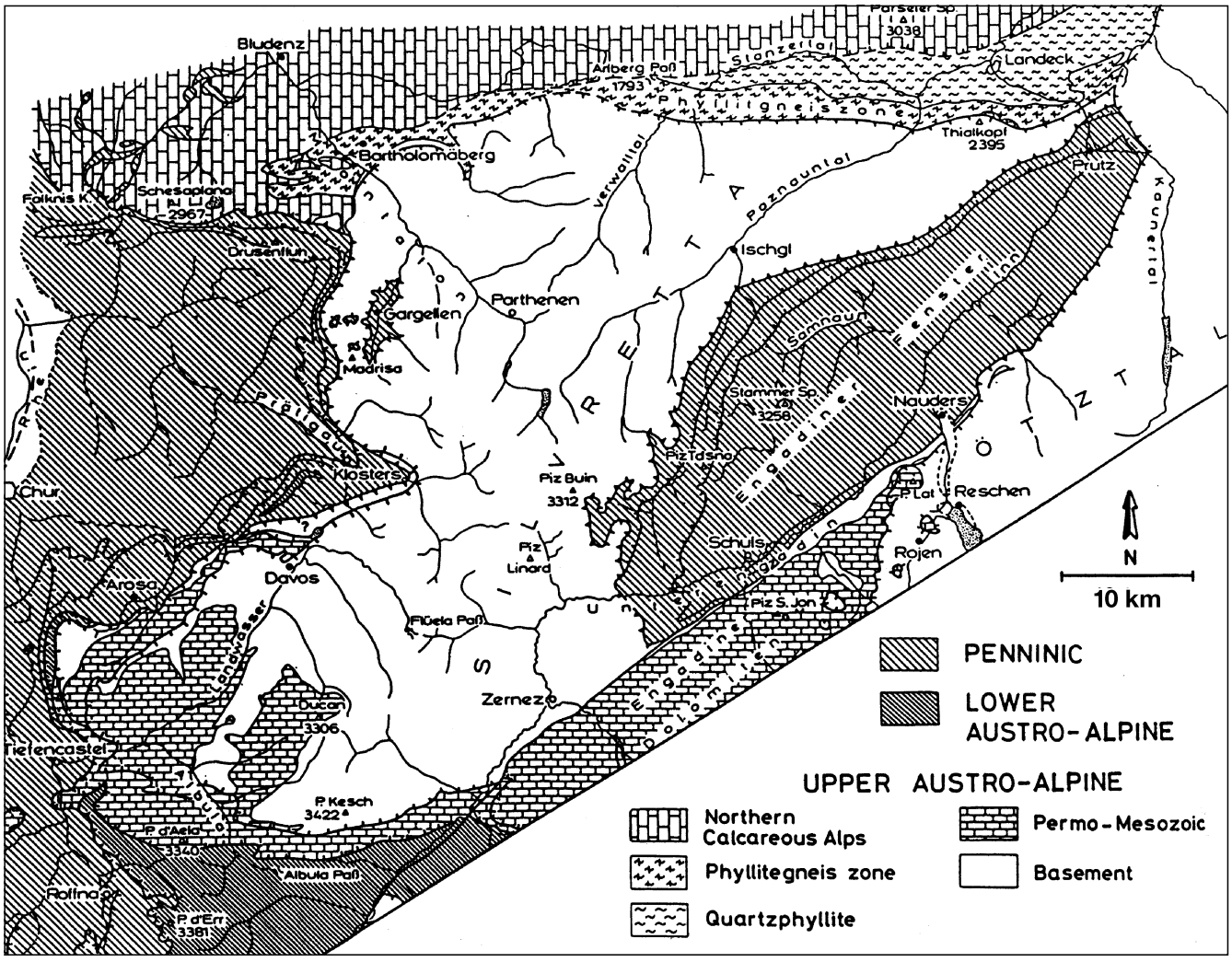


Abb. 106.
Der geologische Rahmen des Silvretta-Kristallins.
Aus THÖNI, M. (1981).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

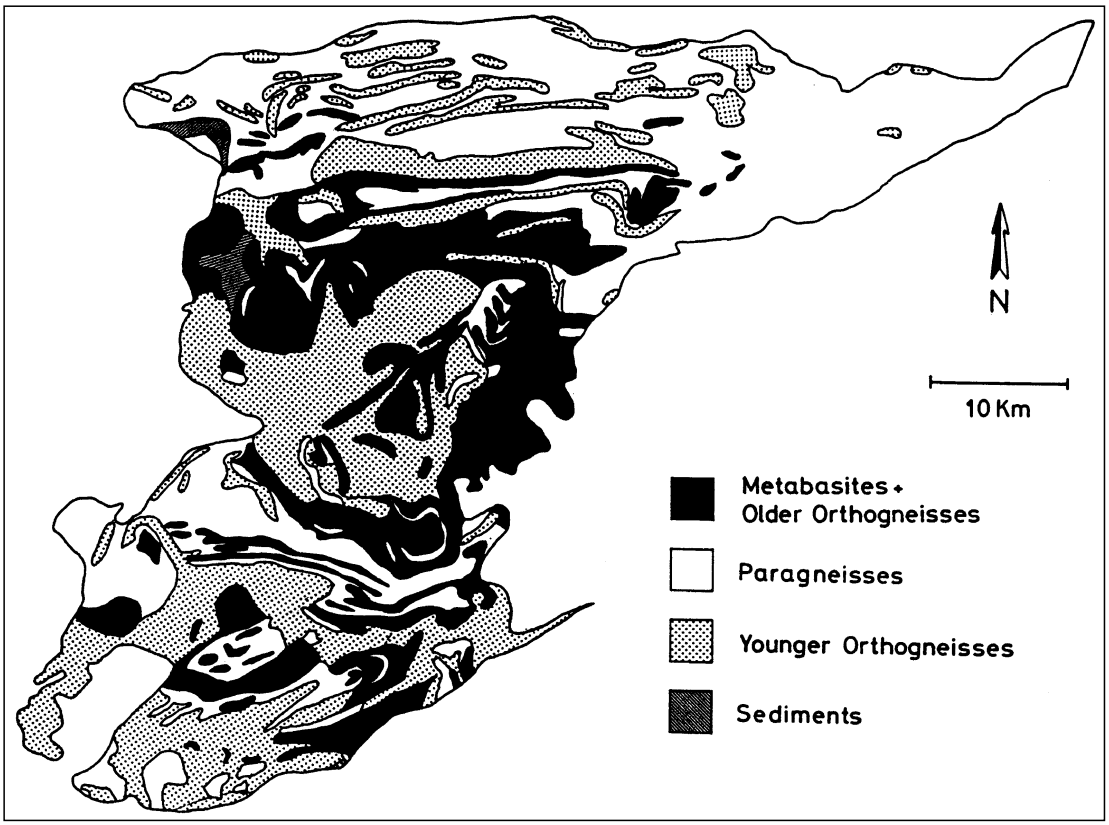


Abb. 107.
Vereinfachte geologische Karte des Silvretta-Kristallins.
In der Gruppe der Metabasite werden Eklogite, Amphibolite, basische und intermediäre Orthogneise vereint.
Aus MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993).

Proterozoikum–Kambrium

Klastische Grauwackensedimentation in einem Back-arc-Milieu und Extrusion/Intrusion von MORB-Gesteinen.

Subduktionsbezogene Deformation und Metamorphose der Amphibolitfazies gipfelnd in einem hp-Eklogit-Event (Höhepunkt bei 550–650°C, 14–16 kb). Abschließend Intrusion der älteren kollisionsbezogenen (basischen bis intermediären) Orthogneise (568–525 Ma). Ultrabasische Gesteine und Plagiogranite werden dabei als Bildungen ozeanischer Kruste am N-Rand Gondwanas angesehen.

Ordovizium

Jüngeres hp-Ereignis vor der riftbezogenen Intrusion/Extrusion der jüngeren Orthogneise (Rb/Sr-Isochrone von 451±2 Ma); untergeordnet karbonatische und pelitische Sedimentation.

Silur-Devon

Im Silur und im Devon sind keine bemerkenswerten geotektonischen Ereignisse bekannt.

Karbon/Perm

Variszische Deformation und Metamorphose (Höhepunkt bei 600–650°C, 5,5–7,5 kb; Rb/Sr-Isochrone 370±17 Ma). In einer nachfolgenden Kompressionsphase wird bei 450–550°C und 4 kb zwischen 340–310 Ma die Schlingentektonik angelegt. Verschiedentlich wird auch eine spät-variszische grünschieferfazielle Diaphthorese gefordert.

Im Oberkarbon durchschlagen tholeiitische Dykes die Basalgesteine. Permisches Rifting führt zu Grabenstrukturen, die mit Ignimbriten und saurem vulkanischem Detritus gefüllt werden.

Trias–Jura

Sedimentation klastischer und dolomitischer Gesteine in einem seichten Meeresbereich.

Kreide–Tertiär

Bei der alpidischen Kompression erreicht die Metamorphose vor 110–90 Ma lediglich in den östlichen Teilen Grünschieferfazies. Danach erfolgt vor 60–55 Ma bei Hebungsvorgängen die Abscherung der Silvretta-Masse von ihrer Basis und Aufschiebung (60–55 Ma) über das penninische Vorland. Ca. 75 Ma alte Pseudotachylite stellen fossile Erdbeben-Hypozentren dar. Die alpidische Deformation erzeugt im Kristallin Spröd- und in den permo/triadischen Decksedimenten Verfaltungsstrukturen.

Metallogenetisch ist die Silvretta-Masse unbedeutend. Lediglich aus der Phyllitgneiszone westlich St. Christoph am Arlberg ist der polymetallische Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Arlberger Phyllitgneise erwähnenswert. Die in Paragneisen, Glimmerschiefern und Feldspatknotengneisen auftretenden Vererzungen werden als prä-alpidisch angesehen. Sie treten metamorphosiert s-parallel als Lager oder in N–NNE-streichenden, E-fallenden ac-Klüften der variszischen Faltenstrukturen auf.

3.4.5.1.2. Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner-Mesozoikum

Im N liegt im Bereich des Inntales eine bedeutende Störung. Unter Überwältigung der Landecker Phyllite und Phyllitgneise ist das Ötztal-Kristallin sogar noch ein Stück den Nördlichen Kalkalpen aufgeschoben. Südlich von Telfs und südöstlich von Landeck grenzt das Ötztal-Kristallin entlang einer steilen Aufschiebung an den Landekker Quarzphyllit. Die W-Grenze bilden zum Engadiner Fenster das Engadiner Lineament und gegen das Silvretta-Kristallin südwestlich (Schliniglinie) und nördlich von Prutz geringfügige Aufschiebungen.

Nach S setzt sich das Ötztal-Stubai-Kristallin über die Staatsgrenze nach Südtirol fort. Die E-Grenze bildet die Brennerfurche, die durch die Sillstörung vorgegeben ist. Sie trennt im N mit einer breiten Mylonitzone den unterostalpinen Quarzphyllit vom Ötztal-Kristallin. Südlich von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

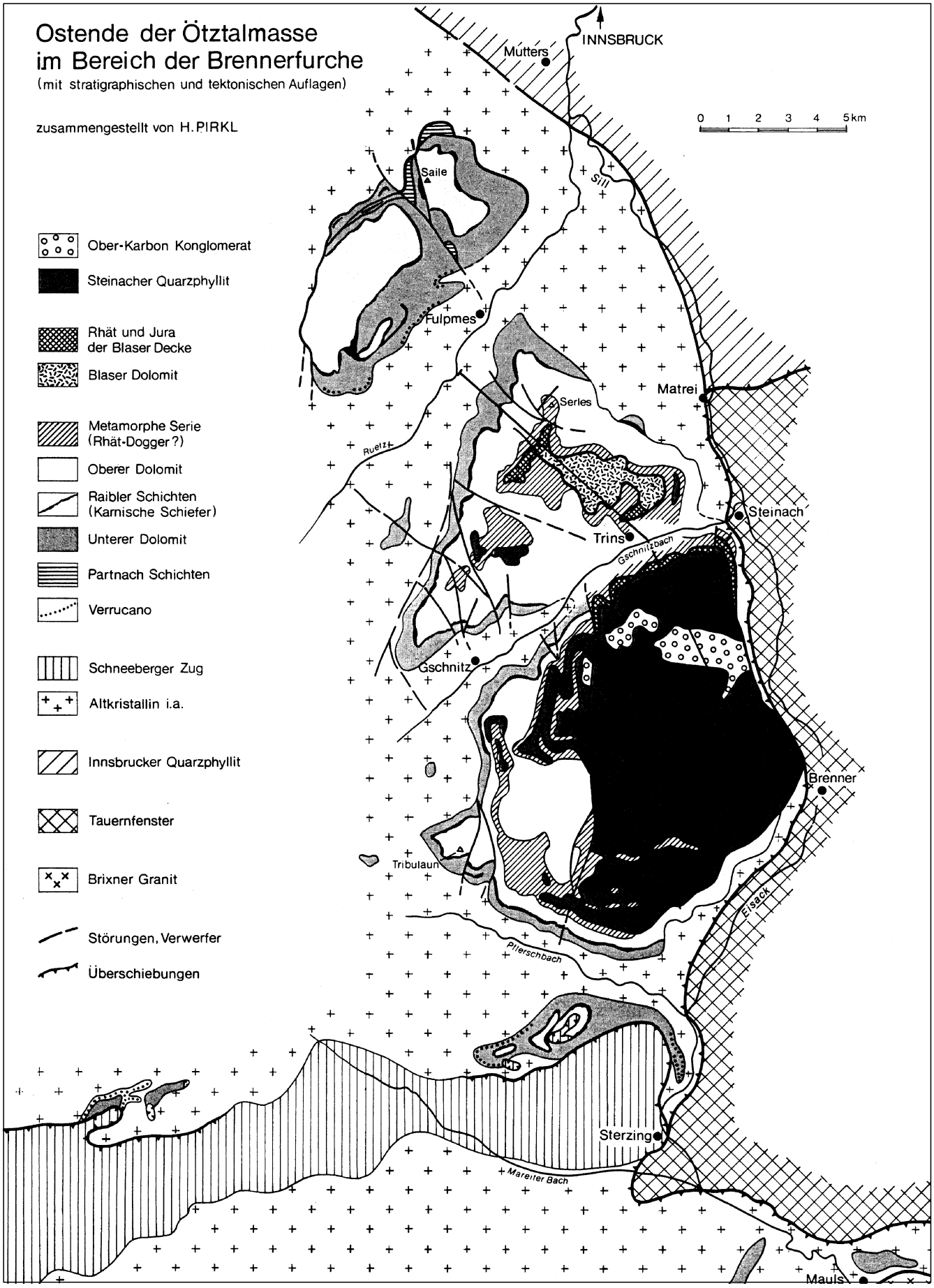


Abb. 108.
Zentralalpines Mesozoikum, Blaser und Steinacher Decke am Ostrand des Ötztal-Kristallins (aus PIRKL, H., 1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

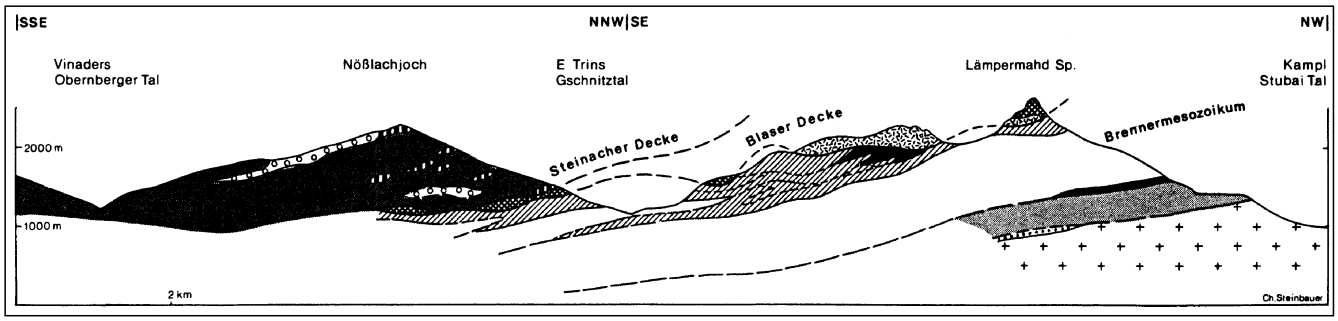


Abb. 109.
Profil durch das Brenner-Mesozoikum.
Nach PREY, S. (1977), aus PIRKL, H. (1980).

Matrei a. Brenner vereint sich die Sill-Linie mit der nach W unter das Ostalpin abtauchenden Überschiebungsfläche des Penninikums. Westlich des Silltales finden sich im Bereich der Kalkkögel, der Serles und des Tribulaun eine Reihe von Mesozoikumsvorkommen (Brenner-Mesozoikum) und südlich des Gschnitztales die Steinacher Quarzphyllitdecke (Abb. 108).

Die Mesozoika zeigen unterschiedliche Metamorphose und tektonische Position. Die eine Überprägung im Bereich der Grünschieferfazies aufweisenden Vorkommen (Kalkkögel, Basis der Serles, tektonische Basis der Steinacher Decke) sind zentralalpines Mesozoikum über dem Ötztal-Kristallin. Ihre permomesozoischen Schichtfolgen wurden auch als „Metamorpher Kalkkomplex“ zusammengefaßt (KÜBLER, H. & MÜLLER, E., 1962). Sie kontrastieren eine niedrigstgradig metamorphe, kalkalpine Schichtfolge mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, Liaskalken, sowie oberjurassischen Radiolariten und Kalken, die in der Serlesgruppe in höchster tektonischer Position zur Blaser Decke zusammengefaßt werden.

An der Basis des Stubai-Brenner-Mesozoikums finden sich beiderseits des Stubaitales in den hangenden Anteilen des Permoskyths *pyritführende Magnetit-Hämatit-Strandseifen*, die im Zuge der Tethystransgression gebildet wurden (Eisenerzbezirk Basis Stubai/Brennermesozoikum). Möglicherweise diagenetisch angelegte und grünschieferfaziell überprägte (450°C, 3,5–4 kb) *Sulfidvererzungen* treten in den hangenden Teilen des anisischen Basisdolomits südlich des Stubaitales im Blei-Zink-Eisenerzbezirk Stubai – Brennermesozoikum auf.

Südlich des Gschnitztales liegt über Karbonaten des „mittelostalpinen“ Brennermesozoikums und der Blaser Decke, bzw. mit ihnen stark verschuppt, die Steinacher Decke (Abb. 109). Sie besteht aus Quarzphylliten mit Einschaltung von Eisendolomitlinsen. Das Hangende bilden oberkarbone, pflanzen- und *Anthrazit*-führende post-variszische Molassesedimente des Nößlacher Joches. Interpretiert wird die Steinacher Decke als zurückgebliebene Basis der Nördlichen Kalkalpen (Äquivalent der Grauwackenzone) und ehemaliger Träger der kalkalpinen Sedimente der Blaser Decke. Ihnen kommt daher eine oberostalpine Position zu (PIRKL, R., 1980).

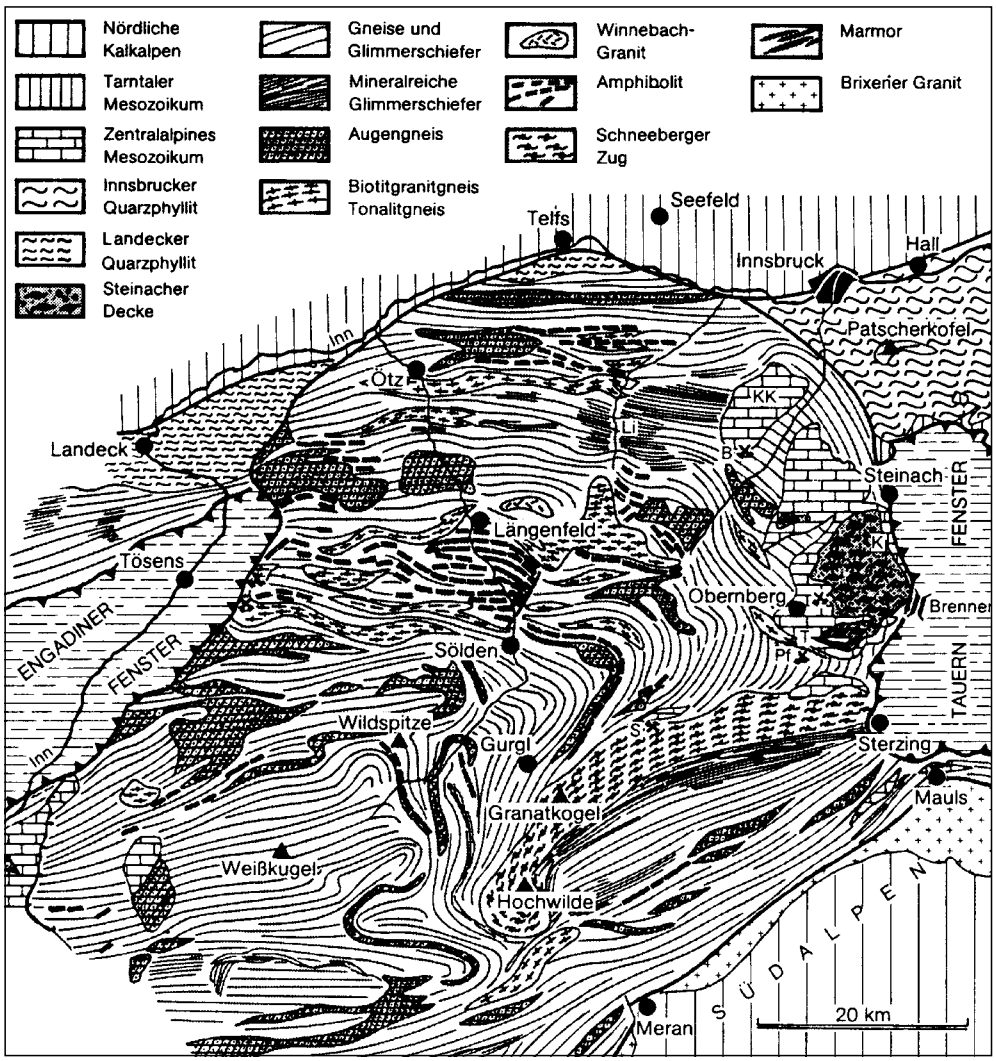


Abb. 110.
Vereinfachte geologische Karte des Ötztal-Kristallins.
Aus BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1975).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lithologisch treten Im Ötztal-Stubai-Kristallin amphibolitfaziell metamorphe Quarz-Feldspat-Gesteine und Metapelite mit Einschaltung von sauren-intermediären Metamagmatiten, Amphiboliten und Eklogiten auf. Die im Südtiroler Schneebergzug und der Laaser Serie weit verbreiteten Marmore sind im österreichischen Anteil kaum vorhanden (Abb. 110; PURTSCHELLER, F., 1978; HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993).

Die Edukte der Orthogneise waren Granite, Granodiorite, Tonalite und (Quarz-)Diorite. Verschiedene radiometrische Datierungen zwischen 470–420 Ma aus S-Typ-Metagraniten sind entweder als Protolith- oder Metamorphosealter zu interpretieren (Lit. zit. bei HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993). Aus dem in situ aufgeschmolzenen Winnebach-Migmatit sind Rb/Sr-Muskovit-Neosomalter zwischen 293 und 461 Ma bekannt (HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993), während SÖLLNER, F. & HANSEN, B.T. (1981) „panafrikanische" Alter der Migmatisierung aus U/Pb-Zirkon-Datierungen ableiten.

In den Metasedimenten tritt eine Vielzahl von Metabasit-Einschaltungen und Linsen von Meta-Ultrabasiten auf. Teilweise lassen die Amphibolite Eklogit- und Gabbrorelikte erkennen. In der zentralen Ötztaler Amphibolit/Eklogitmasse werden diese Gesteine als Reste einer ältest-paläozoischen Ophiolith-Sequenz (Speik-Terrane) interpretiert (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989).

Ähnlich wie in der Silvretta-Masse treten post-variszische, aber prä-mesozoische, andesitische Dykes mit tholeiitischer geochemischer Charakteristik auf (PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIER, D., 1982).

In den N-Teilen ist der tektonische Bau durch deutliches E–W-Streichen der Schieferung und Faltenachsen dominiert. Im S treten in großen offenen Falten steile Achsenlagen (Schlingentektonik) auf. In der Deformationsabfolge werden vier Phasen unterschieden (VAN GOOL, J.A.M. et al., 1987). Nach der nur relikthaft erhaltenen D/1-Deformation ist die D/2-Phase, die gleichzeitig mit der Hauptmetamorphose erfolgte, mit Isoklinalfalten und penetrativer Foliation dominant ausgebildet. Für die zeitliche Zuordnung der D/3-Phase mit offenen Chevron-Falten wird für die alpidisch gering metamorphen Bereiche spät-variszisches und für die eine höhere alpidische Metamorphose zeigenden S-Teile kretazisches Alter diskutiert. D/4 ist alpidischen Alters und tritt lokal in Scherzonen mit offenen Falten auf (THÖNI, M., 1986, 1988).

In der komplexen Metamorphosegeschichte werden Hinweise auf eine prä-variszische hp-Metamorphose (690°C und 14 kb) aus Eklogiten (mit Zr-Alter von 497 Ma) der zentralen Ötztaler Amphibolitmasse, dort auftretenden zonierten Amphibolen und Neosom-Altern aus dem Winnebacher Migmatit abgeleitet (MILLER, Ch., 1970; MOGESSIE, A. et al., 1986; HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993; SÖLLER, J. & GEBAUER, D., unpubl.).

Die dominierende prä-alpidische Metamorphose ist variszisch, wobei Unklarheit über ihre mögliche Mehrphasigkeit besteht. Die ältesten Daten zwischen 449–369 Ma (M. THÖNI, 1986) repräsentieren vermutlich den Höhepunkt der Metamorphose, wobei aus Paragesteinen und Amphiboliten Bedingungen um 650°C und 7 kb abgeleitet werden. Der weitere Temperaturpfad durchlief 500°C bei 320 und 300°C bei 270 Ma (HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993).

Alpidische (kretazische) Metamorphosebedingungen wurden ansteigend von NW nach SE bis zu Bedingungen der Eklogitfazies (550–600°C $\geq$11 kb) im Passaier Gebiet festgestellt (HOINKES, G. et al., 1991). Von hier ausgehend sind in NW-Richtung durch Staurolith (bis zur N-Grenze des Schneebergerzuges) und durch Chloritoid und Stilpnomelan (im NW der Ötztaler Masse) bestimmte Metamorphosezonen kartierbar. Glimmeralter weisen auf Kreide (75–100 Ma) in der Passaier-Zone, Mischalter in der Chloritoidzone und variszische Alter in der Stilpnomelanzone. Daraus wird eine Zunahme der kretazischen Metamorphose in südöstlicher Richtung und eine prä-alpidische aber post-variszische Platznahme des nur kretazisch metamorphen Schneebergzuges über polymetamorphen Kristallineinheiten abgeleitet (Lit. bei HOINKES, G. & THÖNI, M., 1993).

Im polymetallischen Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Stubai-Ötztal werden räumlich, stofflich und genetisch zwei prämetamorphe Mineralisationstypen unterschieden. Die stratiform in Paragneisen liegenden Vererzungen wurden hydrothermal sedimentär im Zusammenhang mit prä-variszischen magmatogenen Vorgängen angelegt. *Cu-Fe-Sulfid Paragenesen* (Typus Tösens) sind dabei an die nördlichen und zentralen Teile gebunden, in denen tholeiitbasalische Orthoamphibolite weit verbreitet sind. Im S-Teil auftretende *Zn-Pb-Sulfidparagenesen* (Typus Plangeross – Mandarfen) sind dagegen an Paragneise gebunden, die im Verband mit sauren Metamagmatiten (Muskovitgranite, Augengneise) auftreten (VAVTAR, F., 1988). Entgegen dieser Interpretation liegen u.a. auch Vorstellungen einer alpidischen, hydrothermalen Metallogenese vor (Lit. siehe TOLLMANN, A., 1977a).

3.4.5.2. Kristallin nördlich des Tauernfensters

Nördlich des Tauernfensters treten zwischen dem Silltal und westlich von Mittersill eine Reihe von Kristallinvorkommen auf, die

- im Verbreitungsgebiet der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllite (Patscherkofel, Glungezer, Steinkogel; Deckschollen nach TOLLMANN, A. [1977a]),
- an der Grenzfuge vom unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit zur oberostalpinen Grauwackenzone, oder
- innerhalb der Grauwackenzone (Alpbach-, Saupanzen Fenster nach TOLLMANN, A. [1977a])

zu liegen kommen (Abb. 111).

TOLLMANN, A. (1977a) sieht in ihnen Reste der „mittelostalpinen" Kristallindecke, während auf der anderen Seite aber auch kontinuierliche Übergänge zu den Quarzphylliten beschrieben werden (z.B. KNEIDL, V., 1971).

Gesteinsmäßig treten am Patscherkofel und Glungezer Paragneise und Staurolithglimmerschiefer mit Einschaltungen von Marmoren und Amphiboliten auf. Östlich von Schwaz dominiert ein tektonisch stark beanspruchter Orthoaugengneis (Schwazer- und Kellerjochgneis), dem gegen die Grauwackenzone Serizitschiefer auflagern. Am Steinkogel treten Späne von Schwazer Augengneisen in granatführenden Albit-/Quarzschiefern und Granatglimmerschiefern (Steinkogelschiefer) auf. Rb/Sr-Altersdatierungen ergaben für die Augengneise ein Bildungsalter von 430–440 Ma, 530–580 Ma als Eduktalter der Steinkogelschiefer und den Nachweis einer kräftigen, möglicherweise zweistufigen variszischen Metamorphose (322$\pm$22 Ma und 347$\pm$30 [SATIR, M. & MORTEANI, G., 1979; NEUBAUER, F. & SASSI, F.P., 1993]).

Metallognetisch sind aus den Augengneisen *Sideritgänge* südwestlich und südöstlich von Schwaz zu erwähnen, für die eine Mobilisierung aus älteren, primär stoffkonkordanten und von schwarzem Turmalin begleiteten Erzkonzentrationen diskutiert wird (Sideritbezirk Schwazer Augengneis).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

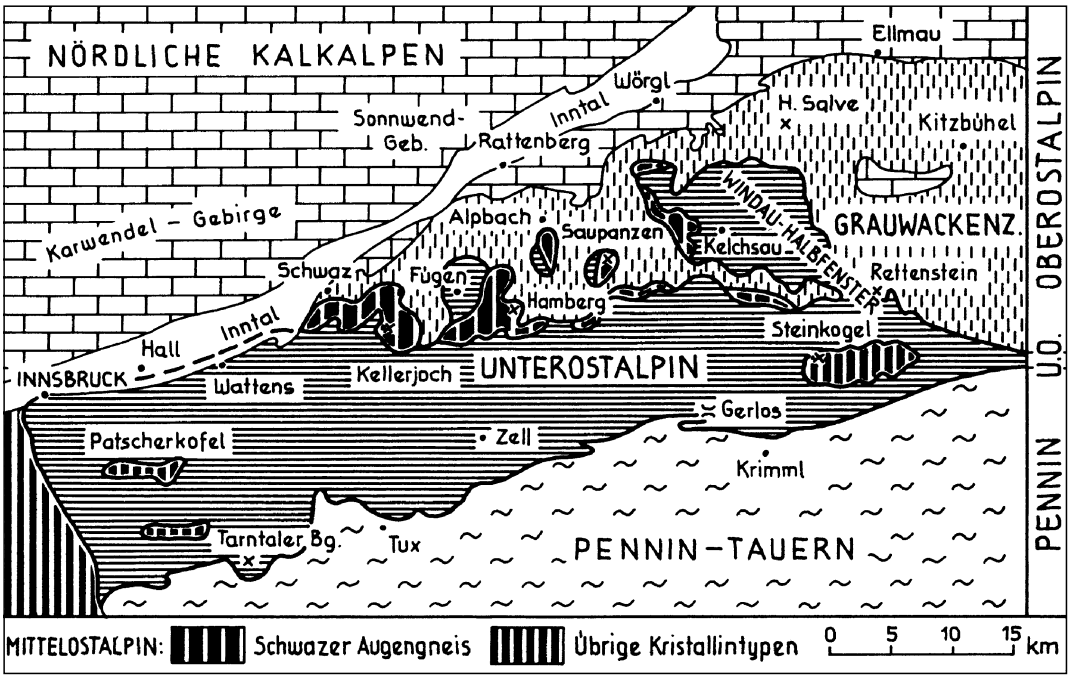


Abb. 111.
Die „mittelostalpinen" Kristallinschollen mit dem Schwazer Augengneis und den Steinkogelschiefern zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Grauwackenzone.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

3.4.5.3. Kristallin südlich des Tauernfensters (Deferegger Alpen, Schober-, Kreuzeck-, Goldeckgruppe)

Südlich des Tauernfensters tritt in den Deferegger Alpen ein breiter Streifen metamorpher Gesteine auf, der seit SANDER, B. (1912) als „Zone der Alten Gneise" bezeichnet wird. Im N ist diese Zone auf das Penninikum (Matreier Zone) aufgeschoben. Im S wird sie von Teilen des Periadriatischen Lineaments (Pustertal- und Gailtallinie) und im E von der NW–SE-verlaufenden Mölltalstörung begrenzt.

Spät-alpidische NW–SE- und E–W-verlaufende Scherzonen gliedern diesen Bereich in die Gebirgsstöcke der Deferegger Alpen, Schober-, Kreuzeck- und Goldeckgruppe. Als sinistrale Systeme treten dabei die Deferegen–Antholz–Vals-(DAV-)Linie (in Österreich vom W her etwa bis in den Bereich südlich St. Jakob zu verfolgen) und die Kalkstein–Vallarga-Linie auf. Dextrale Scherzonen, die als Riedelstörungen zum Periadriatischen Lineament fungierten, sind die Ragga–Teuchl-Störung, die Zwischenbergen–Wöllatratten-Linie (Sillian – Lienz – Obervellach) und die Mölltalstörung. Die Grenze zum Drauzug ist durch mehrphasige, spät-alpidische, spröde Transpressionstektonik geprägt, die sich u.a. auch in der nördlichen und südlichen Grenzstörung des Drauzuges ausdrückt (Abb. 112).

Am S-Rand der Kristallinbereiche sind in den Thurntaler Alpen, der Kreuzeckgruppe, am Goldeck und in den Gailtaler Alpen phyllitische Gesteine weit verbreitet. In den Lienzer Dolomiten und den Gailtaler Alpen trägt dieses Kristallin permomesozoische Schichten mit Transgressionsverband. Die beiden letztgenannten Bereiche werden im Kapitel 3.4.7.2.2. (Drauzug) gesondert behandelt.

Tektonisch werden die südlich des Tauernfensters auftretenden Kristallineinheiten dem „Mittelostalpin" (sensu TOLLMANN, A., 1977a), jene an der Basis des Drauzuges dem Oberostalpin zugeordnet. Unterschiedlich wurde die Position der Thurntaler Quarzphyllite gesehen (Oberostalpin: TOLLMANN, A., [1977a]; Mittelostalpin: SASSI, F.P. et al. [1974a,b]).

Geologische Beschreibungen der einzelnen Bereiche mit Zitation der Altliteratur finden sich bei TOLLMANN, A. (1977a), DAURER, A. (1980), PISTOTNIK, J. (1980a), SCHÖNLAUB, H.P. (1980c,d) und SCHULZ, B., et al. (1993).

Lithologisch werden von N nach S drei prä-permomesozoische Gesteinseinheiten unterschieden (Abb. 112; SCHULZ, B. et al., 1993):

1) AMU-(Metapsammopelit-Amphibolit-Marmor-)Komplex
2) MPU-(Metapsammopelit-)Komplex
3) Phyllit-Komplex.

In der AMU- und MPU-Einheit liegen prä-oberordovizische, in den Phylliteinheiten paläozoische Gesteine vor, die bei unterschiedlicher Metamorphoseentwicklung eine parallellaufende post-oberordovizische Deformationsgeschichte zeigen. In der Vergangenheit wurden diese Einheiten in der Schobergruppe als „Liegend-" und „Hangendeinheit" und in der Kreuzeckgruppe als „nördliche (Polinik-)" und „südliche (Strieden-)Einheit" bezeichnet. Als Grenzzone wird in der Schobergruppe von CLAR, E. (1927) die „Schuppenzone" genannt, in der Kreuzeckgruppe korrelierte TOLLMANN, A. (1977a) diese steilstehende Aufschiebungszone, die sich nach W in die DAV fortsetzt, mit der Muriden-Koriden-Überschiebung östlich des Tauernfensters. Dabei entspricht der AMU-Komplex weitestgehend der Muriden-Einheit und der südlich in hangender Position auftretende MPU-Komplex der Koriden-Einheit sensu TOLLMANN, A. (1977). Heute wird in der Grenzzone beider Einheiten ein prä-alpidischer, schieferungsparalleler Kontakt gesehen (MMZ: Hauptmylonitzone [SCHULZ, B. et al., 1993]).

Der AMU-Komplex südlich des Tauernfensters zeigt in seiner gesamten W–E-Erstreckung einen vergleichbaren Gesteinsbestand mit Glimmerschiefern und Paragneisen. Eingeschaltet sind Amphibolite, die als Metabasalte (MORB, OIB) und Metatuffe interpretiert werden. In der Polinik-Einheit der Kreuzeckgruppe deuten Reliktgefüge in den Amphiboliten auf eklogitische Vorläufergesteine (HOKE, L., 1990). Einschaltungen von Orthoaugengneisen, die als oberordovizische Intrusivkörper (445±24 Ma [HAMMERSCHMIDT, K., 1981]) interpretiert werden, nehmen von N nach S zu. Die jüngsten Gesteine sind aplitisch-pegmatitischer Natur, die mit spät-variszischen Intrusionen anatektischer Schmelzen im Zusammenhang stehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

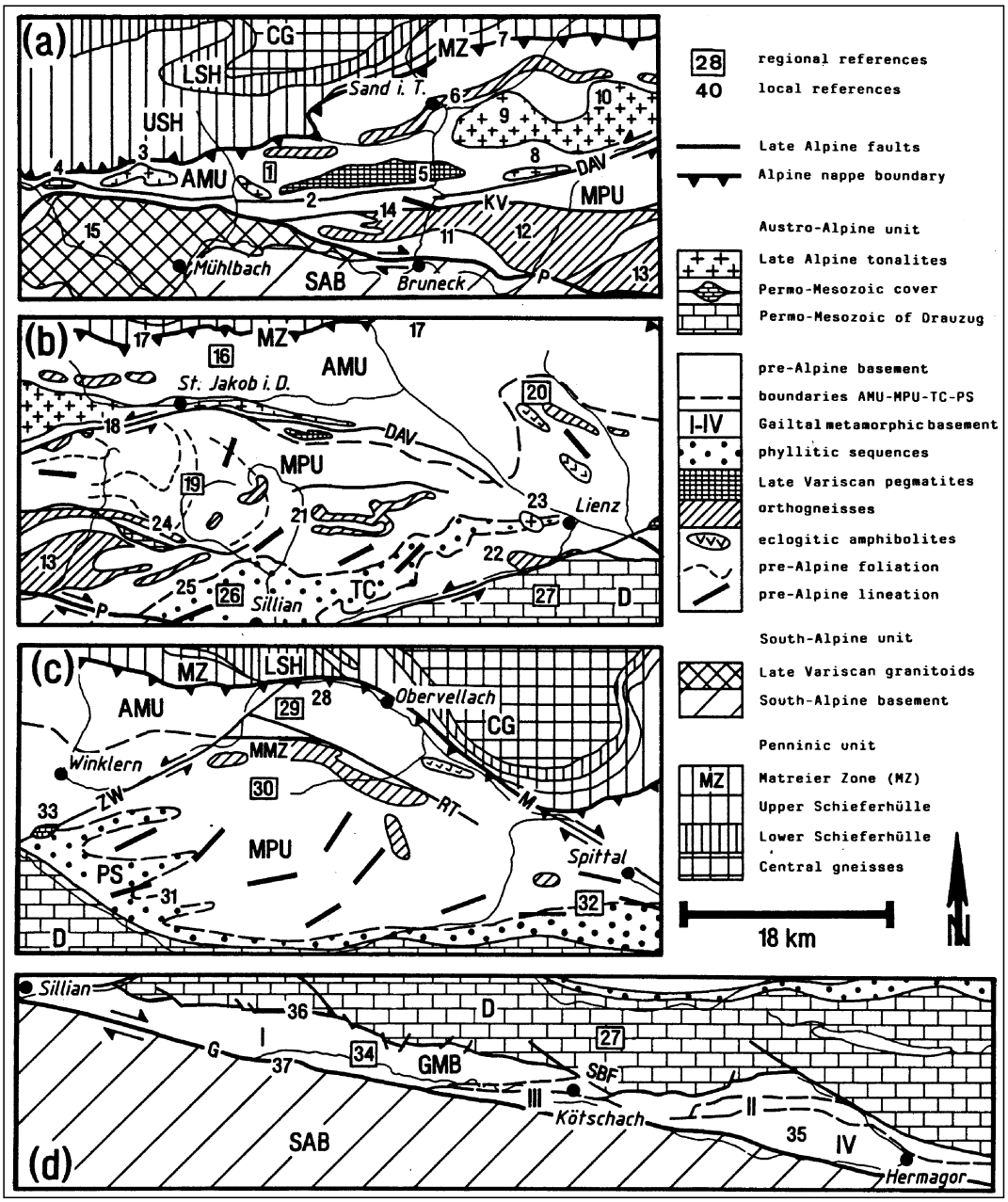


Abb. 112.
Das ostalpine Kristallin südlich des Tauernfensters.
AMU = Metapsammopelit-Amphibolit-Marmor-Komplex; MPU = Metapsammopelit-Komplex; TC, PS = Phyllit-Komplex; GMB = Drauzug; DAV = Defereggen–Antholz–Vals-Linie; G = Gailtal-Linie; KV = Kalkstein–Vallarga-Linie; M = Möll tal-Linie; MMZ = Hauptmylonitzone der Kreuzeckgruppe; P = Pustertal-Linie; RT = Ragga–Teuchl-Störung; ZW = Zwischenbergen–Wöllatratten-Linie.
Die Nummern beziehen sich auf Literaturangaben bei SCHULZ, B. (1993).

Den Hauptteil des MPU-Komplexes bilden einige tausend Meter mächtige monotone Abfolgen quarzitischer Paragneise und Glimmerschiefer mit geringmächtigen Einschaltungen von Amphiboliten (mit Eklogit-Reliktgefügen), Marmoren, graphitischen Glimmerschiefern und Gneisen. Verschieferte Eklogitamphibolite finden sich in der Schobergruppe (Prijakt, Schleinitz-Gebiet) und dem Teuchlgraben der Kreuzeckgruppe. Am Prijakt zeigen sie tholeiitische Zusammensetzung und MORB-Charakteristik (GODIZART, G. & SCHULZ, B., 1992).

Orthogneise (Meta-Granite, -Granodiorite, -Tonalite) mit Altern zwischen 443 und 427 Ma belegen ein präoberordovizisches Intrusionsgeschehen krustaler anatektischer Magmen. Diese zeigen starken genetischen Bezug zu den gleichalten, sauren Metavulkaniten der phyllitischen Einheiten (TROLL, G. et al., 1976; BRACK, W., 1977; BORSI, S. et al., 1973; SATIR, M., 1975; CLIFF, R.A., 1980; PECCERILLO, A. et al., 1979).

In den Deferegger Alpen tritt eine Reihe lagerförmiger und stoffkonkordanter Vererzungen auf. Im AMU-Komplex (Erzbezirk Deferegger Alpen „Muriden“) handelt es sich um Mineralisationen mit *Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit* und untergeordnet *Scheelit*. Der MPU-Komplex (Erzbezirk Deferegger Alpen „Koriden“) führt *Arsenopyrit-, Pyrrhotin-, Galenit-* und *Sphalerit-* sowie *Scheelit*-Imprägnationen. Gang- und kluftförmige Mobilisate stehen eventuell mit der Intrusion der Periadriatischen Intrusivkörper im Zusammenhang.

Im Erzbezirk „Massive Kieslager“ Kreuzeckgruppe sind *massive Kieslager (Pyrit, Pyrrhotin)* mit schwankendem Bunt- und Edelmetallgehalt an metamorphe Vulkanosedimente oder Metatuffite gebunden.

Im Bereich der Thurntaler Quarzphyllite finden sich Einschaltungen von (Chlorit-)Glimmerschiefern, (Epidot-)Amphiboliten und selten Marmoren. Porphyroid-Gneise sind in den mittleren Anteilen der Schichtfolge weit verbreitet. Aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche wird für diese Gesteinsabfolgen ein ordovizisch-devonisches Alter angenommen (SCHÖNLAUB, H.P., 1979). Eingeschaltete und örtlich vererzte Metabasite sind z.T. tholeiitischer Natur (KROL, W., 1974; HEINISCH, H. & SCHMIDT, K., 1983). Der saure Vulkanismus ([Alkali-]Rhyo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lithe, Dazite) wird als Äquivalent zum oberordovizischen Intrusionsgeschehen in den benachbarten MPU- und AMU-Komplexen angesehen (PECCERILLO, A. et al., 1979; HEINISCH, H., 1981; HEINISCH, H. & SCHMIDT, K., 1984).

In den Thurntaler Phylliten treten im Kieserzbezirk Villgraten ebenfalls zahlreiche *polymetallische Kieserzlager* auf, deren Entstehung als submarin sedimentär angenommen wird. Die Erzparagenesen bestehen aus Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Arsenopyrit (Galenit, Sphalerit). Hochtemperatur-Chalkopyrit ist mit gediegen Gold und Elektrum vergesellschaftet. Ebenfalls syngenetisch mit basischem Vulkanismus sind *Scheelit-Vererzungen* (Wolframerzbezirk Gumriaul), die in Form von Imprägnationen und stoffkonkordanten Einlagerungen an Metabasalte gebunden sind und ähnliche Begleitparagenesen wie die zuvorgenannten Kiesvererzungen aufweisen.

Der S-Rand der Kreuzeckgruppe wird von mächtigen Phylliten und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von (Epidot-)Amphiboliten, Metacherts, Kalk- und Dolomitmarmoren (mit Siderit und Magnesit) gebildet. Mächtige Amphibolite sind ehemalige Ozeanbodenbasalte (REIMANN, C., 1980). In der Goldeckgruppe existiert von N nach S eine Altkristallinzone (Glimmerschiefer, Amphibolite, saure Orthogneise), eine Grenzzone und eine südliche Phyllitzone mit Glimmerschiefern, Metabasiten und Marmoren (ANGEL, F. & KRAJICEK, E., 1939). In dieser aufgrund von Conodontenfunden des Devons (SCHÖNLAUB, H.P., pers. Mitt.) als altpaläozoisch angenommenen Schichtfolge wird bei unterschiedlicher alpidischer Überprägung ein kontinuierlicher prä-alpidischer lithologischer und struktureller Übergang zwischen Altkristallin und den Phylliten angenommen (DEUTSCH, A., 1977, 1978; HEINZ, H., 1987).

Östlich des Weißensees liegt in den Goldeckphylliten bei Stockenboi die größte *Hg-Anreicherung* Österreichs. Träger der schichtig angeordneten Vererzungen sind Chlorit-Serizitquarzite. Die Paragenese setzt sich aus Cinnabarit, Pyrit, Spuren von Chalkopyrit und Pyrrhotin sowie Quarz und Baryt zusammen. Neben den schichtigen Vererzungen sind auch Imprägnationen und diskordante Gangbildungen zu beobachten. Die Primäranlage der mit dem Umgebungsgestein mindestens zweifach deformierten und niedriggradig metamorphosierten schichtigen Vererzung wird mit paläozoischer, submariner Hydrothermentätigkeit in Zusammenhang gebracht.

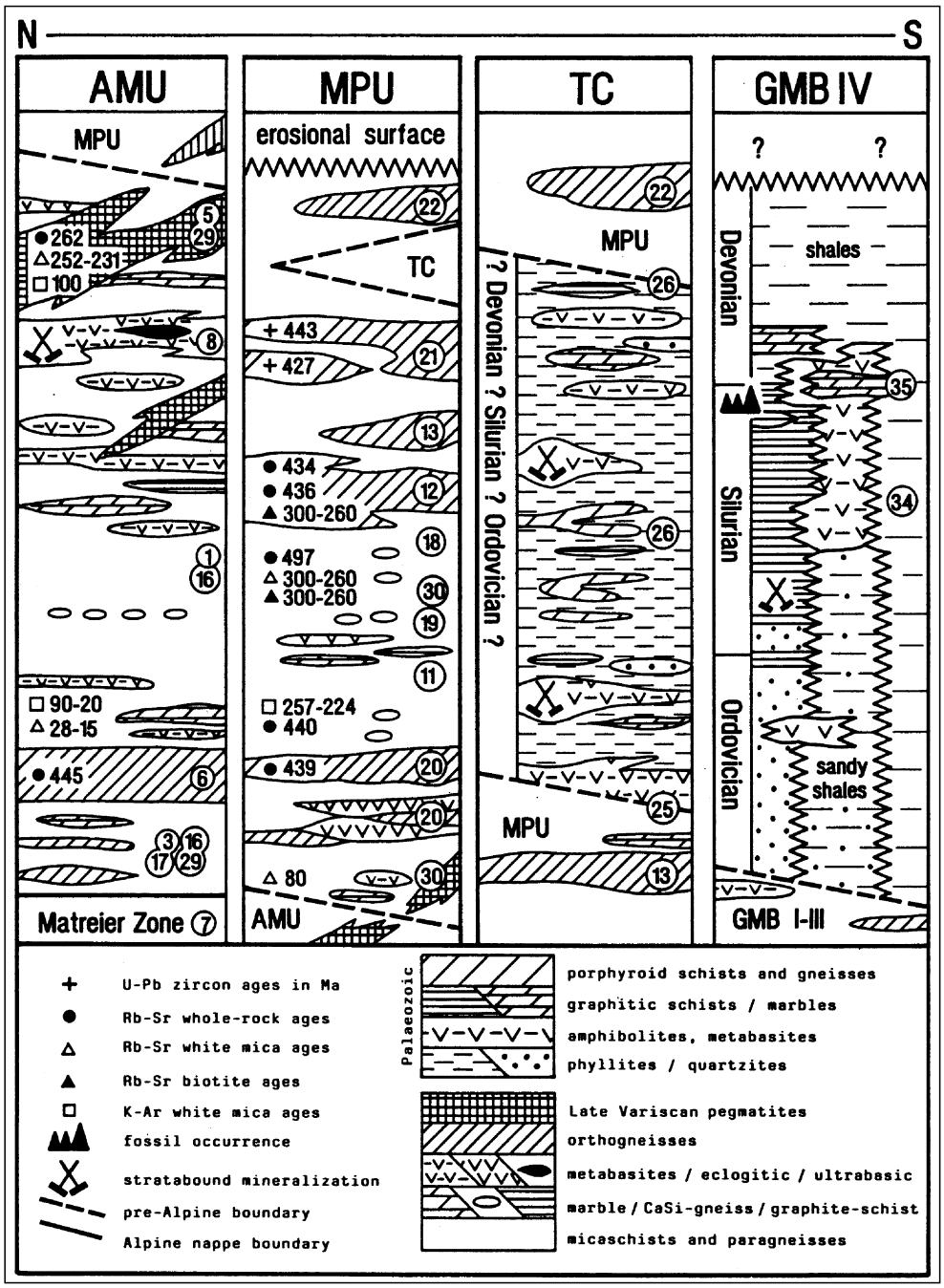


Abb. 113.
Lithologische Abfolgen im AMU- und MPU-Komplex, im Thurntaler Quarzphyllit (TC) und Gailtalkristallin/Paläozoikum.
Nummern in Kreisen beziehen sich auf Literaturangaben bei SCHULZ, B. et al. (1993).

Prä-alpidische Metamorphose- und Deformationsgeschichte

Eine detaillierte Darstellung des prä-alpidischen Geschehens, in dem eine prä-oberordovizische „panafrikanische“ von einer variszischen tektono-metamorphen Entwicklung abgetrennt werden kann, findet sich mit Darstellung der pt-Pfade bei SCHULZ, B. et al. (1993). Dabei zeigen Altkristallin und Phyllit-Komplexe bei unterschiedlichen Metamorphoseentwicklungen übereinstimmende post-oberordovizische Deformationsmuster.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

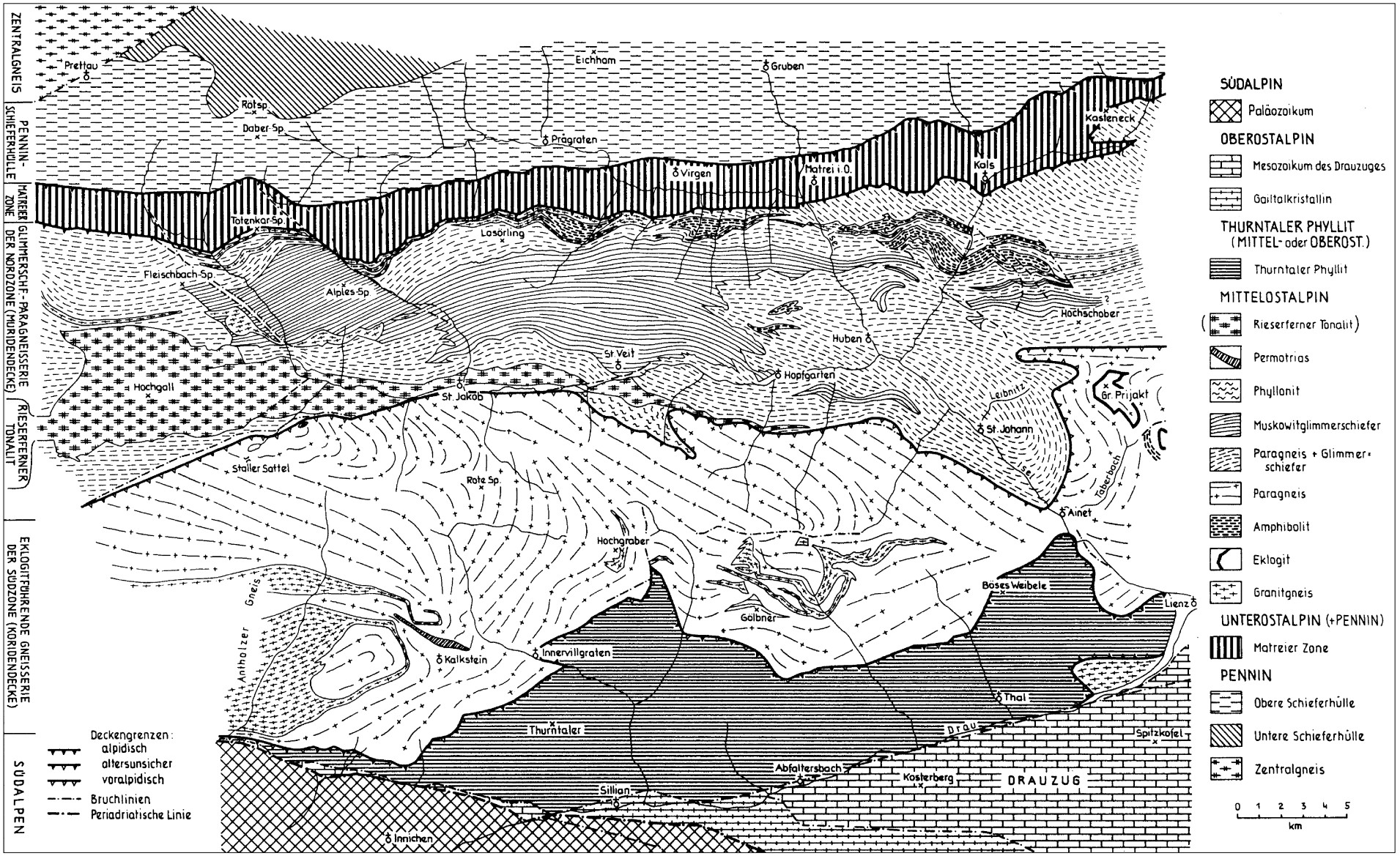


Abb. 114.
Die geologischen Verhältnisse in den Deferegger Alpen.
Nach SENARCLENS-GRANCY, W. (1965), aus TOLLMANN, A. (1977a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

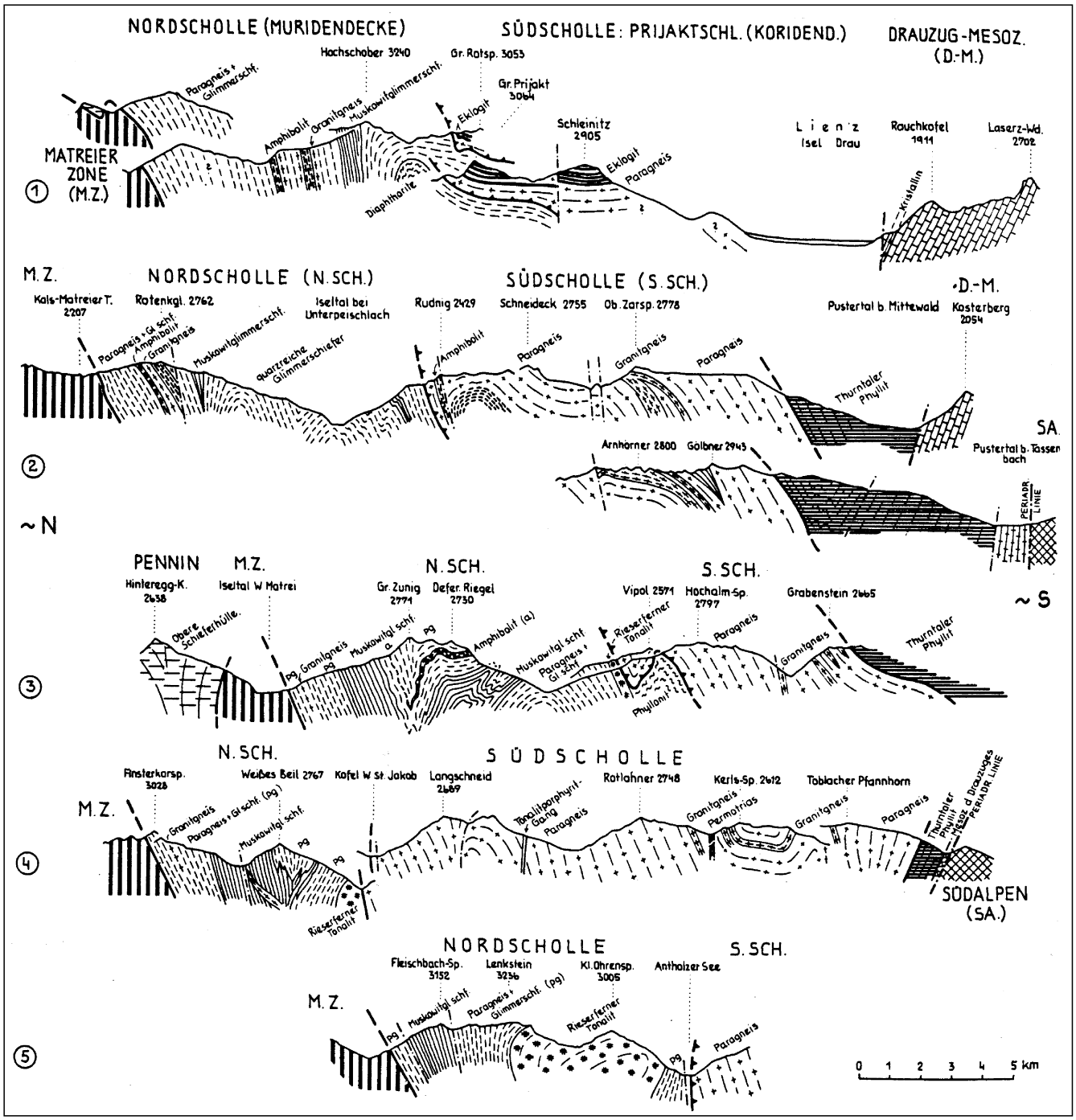


Abb. 115.
Geologische Profile durch die Deferegger Alpen.
Nach SENARCLENS-GRANCY, W. (1965), aus TOLLMANN, A. (1977a).

Im prä-oberordovizischen Altkristallin wird zuerst eine frühe hp/lt-Metamorphose angelegt. Es folgt ein hp-Eklogitstadium und spätere Dekompression, bei der im Zusammenhang mit Scherprozessen ein Schieferungsgefüge angelegt wird. Postkinematisch folgt t-betonte amphibolitfazielle Metamorphose mit lokaler anatektischer Schmelzenbildung.

Innerhalb der Phyllitserien tritt eine lp- (örtlich bis in die Amphibolitfazies reichende) Grünschiefer-Metamorphose auf. Faltung, Schieferung und die Anlage von Scherbändern sind mit spät-varizischen Hebungs- und Abkühlereignissen korrelierbar. Dabei werden die schieferungsparallelen Kontakte der einzelnen lithologischen Einheiten überprägt (SCHULZ, B. et al., 1993).

Zusammenfassend kann eine klar zweigeteilte Entwicklung erkannt werden. Eine frühe, im Detail kaum bekannte panafrikanische Entwicklung (HEINISCH, H., 1986) endet im oberen Ordovizium mit der Intrusion von Granitoiden durch Krustenaufschmelzung (AMU-, MPU-Komplexe). Dieser Magmatismus ist in den Sedimententwicklungen des Kontinentalrandes (Phyllit-Komplex) durch Einschaltung saurer vulkanischer Materialien evident. Post-oberordovizisch kommt es im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision im variszischen Zyklus in einer mehrphasigen Entwicklung zu Krustenstapelungen und damit verbundenen Metamorphosereignissen. Diese betrafen zuerst die heute nordwestlich liegenden Altkristallinanteile und später die Phyllit-Komplexe. Das Alter dieser Ent-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

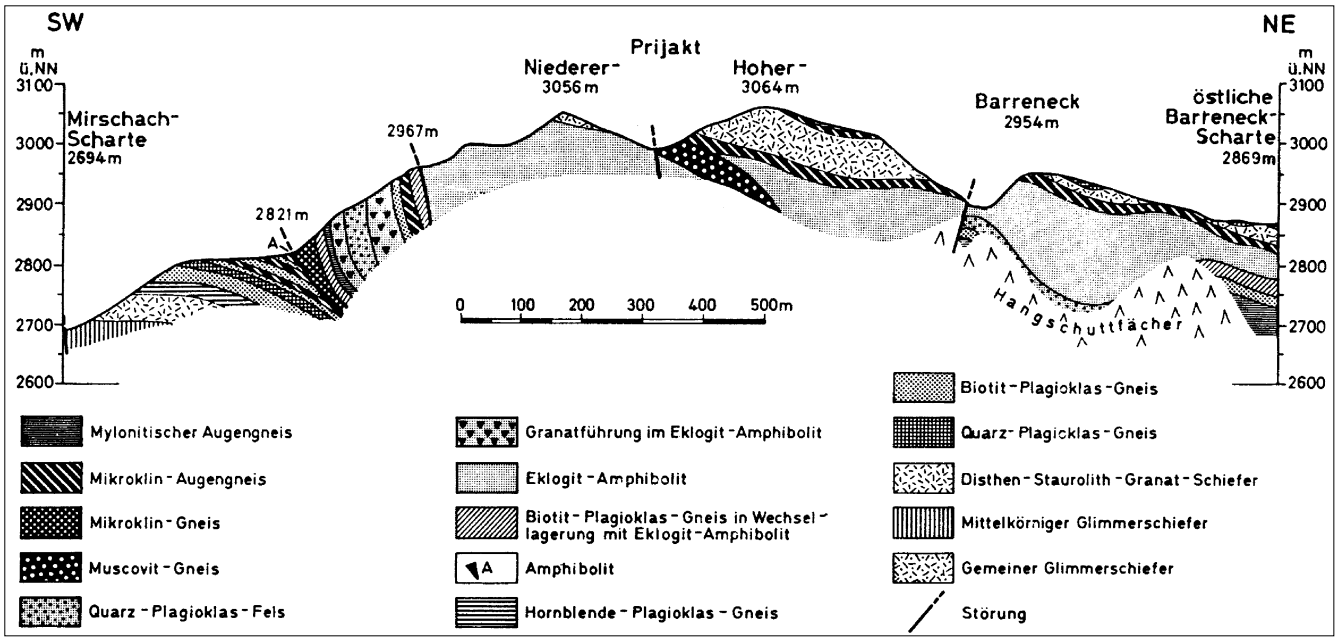


Abb. 116.
Geologisches Profil der Schober-Gruppe.
Nach TROLL, C. et al. (1976), aus TOLLMANN, A. (1977a).

wicklung ist im variszischen Zyklus zeitlich nach der Intrusion der Granitoide (Oberordovizium) bis zum Unterkarbon einzuordnen.

Unterschiedliche Auffassungen existierten über das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose und die Kontaktsituation des Altkristallins zum Phyllit-Komplex. SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (1972) und SASSI F.P. et al. (1974a) denken dabei beispielsweise an ein „kaledonisches" Ereignis und an einen prä-oberordovizischen, winkeldiskordanten Kontakt von Altkristallin und Phylliten. Jüngere Metamorphoseuntersuchungen und Identifizierung der „Basalkonglomerate" als tektonische Zone zeigen, daß dieses kaledonische Ereignis nicht existent ist und ein konkordanter Verband der allerdings variszisch unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten vorliegt (SCHULZ, B. et al., 1993 cum lit.).

Alpidische Entwicklung

Granodioritische-tonalitische (Periadriatische) Intrusivkörper finden sich u.a. im Bereich des Rensen, Rieserferner – Zinsnock, um Lienz und in kleineren Körpern entlang des Periadriatischen Lineaments (BÖGEL, H., 1975; GRATZER, R. & KOLLER, F., 1993; SPRENGER, W.L., 1996). Ihre Intrusion erfolgte mit lokalen thermischen Kontaktbildungen (PROCHASKA, W., 1981a) um 30 Ma. Im Zusammenhang mit diesen magmatischen Aktivitäten stehen zahlreiche prä- bis postintrusive Ganggesteine. In den östlichen Bereichen wird die MMZ von 30–40 Ma alten Porphyrit-Gängen nicht mehr betroffen, wohl aber die spröd deformierte Zwischenbergen–Wöllatratten- und Ragga–Teuchl-Störung (DEUTSCH, A., 1988; HOKE, L., 1990).

Generell ist eine Zunahme der alpidischen duktilen und metamorphen Überprägung von S nach N festzustellen. Früh-alpidische Schieferung und Faltung wird dabei spät-alpidisch, bei struktureller Übereinstimmung zwischen ostalpinen und penninischen Einheiten, nochmals verfaltet. Alt-alpidische Metamorphosebedingungen (8 kb und 400–450°C [STÖCKHERT, B., 1984]) reflektieren im W-Teil zunächst eine Subduktion unter die Adriatische Platte und nachfolgende Heraushebung zu Bedingungen von 550°C und 4 kb (SCHULZ, B., 1990). Bedingungen der alt-alpidischen Amphibolitfazies werden für die Polinikgruppe mit 620±70°C und 6,25±1,25 kb angegeben. Glimmeralter zur Datierung der alpidischen Haupschieferung sind >100 Ma (PROCHASKA, W., 1981b). K/Ar-Abkühlalter gruppieren sich in den nördlichen Bereichen um 80 Ma (Datenzusammenfassung bei HOKE, L. [1990]). Biotitalter von 15–28 Ma im westlichen Bereich sind im Zusammenhang mit der abschließenden Heraushebung zu sehen (BORSI, S. et al., 1978).

Im S werden in den permomesozoischen Sedimenten epizonale alpidische Verhältnisse festgestellt (NIEDERMAYR, G. et al., 1984; RANTITSCH, G., 1995; LEIN, R. et al., 1997), die im benachbarten kristallinen Grundgebirge 300°C und 2,5 kb (STÖCKHERT, B., 1982) selten übersteigen.

Im Oligozän löst eine N–NE-gerichtete Bewegung der Adriatischen Platte zunächst sinistrale Bewegungen entlang der DAV aus. Eine nachfolgende NW–SE-Kompression steht im Zusammenhang mit dextralen Bewegungen der Adriatischen Platte entlang des Periadriatischen Lineaments. Im Gailtal folgen der Intrusion der Tonalite und ihrer duktilen Deformation mehrere spät-alpidische spröde Deformationsphasen mit zweimaliger Pseudotachylitbildung, die vermutlich ebenfalls mit dextralen Verschiebungen im Zusammenhang stehen (SPRENGER, W.L. & HEINISCH, H., 1992; SPRENGER, W.L., 1996). Eine kontinuierliche post-oligozäne Heraushebung wird durch von S nach N kontinuierlich jünger werdende Apatit-Spaltspurenalter angezeigt (STAUFFENBERG, H., 1987). Das komplexe jungalpidische Geschehen ist für eine Reihe von Vererzungen verantwortlich:

Am S-Rand der Kreuzeck- und in der Goldeckgruppe treten in unterschiedlichsten Lithologien eine Reihe jungalpidischer, strukturkontrollierter, hydrothermaler Lagerstätten auf, die ± parallel zum Drautal streichen bzw. an NNW–NNE verlaufende Störungssysteme gebunden sind (Antimon-[Arsen, Gold-Blei, Kupfer], sowie Gold-Arsen-Erzbezirk Kreuzeck – Goldeckgruppe [+ Gailtal-Kristallin]):

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

– *Sb-(As-, Au-, Pb-, Cu-)dominierte Vererzungen* (Typus Rabant/Radlberg) liegen vor allem in der südlichen Kreuzeck- und Goldeckgruppe und auch im Gailtal-Kristallin. Bei Quarz und eisenhältigen Karbonaten als Gangart ist eine komplexe Mineralsukzession feststellbar, die mit Au-hältigem Arsenopyrit einsetzt und nach einer Buntmetallparagenese mit einer Stibnit-Phase endet.
– Au-dominierte Vererzungen (Typus Gurskerkammer, Fundkofel) sind an linsige Gangquarze, an Störungssysteme bzw. silizifizierte Scherzonenbereiche gebunden. Das Gold liegt als Freigold bzw. refraktär im Arsenopyrit und untergeordnet im Pyrit vor.

In beiden Vererzungstypen sind hydrothermale Alterationsbildungen gut ausgebildet. Die lagerstättenbildenden, hoch- bis hypersalinaren Fluide sind entsprechend ihrer Isotopie metamorphe und z.T. meteorisch beeinflußte Wässer, die bei 180–270°C und 0,5–1,5 kb die Sb- und bei 320–350°C und 2–2,5 kb die Au-betonten Paragenesen bildeten (MALI, H., 1996). Ein genetischer Zusammenhang letztgenannter Vererzungen besteht möglicherweise zu *Cinnabarit-Mineralisationen* bei Glatschach/Dellach.

Im Silbererzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe sind hydrothermale Ag-Vererzungen (Typus Grakofel/Plattach [Ag]; Draßnitz [W, Sn]) ebenfalls strukturgebunden und bereichsweise an tektonisch überprägte Kontakte von Quarzporphyritgängen (K/Ar-Alter 30–40 Ma) mit Metasedimenten gebunden. Ihre Bildungstemperaturen lagen zwischen 165–250°C und 210–365°C bei Sn- und W-führenden Silbererzparagenesen. Für dieses Telescoping ist möglicherweise eine magmatische Quelle (Periadriatische Intrusivgesteinskörper) verantwortlich.

3.4.5.4. Kristallin östlich des Tauernfensters

Östlich des Tauernfensters ist das ostalpine Kristallin aus mehreren tektonostratigraphischen Einheiten zusammengesetzt, die sich in Bezug auf Protolithalter/-ausbildung, Geodynamik und tektono-thermische Entwicklung unterscheiden. Häufig werden die in verschieden strukturellen Niveaus auftretenden polymetamorphen Einheiten durch zentralalpines Mesozoikum getrennt. Die Metamorphoseprägung erfolgte prä-alpidisch und/oder alpidisch. In jüngerer Zeit gewinnen permische thermische Ereignisse immer größere Bedeutung. Im konventionellen Deckenschema wird das Kristallin östlich des Tauernfensters folgenden Einheiten zugeordnet (TOLLMANN, A., 1977a). Die Nummern beziehen sich auf Abb. 117.

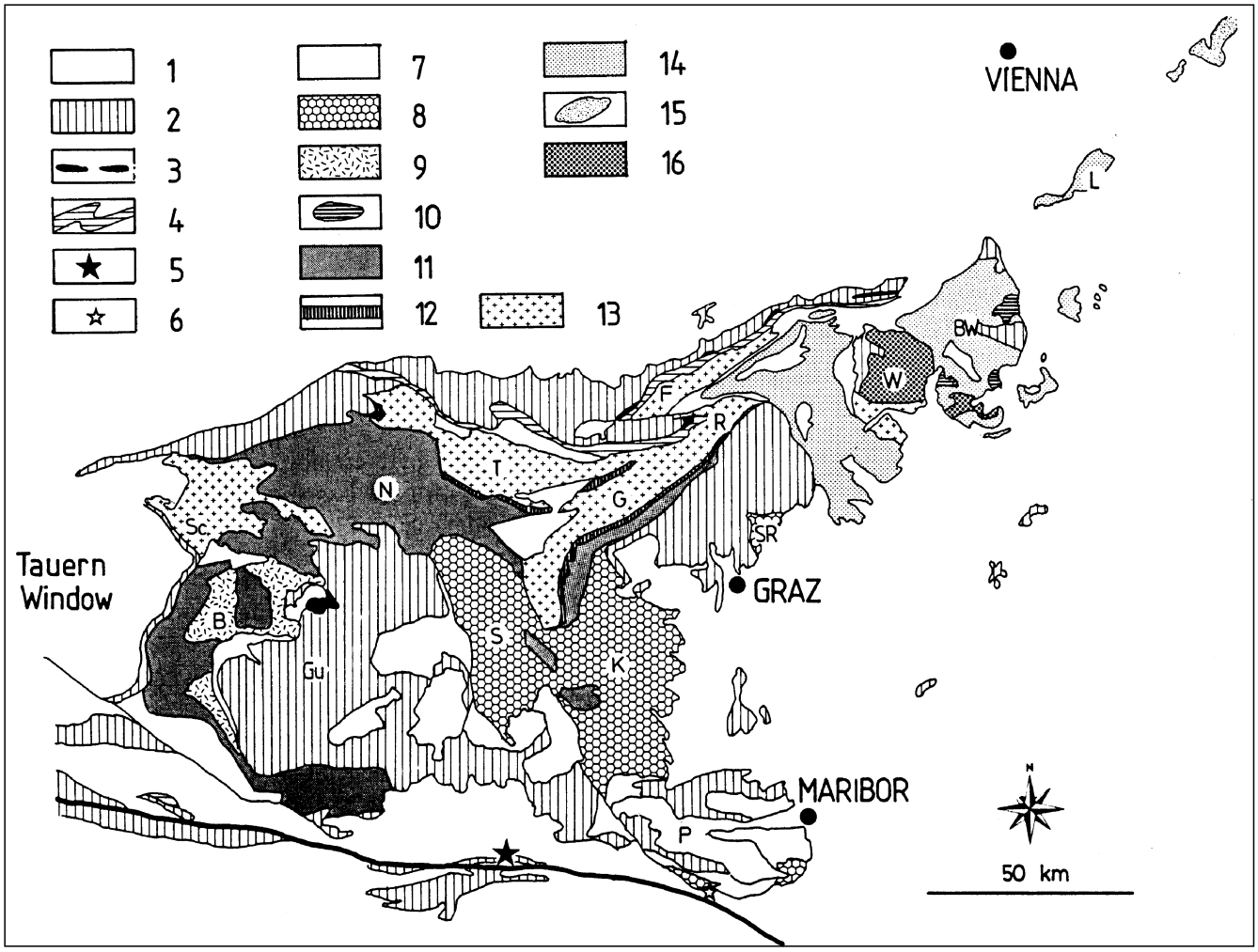


Abb. 117.
Ostalpine Grundgebirgseinheiten östlich des Tauernfensters.
1 = Post-variszische Decksedimente; 2 = fossilführendes Paläozoikum und Quarzphyllitareale; 3 = Kaintaleckschuppen und Ackerl-Kristallin; 4 = Grauwackenzone (Veitscher Decke); 5 = Eisenkappler Kristallin; 6 = Pohorje-Granat-Peridotit-Granulit-Komplex; 7 = Plankogel-Komplex und assoziierte Glimmerschiefer; 8 = Koriden-Gneis-Komplex; 9 = Bundschuh-Komplex; 10 = Sieggrabener Komplex; 11 = Glimmerschiefer-Marmor-Komplex; 12 = Speik-Komplex; 13 = Kern-Komplex; 14 = Grobgneis-Komplex; 15 = Tatrische Einheiten; 16 = Wechselgneis-Komplex; B = Bundschuhgebiet/Nockberge, BW = Bucklige Welt, F = Troiseck-Floning-Zug, G = Gleinalm, Gu = Gurktaler Alpen, K = Koralpe, L = Leithagebirge, N = Niedere Tauern, P = Pohorje (Bachern-Gebirge), R = Rennfeld, S = Saualpe, Sc = Schladminger Tauern, T = Seckauer Tauern, W = Wechsel.
Aus NEUBAUER, F., & FRISCH, W. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Rock	Method[b]	Age (error)	Rb-Sr initial ratio (error)	Reference
Tatric unit				
Metamorphic rocks	Rb-Sr WR	380 ± 20	0.7101 ± 0.0004	Cambel and Kral (1989)
Bratislava granite	Rb-Sr WR	347 ± 4	0.7036 ± 0.0013	Cambel and Kral (1989)
Wechsel gneiss complex, Fertörakos comple				
Pegmatite	Rb-Sr mu	351 ± 9		Kovach and Svingor (1981)
Raabalpen crystalline complex:				
Metatonalite	Rb-Sr WR	343 ± 20	0.7057 ± 0.0003	Peindl et al. (1990)
Porphyric granite gneiss	Rb-Sr WR	338 ± 12	0.7071 ± 0.0006	Scharbert (1990)
Two-mica granite gneiss	Rb-Sr WR	326 ± 11	0.7068 ± 0.0019	Peindl et al. (1990)
Two-mica granite gneiss	Rb-Sr WR	243 ± 17	0.7234 ± 0.0017	Scharbert (1990)
Muriden, core complex:				
Plagioclase gneiss	Rb-Sr WR	518 ± 44	0.7044 ± 0.0012	Frank et al. (1976)
Orthogneiss	Rb-Sr WR	432 ± 16	0.71158 ± 0.00235	Scharbert (1981)
Garnet amphibolite	U-Pb z. l.	ca. 435		Neubauer et al. (1993)
Augen gneiss	U-Pb z. l.	ca. 425		Neubauer et al. (1993)
Metatonalite ("Metablastic amphibolite")	U-Pb z. l.	356		Neubauer et al. (1993)
Two-mica metagranite	Rb-Sr WR	354 ± 16	0.7047 ± 0.0007	Scharbert (1981)
Trondhjemite gneiss	U-Pb z. c.	353 ± 2		Neubauer et al. (in prep.)
Augengneiss	Rb-Sr WR	331 ± 25	0.7058 ± 0.0029	Frank et al. (1983)
	Rb-Sr mu	258 ± 1		Frank et al. (1983)
Metagranite	Rb-Sr mu	331 ± 7		Scharbert (1981)
Pegmatite	Rb-Sr mu	329 ± 12		Scharbert (1981)
Pegmatite	K-Ar mu	347 ± 7		Hejl (1984)
Pegmatite	K-Ar mu	340 ± 18		Hejl (1984)
Biotite amphibolite	K-Ar bio	276 ± 15		Hejl (1984)
Pegmatite	K-Ar mu	265 ± 14		Hejl (1984)
Plagioclase gneiss	K-Ar mu	282 ± 15		Hejl (1984)
Muriden, Micaschist-Marble comple				
Villach orthogneiss	Rb-Sr WR	445 ± 44	0.7122 ± 0.0014	Frimmel (1988)
Wolfsberg granite	Rb-Sr WR	258 ± 11	0.7046 ± 0.0028	Morauf (1980)
Pegmatite	Rb-Sr mu	347 ± 6		Frank et al. (1983)
Pegmatite	Rb-Sr mu	277 ± 1		Frank et al. (1983)
Pegmatite	Rb-Sr mu	256 ± 30		Jäger and Metz (1971)
Koriden				
Eclogite	Sm-Nd WR-gt	693 ± 39		Manby and Thiedig (1988)
Micaschist	U-Pb zi. u.	1200 ± 60		Paquette and Gebauer (1989)
"Plattengneis"	U-Pb zi. u.	2015 ± 49		Paquette and Gebauer (1989)
	l. i.	297 ± 3		
	Rb-Sr t. s. i.	256 ± 35	0.7158 ± 0.0012	Frank et al. (1981)
	Rb-Sr t. s. i.	249 ± 6		Frank et al. (1983)
Metagabbro	Sm-Nd m. i.	275 ± 18		Thöni and Jagoutz (1991)
Pegmatite	Rb-Sr WR	ca. 280		Scharbert, cited in Göd (1989)
	Rb-Sr mu	277 ± 5		Frank et al. (1983)
	Rb-Sr mu	265 ± 25		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	263 ± 25		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	263 ± 25		Frank et al. (1983)
	Rb-Sr mu	258 ± 16		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	249 ± 16		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	247 ± 15		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	246 ± 16		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	246 ± 32		Morauf (1981)
	Rb-Sr mu	244 ± 26		Morauf (1981)
Pegmatite (St. Radegund)	Rb-Sr WR	313 ± 18	0.7147 ± 0.0010	Neubauer and Stattegger (unpubl. data)
	Rb-Sr mu	308 ± 16		Neubauer and Stattegger (1981)
	Rb-Sr mu	303 ± 65		Neubauer and Stattegger (1981)
Bundschuh area				
Bundschuh orthogneiss	Rb-Sr WR	372 ± 29	0.738 ± 0.002	Hawkesworth (1976)
	Rb-Sr mu	352 ± 4		Frimmel (1986a, b)
"Kaintaleck slices"				
Hornblende-garnet gneiss	U-Pb z. u.	2,530		Neubauer et al. (1989)
	U-Pb z. l.	516		
Paragneiss	U-Pb z. l.	391 ± 2		Neubauer et al. (in prep.)
Aplitic orthogneiss	U-Pb z. u.	365 ± 20		Neubauer et al. (in prep.)
Orthogneiss boulder	U-Pb z. u.	502 ± 6		Neubauer et al. (1987)
Orthogneiss boulder	U-Pb z. u.	500 ± 20		Neubauer et al. (1987)
Eisenkappel				
Karawanken granite	K-Ar hb	252 ± 9		Cliff et al. (1974)
	Rb-Sr bio	232 ± 9		Scharbert (1975)

Abb. 118.
Auswahl geochronologischer Daten aus den ostalpinen Kristallineinheiten östlich des Tauernfensters.
Aus NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993); dort findet sich auch die Zitation der angeführten Literatur.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unterostalpin

Das Unterostalpin wird am Alpenostrand in das tiefere Wechselsystem (mit Waldbach- und Wechselgneis-Komplex; 16, z.T. 2) und das höhere Semmeringsystem (Grobgneis/Raabalpen-Einheit; 14) gegliedert. Weiters kommt im Gegensatz zur Darstellung in Abb. 20 und 117 und TOLLMANN, A. (1977a) dem Schladminger Kristallin (Sc) eine Unterostalpin-Position zu (SLAPANSKY, P. & FRANK, W., 1987). In der Besprechung werden auch die Hainburger Berge als Teile der Kleinen Karpaten (Tatrikum) dem Unterostalpin angeschlossen.

„Mittelostalpin"

Dieses besteht aus der Muriden-Einheit (13: Kern-, 12: Speik-, 11: Glimmerschiefer-Marmor-Komplex), der Koriden-Einheit (8: Koridengneis-Komplex, 11: Plankogel-Komplex), dem Bundschuh- (9) und Sieggrabener Komplex (10).

Oberostalpin

Die Kaintaleckschuppen der Grauwackenzone (3), das Ackerl-Kristallin (3) im Gurktaler Deckenkomplex, das Anger-Kristallin des Grazer Paläozoikums und das Eisenkappler Kristallin (5) werden im Zusammenhang mit dem ostalpinen Paläozoikum bzw. dem Drauzug besprochen.

Zusammenfassende Beschreibungen

TOLLMANN, A. (1977a); BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980a); BECK-MANNAGETTA, P. (1980a,b); MATURA, A. (1980); PAHR, A. (1980a,b); PISTOTNIK, J. (1980b,c); PLÖCHINGER, B. (1980b); SCHARBERT, S. (1980a,b); NEUBAUER, F. (1992) und NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993).

3.4.5.4.1. Unterostalpines Kristallin am Alpenostrand

Die Hainburger Berge zeigen mit ihren permomesozoischen Anteilen bereits Anklänge an das Tatrikum der Westkarpaten. Ihre prä-alpidischen Anteile setzen sich aus Paragneisen, Staurolith-Glimmerschiefern, Biotitphylliten und Grünschiefern zusammen, die von Zweiglimmergraniten, Granodioriten und Leukograniten intrudiert werden. Aus Analogiegründen mit den Kleinen Karpaten kann ein devonisches Metamorphosealter angenommen werden. Die Metagranitoide gelten als Äquivalent des Bratislava-Plutons (Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter 347±4 Ma) (PAHR, A., 1980b; CAMBEL, B. & KRAL, J., 1989; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993).

Am Alpenostrand tritt Unterostalpin im Bereich der Fischbacher Alpen, beiderseits des Mürztales, am Wechsel, Semmering, der Buckligen Welt und im Leithagebirge auf. Tektonisch wird es unter Zwischenschaltung von

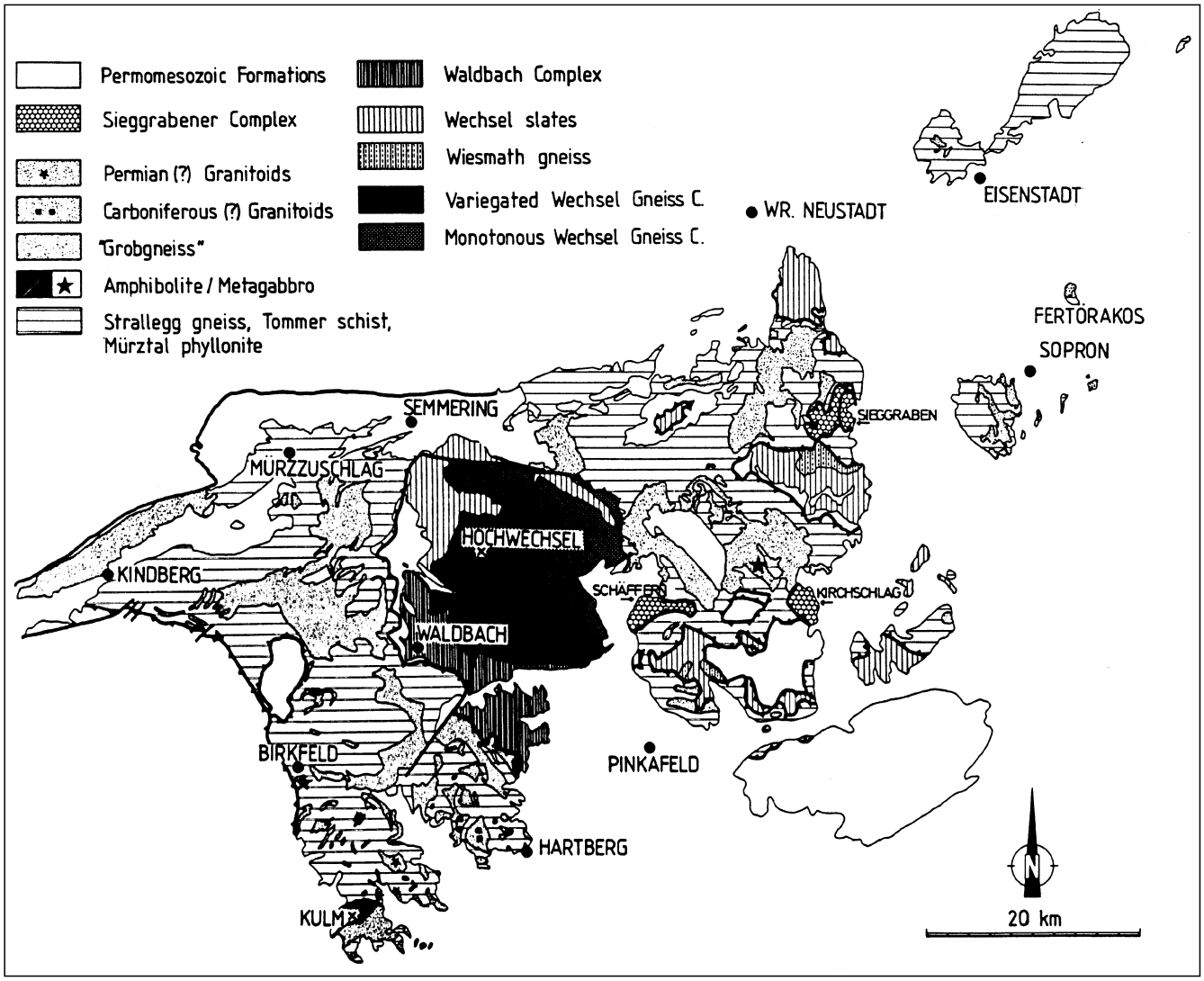


Abb. 119.
Verbreitung unterostalpiner Einheiten am Alpenostrand.
Lediglich der Sieggrabener Komplex wird dem „Mittelostalpin" angegliedert.
Aus NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zentralalpinem Mesozoikum in die liegende Wechsel-Einheit (Wechselfenster und einige kleinere isolierte Fenster) und die hangende Grobgneis-Einheit gegliedert (Abb. 119).

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1977a); PAHR, A. (1980a,b); NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1992, 1993); SCHARBERT, S. (1980b).

Wechsel-Einheit

Die Wechsel-Einheit besteht aus dem Wechselgneis-Komplex und den Wechselphylliten, die durch eine flache duktile Abschiebung voneinander getrennt werden. Die Platznahme der Wechselphyllite erfolgte spät-variszisch nach dem Metamorphosehöhepunkt der Wechselgneise. Am S-Rand wird der Wechselgneis-Komplex entlang einer flachen Abschiebung vom Waldbach-Komplex überlagert (PEINDL, P. et al., 1990).

Wechselgneis-Komplex

Als Wechselgneis-Komplex wird eine mächtige, gleichförmige Entwicklung mit Dominanz heller Albit-Porphyroblastengneise (Monotoner Wechselgneis) und einer durch das Hinzutreten von Orthogneisen, Epidot-Amphiboliten, Grünschiefern und Schwarzschiefern charakterisierten hangenden Einheit (Bunte Wechselgneise; Abb. 120) bezeichnet. Metasedimente und kalkalkalische, basische und saure Metamagmatite werden als Bildungen eines aktiven Kontinentalrandes interpretiert (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993). Bemerkenswert sind *massive Fe-Cu-Vererzungen* im Hangenden (TUFAR, W., 1968).

Die polymetamorphen Wechselgneise erfuhren im S eine erste Metamorphose im Bereich der Amphibolitfazies. Sie werden noch vor dem Oberkarbon (Rb/Sr-Hellglimmeralter 335±7 Ma) retrograd im Bereich der oberen Grünschieferfazies überprägt (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

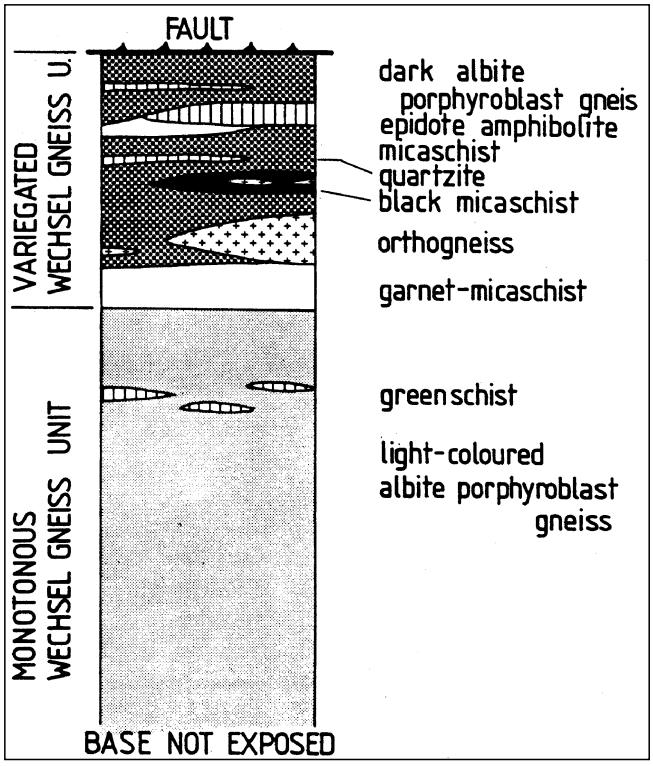


Abb. 120.
Lithologische Gliederung des Wechselgneis-Komplexes.
Aus NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1973).

Wechselphyllite

Als Wechselphyllite werden dunkle bis schwarze Phyllite mit vulkanogenen Metagrauwacken, selten basischen Schiefern und leukokraten Metatuffiten bezeichnet. Örtlich sind sie vom Wiesmath-Orthogneis intrudiert. Aufgrund von Sporomorphen wird ein für ostalpine Phyllitserien unübliches Oberkarbon/Unterperm-Alter abgeleitet (PLANDEROVA, E. & PAHR, A., 1983).

Waldbach-Komplex

Dieser besteht aus Glimmerschiefern (an der strukturellen Basis phyllitisch); intermediären (Hornblende-)Orthogneisen und vererzten Schwarzschiefern. Orthogneise und Amphibolite werden als Inselbogen-Magmatite gedeutet, stratiforme Kiesvererzungen sind vom Hangenden der Amphibolite bekannt (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

Die prä-alpidische Metamorphose erreicht die Amphibolitfazies und lokal anatektische Stadien (FAUPL, P., 1972). Diskordante Pegmatitgänge sind jünger als der Metamorphosehöhepunkt und die duktile Deformation. Im alpidischen Zyklus erfolgt eine retrograde Überprägung im Bereich der Grünschieferfazies und die Anlage E–W-streichender, S-vergenter liegender Faltenstrukturen. NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1992, 1993) vergleichen den Waldbach-Komplex aufgrund ähnlicher Lithologie mit dem Kern-Komplex der „mittelostalpinen" Muriden-Einheit.

Im S-Bereich des Waldbachkristallins findet sich eine Reihe paragenetisch unterschiedlicher *Fe-Vorkommen* (Eisenerzbezirk Wechselfenster). Die Vererzungen treten lagerförmig in teilweise stark graphitführenden Albit-/Chloritschiefern (vulkanosedimentären Metagesteinsabfolgen) mit bevorzugt *sulfidischen* (Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Molybdänit), *oxidischen* (Magnetit, Pyrit, Chalkopyrit, Limonit vermutlich nach Siderit) und *karbonatischen* (Mesitinspat, Braunspat, untergeordnet As-, Fe-, Cu-Sulfide) Paragenesen auf.

Der polymetallische Erzbezirk Wechselfenster setzt sich aus genetisch teilweise unterschiedlichen, stark regionalmetamorph überprägten und tektonisierten Vererzungen zusammen. Sie liegen vor allem in den N-Bereichen des Wechselfensters und sind an polymetamorphe, Albit-reiche, vulkanosedimentäre Gesteinseinheiten gebunden. Bezeichnend für die lagerartigen Vererzungen sind *Cu-Mineralisationen* z.T. mit ht-Modifikationen. Von Trattenbach sind aus den komplexen Erzen auch Spuren von Gold erwähnenswert. Einen selbständigen Typus bildet die Lagerstätte des Prinzenkogels mit einer durch Ag-reichen *Galenit-* und *Sphalerit*-dominierten polymetallischen Sulfidvererzung und *Baryt* als Gangart. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine stark überprägte Gangmineralisation.

Grobgneis-Einheit

Diese besteht aus prä-karbonen Metasedimenten, einer variszischen granitoiden Intrusionsgesteinsabfolge und zentralalpinem Mesozoikum (TOLLMANN, A., 1977a; PAHR, A., 1980a; NEUBAUER, F. et al., 1992; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993).

Metasedimente

Diese setzen sich aus den migmatischen Strallegger-Gneisen, Tommer-Glimmerschiefern und Phylloniten (Birkfelder-, Mürztaler-Phyllit) zusammen. Als Einschaltungen finden sich Amphibolite, Quarzite, Disthen-Quarzite, Turmalinite und entlang alpidischer Scherzonen *Talkschiefer* und *Leukophyllite (Weißschiefer)*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Amphibolite treten als m- bis 10er-m-mächtige Einschaltungen innerhalb der Paragneise, oder – als Xenolithe interpretiert – randlich zu den Granitoidkörpern auf. Spurenelementmuster deuten auf kontinentale Intraplattenbasalte (NEUBAUER, F. et al., 1992; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993).

Die Hauptmetamorphose der Metasedimente ist prä-alpidisch. Sie dokumentiert sich im S in der synkinematischen Migmatisierung pelitischer Gesteine und der amphibolitfaziellen Metamorphose (mit Staurolith-Bildung) in den nördlich auftretenden Tommer-Glimmerschiefern (PEINDL, P., 1990).

Innerhalb des Grobgneis-Komplexes liegen in den Metasedimenten eine Vielzahl von Lagerstätten, die heute in polymetamorpher Form und tektonisch stark überprägt erscheinen. Zum Teil belegt das Auftreten ht-Mineralphasen, deren Bildungsbedingungen über jenen der alpidischen Metamorphose lagen, eine prä-alpidische Anlage. Vereinzelt weist das Auftreten von Graphit und Molybdänit mit anderen Sulfiderzen auf euxinische Bedingungen und syngenetische Erzbildung.

Im Eisenerzbezirk Grobgneisserie treten zahlreiche *karbonatische, oxidische und sulfidische*, komplexe, lager- und gangförmige *Eisen-Mineralisationen* unterschiedlicher Genese auf. Vorherrschend sind vor allem Mn-reiche Eisenkarbonate, für die neben einer polymetallischen, z.T. sulfidischen Primärmineralisation auch das Auftreten von gediegen Gold (Elektrum) charakteristisch ist (Typus Pitten).

Für den polymetallischen Erzbezirk Grobgneisserie sind komplexe, z.T. massive, lagerartige *sulfidische Cu-, Zn-, Pb-, Fe-Mineralisationen* typisch, deren Primäranlage im Zusammenhang mit vulkanosedimentären Vorgängen zu sehen ist. Aus der Lagerstätte des Silberloches (südlich von Ratten) ist zusätzlich das Auftreten von gediegen Gold (Elektrum) zu erwähnen.

Im Edelmetallbezirk Grobgneisserie ist gediegen Gold (Elektrum), das häufig an ht-Chalkopyrit gebunden ist, integrierender und bisher wenig beachteter Bestand syngenetischer, *polymetallischer Sulfid-* (Dörflerbachgraben/Vorau) und *Eisenspatlagerstätten* (z.B. Pitten). Die einzige bisher bekannte *Gold-Lagerstätte* liegt in tektonisch und regionalmetamorph überprägten Albit-Pegmatiten des Löffelgrabens bei Vorau. In einer Arsenopyrit-, Sphalerit-, Chalkopyrit- und Pyrrhotin-Paragenese liegt gediegen Gold auch in Einschlüssen bzw. Rissen im Arsenopyrit vor.

Variszische Granitoide

Die variszische Intrusionsgesteinsfolge besteht aus mehreren Granitoid-Generationen, die syn- bis post-kinematisch im Zeitraum Unterkarbon-Perm gebildet wurden (NEUBAUER, F. et al., 1992; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993):

Grobgneis

Dieser grobkörnige, K-Feldspat führende, porphyrische Gneis ist der am weitesten verbreitete Granitoidtyp. Lokal treten Einschaltungen von tonalitisch-dioritischen Gneisen auf (PAHR, A., 1972; NEUBAUER, F., 1983). Rb/Sr-Alter: 338±12 Ma (SCHARBERT, S., 1990).

An einer Lokalität treten in den südöstlichen Raabalpen in den Grobgneisen kleindimensionierte Dykes von Tonalitgneisen auf. Rb/Sr-Alter: 343±20 Ma (PEINDL, P., 1990).

Zweiglimmergranite

Die feinkörnigen Zweiglimmergranite wechselnder Modalzusammensetzung treten in isolierten Körpern auf. Mitunter zeigen sie Kontaktbildungen zu den Nebengesteinen. Rb/Sr-Alter: 326±11 Ma (PEINDL, P., 1990).

Ein zweiter Typ von granatführenden Zweiglimmergraniten findet sich nordwestlich von Hartberg und zwischen Rabenwald und Stubenberg. Rb/Sr-Alter: 243±12 Ma (SCHARBERT, S., 1990).

Metagabbros

Randlich zu den Grobgneisen treten bei Birkfeld, südwestlich des Kulm, Pöllauberg und Landsee Metagabbros auf, die mangels einer prä-alpidischen Metamorphose als permisch angesehen werden (SCHWINNER, R., 1935; WIESENEDER, H., 1961; PEINDL, P., 1990).

NEUBAUER, F. et al. (1992d) und NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993) sehen in der jungpaläozoischen Intrusionsgesteinsabfolge im Unterkarbon zunächst syn-kollisionale Bildungen, denen spät-kollisionale I-Typ- und hybride Granitoide nachfolgten. Die permischen Intrusionen werden mit Krustenextension und beginnendem Rifting in Zusammenhang gebracht. Die vulkanischen Einschaltungen in den permischen Decksedimenten sind ebenfalls dem zuletzt genannten magmatischen Ereignis zuzuordnen.

Zentralalpines Mesozoikum

Zentralalpines Mesozoikum mit einer Metamorphoseprägung der oberen Grünschieferfazies liegt über dem Wechsel/Waldbach-Komplex nur in tektonisch stark reduzierter Form mit permoskythischen klastischen Gesteinsabfolgen, Rauhwacken und anisischen Karbonaten vor (FAUPL, P., 1970; VETTERS, H., 1970; TOLLMANN, A., 1977a).

Im Semmeringsystem reicht die im Bereich der unteren Grünschieferfazies metamorphe Schichtfolge vom Alpinen Verrucano bis in das Rhät, im Untergrund des Wiener Beckens sogar bis in den Lias. Bemerkenswert ist die Ausbildung der karnischen Stufe mit geringmächtigen Kapellener Schiefern, Lunzer Sandsteinen und 150 m mächtigem Buntem (Karpaten) Keuper mit Anhydrit- und Gipsführenden Evaporitabfolgen (TOLLMANN, A., 1977a).

In Rinnenfüllungen der permoskythischen Quarzite treten kleinräumige *Uranvererzungen* auf (Uranerzbezirk Semmering/Wechsel). Am Prinzenkogel/Rettenegg findet sich auch eine kluftförmige sekundäre U-Mineralisation.

Die Mineralisationen im Barytbezirk Semmering treten in den Semmeringquarziten in NNE- bis E-streichenden Kluft-und Störungssystemen mit reinweißem *Baryt* (Blütenspat) und an der Basis der darüberliegenden Fe-schüssigen Anisdolomite in Form lager- bis netzförmiger, schmutziggrauer (Sulfid-reicher) Baryte auf. Genetisch werden diese Mineralisationen mit einer Mobilisierung des Bariums aus den Kalifeldspäten des klastischen Permoskyths in Zusammenhang gebracht (MOHR, H., 1954; TUFAR, W., 1978).

Zwischen dem Stanzertal im W und Schottwien/Göstritz führen evaporitische Gesteine des karnischen "Bunten Keupers" *Gips- und Anhydrit-Vorkommen* (Evaporitbezirk Semmering-Mürztal). Im Haidbach-(Myrthen-)graben ist an diese Serien eine bemerkenswerte komplexe *Buntmetallmineralisation* gebunden.

Tektonisch-metamorphe Entwicklung

Das älteste nachgewiesene thermische Ereignis in den polymetamorphen Wechselgneisen ist eine oberdevonische (370–380 Ma) hp-Metamorphose. Bemerkenswert ist eine nachfolgende niedriggradige oberpermische Metamorphose (240–270 Ma), die Wechselgneise und Wechselphyllite gemeinsam betraf (DALLMEYER, R.D. et al., 1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

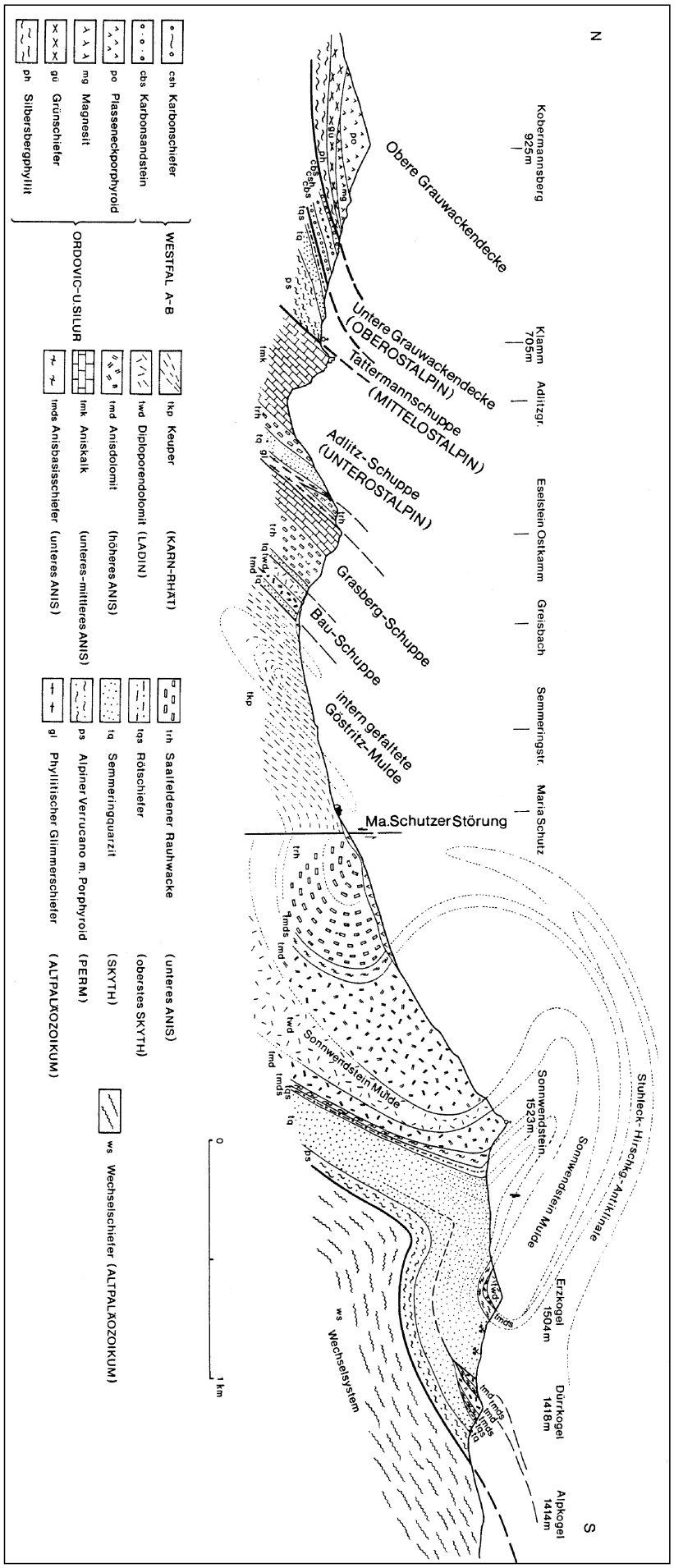


Abb. 121.
Profil durch das Semmeringmesozoikum mit Position der Lagerstätten (Eisenerzbezirk Semmeringmesozoikum) am Erzkogel.
Nach TOLLMANN, A. (1968).

In der Grobgneis-Einheit fanden erste Metamorphoseereignisse mit partieller Aufschmelzung pelitischer Gesteine noch vor den ersten Granitoid-Intrusionen statt. Der Metamorphosehöhepunkt (örtlich mit Bedingungen der Granulit-Fazies) erfolgte nach der Intrusion der ersten Generation der Zweiglimmergranite im Zeitraum Unterkarbon/Perm (PEINDL, P., 1990; NEUBAUER, F. et al., 1992d; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993). Retrograde variszische Metamorphosestadien vor Einsatz der permischen Verrucano-Decksedimente sind aufgrund der starken alpidischen Metamorphoseüberprägung nicht erkennbar.

Das alpidische Metamorphosegeschehen ist regional stark schwankend und reicht von der Grünschiefer- bis zur Amphibolitfazies, wobei in der Grobgneis-Einheit höhere Metamorphosepräggungen als in der Wechsel-Einheit stattfanden. Für den SW-Bereich der Raabalpen werden alpidische Metamorphoseverhältnisse bis zu 500–550°C und 8–9 kb gefordert (MOINE, B. et al., 1991).

Das Alter für die alpidische Metamorphose wird um 80 Ma angegeben (DALLMEYER, R.D. et al., 1992). Die Exhumierung des Wechsel- und ? des Fischbacher Fensters setzt nach der kretazischen Metamorphose bei E–W-gerichteter Extension und duktiler bis semiduktiler Deformation ein und endet, belegt durch Spaltspurendaten, im Neogen (NEUBAUER, F. et al., 1992d; DUNKL, I., 1992).

Die gegenwärtige Struktur im Unterostalpin geht auf kretazische Überschiebungen zurück, bei denen die Wechsel-Einheit von Teildecken der Raabalpen-Einheit überschoben wurde. In letzterer dominieren entlang des N-Randes liegende Falten mit Anschoppung des Permomesozoikums, während gegen S die Kristallineinheiten mit immer stärkerer alpidischer metamorpher Überprägung vorliegen. Hinweis für eine „out of sequence“-Überschiebung ist der geringere Metamorphosegrad (obere Grünschieferfazies) im Wechselsystem.

Die Richtungen des duktilen kretazischen Deckentransportes sind regional schwankend. Anschließend kommt es bei abnehmenden Metamorphosebedingungen zu E–W bis NE–SW gerichteter Extension (PEINDL, P., 1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Innnerhalb der Grobgneis-Einheit treten besonders an den Grenzen der Grobgneise zu den Metasedimenten breite Phyllonitzonen auf. Infolge des Durchsatzes hydrothermaler, meerwasserähnlicher Fluide bei der alpidischen Überschiebungstektonik (Ar/Ar-Glimmeralter 71–85 Ma [HUBER, M., 1994]) entstanden in diesen Zonen aus den Orthogneisen *Weißschiefer, Leukophyllit und Talk* (Talk-Leukophyllitbezirk ostalpines Kristallin). In der Lagerstätte *Rabenwald* stammt das für die Talkbildung benötigte Mg aus eingeschupptem Magnesit (PROCHASKA, W., 1984, 1989; REINDL, H., 1989).

Der Leukophyllitbezirk Aspang ist hingegen im Zusammenhang mit der beginnenden Heraushebung des Wechselfensters und E-gerichteter Extension zu sehen. In Aspang wurden entlang von Abschiebungen Porphyroide des zentralalpinen Mesozoikums im tektonischen Grenzbereich Wechsel- zu Grobgneis-Einheit von meteorisch beeinflußten Fluiden zu Serizitphylloniten (Leukophyllit mit Serizitdatierungen von 51 Ma) umgewandelt. Die in Aspang abgebauten Leukophyllite werden vielfach auch als „Weißerde“ oder „Kaolin“ bezeichnet.

3.4.5.4.2. Unterostalpines Kristallin in den Schladminger Tauern

Der lithologische Bestand und die Interntektonik des Schladminger Kristallins wurde zuletzt von MATURA, A. (1980, 1987) umfassend dargestellt. Es handelt sich um mehrfach deformierte polymetamorphe Ortho- und Paragesteinsserien. Die variszische Metamorphose (Höhepunkt um 340±18 und 347±20 Ma) lag im Bereich der Amphibolitfazies (K/Ar-Alter an groben Hellglimmern aus Pegmatiten; HEJL, E., 1984). Alpidisch erfolgte eine grünschieferfazielle retrograde Überprägung. Eine Zusammenschau geochronologischer Daten und ihrer Interpretation findet sich bei HEJL, E. et al. (1987).

Im W sind dem Schladminger Kristallin permotriadische Gesteine (Zentralalpines Mesozoikum) der Radstädter Tauern in örtlich inverser Position eingefaltet. Der Kontakt beider Einheiten ist bei deutlicher tektonischer Überformung aber primär-sedimentär.

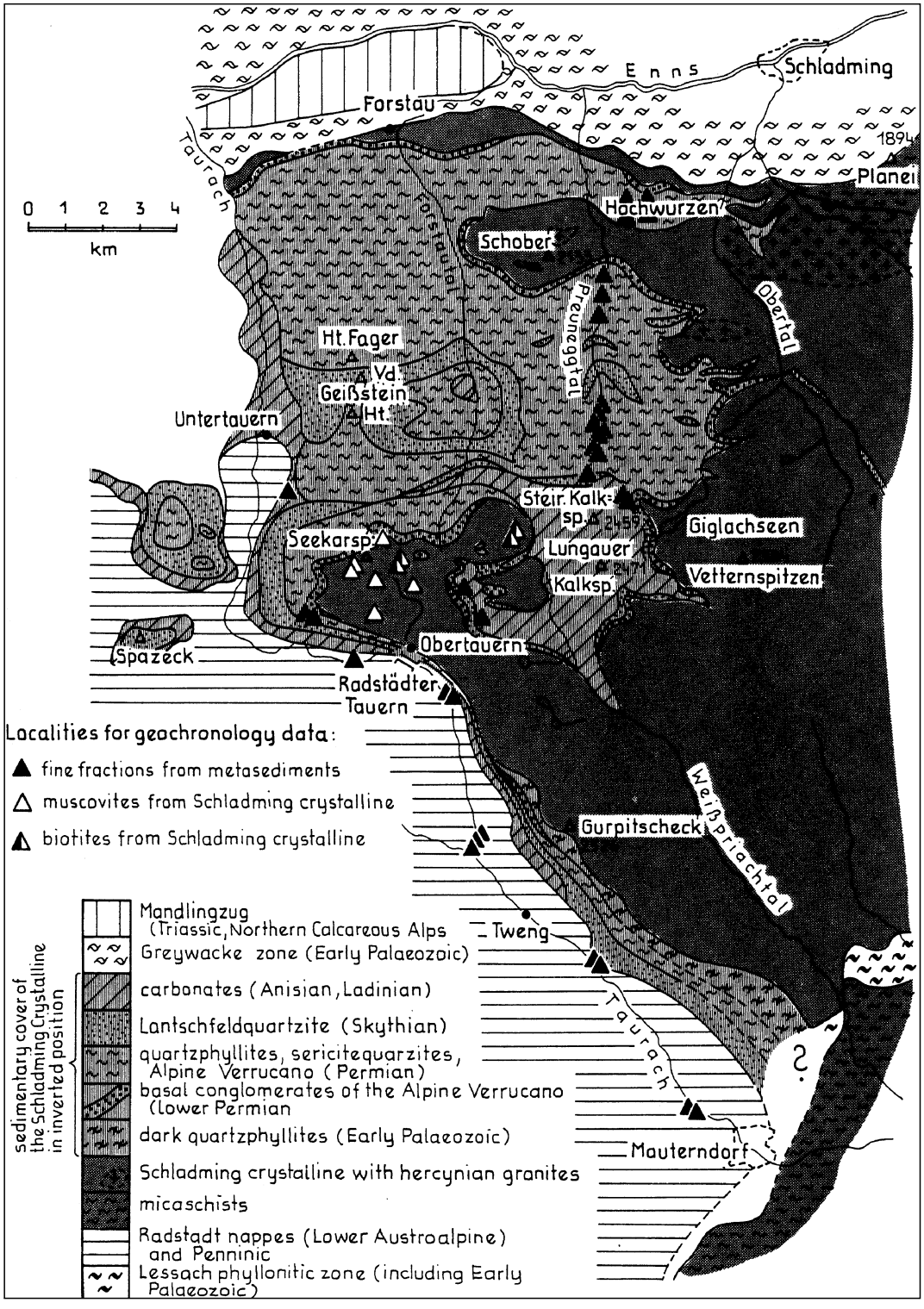


Abb. 122.
Das Schladminger Kristallin und sein ± tektonisch gestörter Verband zum Permomesozoikum der Radstädter Tauern.
Aus SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987).

Wech-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die alpidische Tektonik führte zu einer völligen Invertierung des Schladminger Kristallins und der Ausbildung mächtiger Phyllonitzonen. Aus dem Verband mit dem Radstädter Permomesozoikum leitet sich auch die unterostalpine Position für das Schladminger Kristallin ab (MATURA, A., 1987; SLAPANSKY, P. & FRANK, W., 1987).

Das Schladminger Kristallin wird in den Riesach-Komplex im N und den Golling-Komplex im S untergliedert. Die vorherrschende Gesteinsart sind monotone, örtlich migmatische Plagioklas-Paragneise. Dazu treten als Leitgesteine für den Riesach-Komplex Metaplutonite (Leukogranit-, Granodiorit-, Tonalitgneise), für den Golling-Komplex Metavulkanite (Bänderamphibolite, gebänderte Plagioklasgneise). FRISCH, W. et al. (1984) korrelieren die o.g. Metavulkanite mit dem Kern-Komplex der Gleinalpe (Keltisches Terrane). Kleinstvorkommen von Serpentiniten finden sich im Bereich des Klafferkessels.

In einzelnen Zonen treten innerhalb des Schladminger Kristallins auch Quarzitschiefer, Quarzphyllite, Gneisphyllite und Phyllonite auf. Ihre Genese ist ebenso wie eine allfällige Korrelation mit den Radstädter Phylliten unklar. Wichtig ist jedoch, daß die Vererzungen der Schladminger Tauern bevorzugt an diese Zonen gebunden sind (FRIEDRICH, O.M., 1967, 1969, 1975). Ein markantes Phänomen sind auch die s-konkordanten, unterschiedliche Lithologien betreffenden Brandenzonen (z.T. Schwarzphyllite) und deren Braunfärbung durch die limonitische Verwitterung von Eisensulfiden, -karbonaten und -silikaten.

Im Polymetallischen Erzbezirk Schladming liegen nach FRIEDRICH, O.M. (1975) fünf genetisch und altersmäßig verschiedene Vererzungstypen vor:

– flächig ausgebildete *Ag-reiche Pb/Zn-Vererzungen* (Typus Eschach, Roßblei, Bromriese, Eiskar),
– flächig ausgebildete *Ag-führende Chalkopyrit-* und *Fahlerz*-Vererzungen in Serizitquarziten (Typus Krombach),
– verschiedene linsige, schlierige *Pyrit-, Chalkopyrit-Derberze*,
– *Cu-(Co-, Ni-)Erze* vom Typus der Oberen Giglerbaue im Nahbereich diaphthoritischer tektonischer Bahnen,
– gangförmige *Ni-, Co-, Bi-, Ag-Erze* (Typus Vöttern – Zinkwand).

Zumindest teilweise ist an eine primäre, polymetallische Stoffzufuhr im ältesten Paläozoikum im Zusammenhang mit bimodalem, kalkalkalischem Vulkanismus im Bereich eines magmatischen Bogens bzw. auch in lokalen Riftzonen zu denken (SCHEDL, A., 1981). Die alpidische Orogenese brachte hingegen keine neuen Stoffe, führte jedoch durch Lösungsumsatz und Mobilisation zu Vererzungen in Diaphthorese-, Überschiebungs- und Störungszonen sowie Gangvererzungen in Zerrklüften (FRIEDRICH, O.M., 1975; SCHEDL, A., 1981).

3.4.5.4.3. Mittelostalpines Kristallin östlich des Tauernfensters

Zwischen dem Tauernfenster, seiner unterostalpinen Rahmenzone im W und dem Unterostalpin des Alpenostrandes treten kristalline Grundgebirgseinheiten mit relikthaft auflagerndem zentralalpinem Mesozoikum auf, die konventoinell dem „Mittelostalpin“ (TOLLMANN, A., 1977) zugeordnet werden. Ihre N-Grenze bildet die Überschiebung zur oberostalpinen Grauwackenzone und ± E–W-verlaufende, jungtertiäre Störungszonen (Ennstal, Palten-Liesingtal). Im S sind diesem Kristallin mit dem Gurktaler/Murauer- und Grazer Paläozoikum ebenfalls oberostalpine Deckenkomplexe aufgeschoben (Abb. 117). Im Klagenfurter Becken und am südöstlichen Alpenostrand bildet das „Mittelostalpin“ zum Teil auch den Untergrund tertiärer Becken (Klagenfurter, Lavanttaler, Steirisches Tertiärbecken). Über die Verbreitung dieser Einheiten im prä-tertiären Beckenuntergrund des Steirischen Beckens geben KRÖLL, A. et al. (1988) und EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991) Auskunft.

Seit KOBER, L. (1938) werden in diesem Bereich des Altkristallins aufgrund lithologischer und metamorpher Unterschiede zwei Großdeckensysteme unterschieden (vgl. dazu auch TOLLMANN, A., 1977a):

– die liegende, mesozonale Muriden-Einheit (Gleinalpe, Stubalpe, Rennfeld, Troiseck-Floning-Zug, Niedere Tauern),
– hangende katazonale Koriden-Einheit (Kor-, Sau-, Seetaler Alpe, Radegunder Kristallin).

TOLLMANN, A. (1977a) weitet diese Gliederung auf weite Teile des Altkristallins, z.B. auch das Kristallin südlich des Tauernfensters oder die Silvrettamasse aus. Im Bereich des Liesertaler/Radentheiner Gebirges werden dabei weite Teile mit Äquivalenten der Wölzer Glimmerschiefer der Muriden-Einheit, die Liesergneis-Serie und das Bundschuh-Kristallin der Koriden-Einheit zugeordnet. Diese Gliederung erfuhr in den letzten Jahren aufgrund detaillierter Metamorphosestudien eine gewisse Differenzierung. An der Basis des „Mittelostalpins“ liegen mit dem Schladminger und Seckauer Kristallin im N und der Liesergneis-Serie im S polymetamorphe Kristallineinheiten, die vom hinsichtlich der Metamorphose anders gestalteten Wölzer Glimmerschiefer-Komplex überlagert werden. Das Hangendste der tektonischen Stapelung ist der Bundschuh-Komplex, dem auch parautochthones zentralalpines Mesozoikum auflagert. Danach werden in diesen Bereichen der Millstätter, Radentheiner, Bundschuh- und Wölzer Komplex unterschieden, die nicht unkritisch in die zuerst genannte tektonische Gliederung mit Muriden- und Koriden-Einheit übernommen werden dürfen (SCHIMANA, R., 1986; SLAPANSKY, P. & FRANK, W., 1987; THEINER, U., 1987; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1993; SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997). Weiters wird dem Schladminger Kristallin aufgrund des erkannten und nur ± tektonisch überprägten stratigraphischen Verbandes mit den Radstädter Tauern eine unterostalpine Position zugesprochen (SLAPANSKY, P. & FRANK, W., 1987).

Problematisch in ihrer Zuordnung sind auch die Kristallineinheiten, die sich aus dem Bereich Radenthein/Millstatt über Villach in den Raum südlich des Wörthersees (Klagenfurter Halbfenster) fortsetzen. Sie zeigen von S nach N und zum Hangenden hin eine zunehmende Diaphthorese zu phyllitischen Glimmerschiefern und Phylloniten, deren Abgrenzung/Zuordnung zu altpaläozoischen Einheiten der Gurktaler Decke unterschiedlich gehandhabt wird (TOLLMANN, A., 1977a; PLÖCHINGER, B., 1980b). TOLLMANN, A. (1977a) sieht die Diaphthorese im Zusammenhang mit der Überschiebung der Gurktaler Decke. Selbes gilt auch für Bereiche des Wimitz-Fensters und Friesacher Halbfensters. Dadurch kommt es in verschiedenen Kartendarstellungen auch zu unterschiedlichen Abgrenzungen. Damit in Zusammenhang steht auch die z.T. unterschiedliche tektonische Zuordnung („Mittelostalpin“ oder Oberostalpin) der Permomesozoika zwischen Rosegg/Faaker See und Viktring und des Taborzuges (Rudnikscholle) (Abb. 123).

In einigen Bereichen lagert dem „mittelostalpinen“ Kristallin an der Grenze zu den darüberliegenden oberostalpinen Deckeneinheiten (Grauwackenzone, Gurktaler Decke) noch zentralalpines Mesozoikum auf:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

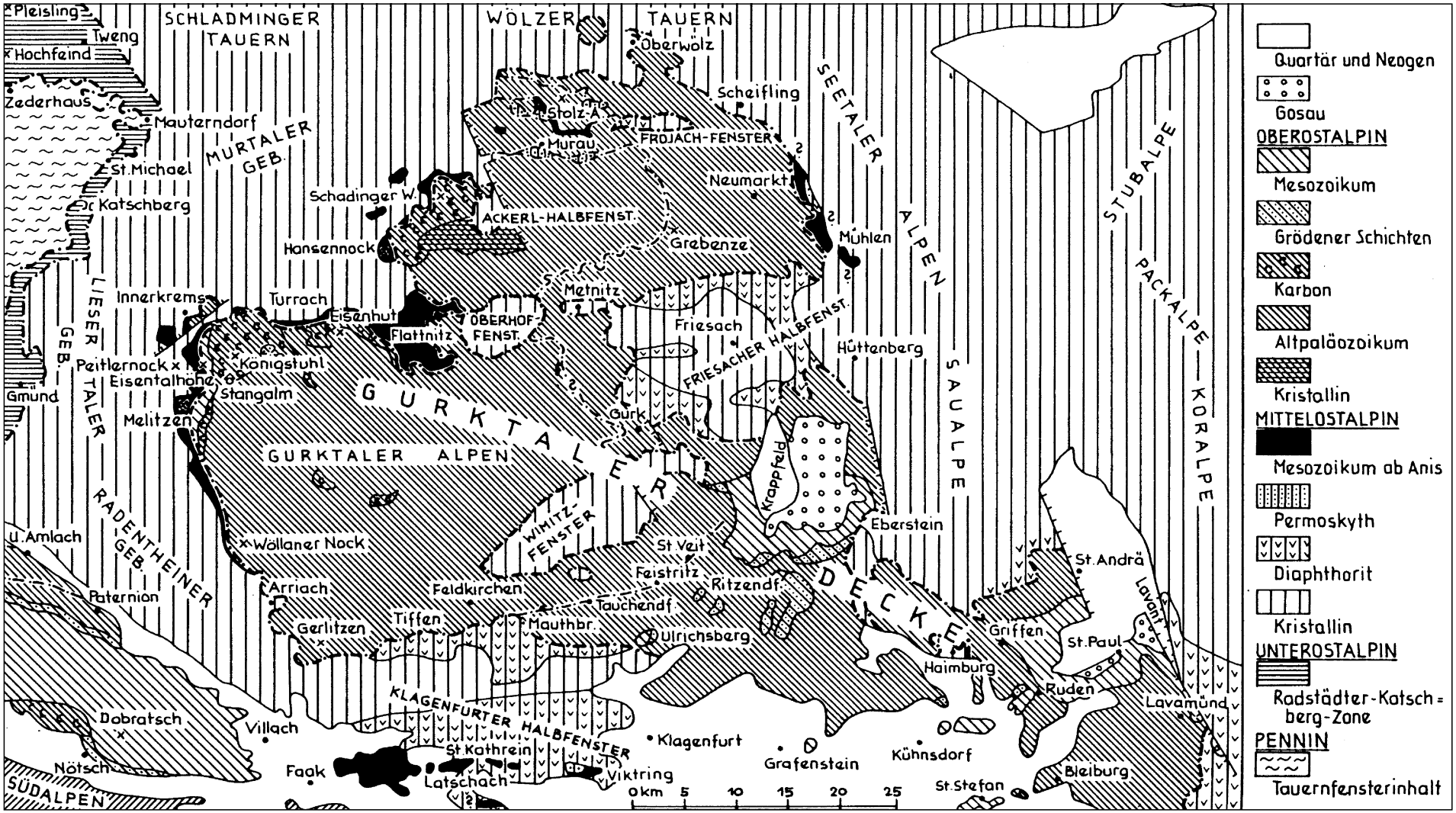


Abb. 123.
Das oberostalpine Gurktaler Deckensystem über dem „mittelostalpinen“ Kristallin.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

– Stangalm – Flattnitz
  Alpiner Verrucano – oberjurassische Radiolarite und Aptychenkalke.
– Rosegg/Faaker See
  Alpiner Verrucano – anisisch–ladinische Karbonatgesteine.
– Rannach-Serie entlang des Palten-Liesing-Tales und am N-Abfall der Gleinalpe
  Alpiner Verrucano – ? mitteltriadische Karbonate.
– Thörler Zug über dem Troiseck-Floning-Zug
  Alpiner Verrucano – mitteltriadische Karbonatgesteine, ? karnischer Gips-Keuper.
– Tattermann-Schuppe (nördliches Semmeringgebiet)
  Alpiner Verrucano – mitteltriadische Karbonatgesteine.

Die in Abb. 123 gezeigten Vorkommen ? zentralalpinen Mesozoikums im Raum Neumarkt/Mühlen gelten mittlerweile als paläozoisch. Da Gleiches auch für die Raasberg-Folge des Grazer Berglandes gilt, treten zwischen dem Grazer Paläozoikum und dem unterlagernden „mittelostalpinen" Kristallin keine Deckenscheider aus zentralalpinem Mesozoikum auf (FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984).

Die räumliche Verbreitung zeigt Abb. 117; Abb. 118 gibt eine Übersicht wichtiger geochronologischer Daten dieser Einheiten.

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1977); BECK-MANNAGETTA, P. (1980a,b); MATURA, A. (1980, 1987); PISTOTNIK, J. (1980a,b,c); PLÖCHINGER, B. (1980b); SCHARBERT, S. (1980a,b); FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1992); NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993).

3.4.5.4.3.1. Radentheiner/Liesertaler Gebirge, Nockalm

Dieser Bereich reicht im N etwa bis zur Linie St. Michael/Lungau – Tamsweg – St. Georgen ob Murau. Im NW wird er von der unterostalpinen Tauernrahmenzone, im SW durch das Drautal und im E durch die tektonische Überlagerung der Gurktaler Decke begrenzt. Nach SE streicht diese Zone in das Klagenfurter Halbfenster (vgl. Abb. 117, 123). An ihrem Aufbau sind der Millstätter, Radentheiner/Wölzer und Bundschuh-Komplex beteiligt.

Millstätter Komplex

Der Gesteinsbestand dieser intensiv pegmatitisch durchschwärmten Paragneis- und Glimmerschieferserie, die im N tektonisch durch den Radentheiner Glimmerschiefer-Komplex und im S durch die Mölltalstörung begrenzt wird, ist zusammenfassend bei TOLLMANN, A. (1977a) beschrieben. Für die Metamorphoseprägung sind variszische und alpidische (Staurolith-prägende) Ereignisse verantwortlich (SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997). Bisweilen erwähnte Eklogite sind Granat-Diopsidfelse an Pegmatit/Marmor-Kontaktbildungen (TOLLMANN, A., 1977).

Regionaler Schwerpunkt einer mineralreichen *Pegmatitführung*, die zeitweise zu Quarz- und Feldspatbergbau Anlaß gab, liegt im Bereich der Lieserschlucht nördlich von Spittal (Quarz-Feldspatpegmatit-Bezirk Liesergneisserie). Genetisch werden die Pegmatite mit dem Granitgneis von Villach in Verbindung gebracht. Rb/Sr-Gesteinsalter von 409±23 Ma sind als Intrusionsalter, K/Ar-Werte von 84±3 Ma als alpidische Abkühlalter zu werten (GÖD, R., 1976). Wirtschaftlich interessant sind mächtige *Marmorzüge*, die im S-Teil dieser Serie bei Gummern als Rohstoff zur Erzeugung karbonatischer Füllstoffe abgebaut werden.

Nach SE streicht der Millstätter Komplex mit marmorreichen Serien in das Klagenfurter Halbfenster, wo er im Hangenden von Radentheiner Glimmerschiefern, den Priedröf-Gneisen und phyllitisch/phyllonitischen Glimmerschiefern überlagert wird. Vererzungen sind hier bereichsweise an die Marmore des Millstätter Komplexes gebunden.

Im Polymetallischen Erzbezirk Mittelkärntner Altkristallin (westlich und südwestlich des Wörthersees) herrschen in den Erzparagenesen Galenit und Sphalerit, z.T. begleitet von Pyrrhotin, Chalkopyrit und Magnetit vor. Örtlich sind die *Pb-Zn-Erze*, bei auffallender Hg-Armut, reich an Ag, Sb und Bi. Lagerförmige, mitunter feinrhythmisch ausgebildete Vererzungen, die z.T. graphit- und molybdänitführend sind, weisen auf syngenetische, vulkanosedimentäre prä-alpidische Erzlager, deren Stoffbestand z.T. auch für Ag-reiche Pb-Zn-Gangmineralisationen mobilisiert wurde.

Radentheiner Komplex

Der Radentheiner Komplex baut eine schmale, über die Millstätter Alpe und Radenthein in das Klagenfurter Halbfenster hineinstreichende tektonische Einheit auf, die zwischen dem Millstätter Komplex im Liegenden und dem Bundschuh-Komplex im Hangenden zu liegen kommt. SCHWINNER, R. (1927) charakterisiert den Gesteinsbestand als reichlich granatführende Glimmerschiefer mit Einschaltungen von Amphiboliten, Marmoren, Graphitglimmerschiefern und -quarziten. Die wesentliche amphibolitfazielle Metamorphose ist alpidisch (SCHIMANA, R., 1986; SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997). Aufgrund der Lithologie, tektonischen Position und Metamorphosegeschichte erfolgt eine Korrelation mit dem Wölzer Komplex (SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997) bzw. dem Glimmerschiefer-Marmor-Komplex der Muriden-Einheit (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

Bedeutend ist die *Spat-Magnesitlagerstätte* von Radenthein, die an der NE-Flanke der Millstätter Alpe in einem etwa 5 km langen Lagerstättenzug in granatreichen Glimmerschiefern eingeschaltet ist. Dazu treten im 30–70 m mächtigen Lagerstättenbereich Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer, graphitführende Gesteine und als Besonderheiten Radentheinit (ein Disthen-Granat-Biotit-Gemenge) und Turmalinit. Unter verschiedenen genetischen Modellen favorisiert TUFAR, W. (dieser Band) eine prä-alpidische Anlage der Lagerstätte in einem abgeschnürten, teilweise evaporitischen Becken mit euxinischer Schwarzschieferfazies und eine polymetamorphe (prä-alpidisch progressive und alpidisch retrograde) Überprägung.

Bundschuh-Komplex

Dieser Komplex liegt zwischen dem Tauernfenster und seinem unterostalpinen phyllitischen Rahmen (Katschbergzone) im W und der Auflagerung der Gurktaler Decke im E. Im S und NW–N wird er von Glimmerschiefern des Radentheiner bzw. Wölzer Komplexes tektonisch unterlagert. TOLLMANN, A. (1977a) ordnete die östlichen Teile dieses Komplexes der Serie der Lieser Para- und Orthogneise zu. Die Eingliederung von Glimmerschiefern, die TOLLMANN, A. (1977a) noch als Äquivalente der Wölzer Glimmerschiefer betrachtete, in den Bundschuh-Komplex wird durch den Nachweis einer stärkeren variszischen Metamorphoseprägung im Bereich der Staurolith-führenden Amphibolitfazies begründet (THEINER, U., 1987; SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HÖHERER MALM	20 m	„Aptychenkalk“: Kalkphyllit mit braunen Krusten
UNTERMALM	10 m	Rote Radiolarite mit Manganerz
LIAS–DOGGER	25 m	Kieselkalkschiefer und sandige Liaskalkschiefer
RHÄT	50 m	Kalke und Kalkphyllite
NOR	?	Hauptdolomit, tektonisch reduziert
KARN	100 m	Dolomit, Dolomitbrekzie, Cidariskalk ?, schwarze mächtige Tonschiefer
LADIN–CORDEVOL	450 m	Wettersteindolomit hell, undeutlich dickbankig mit Tuffithorizonten im Hangendteil
ANIS	100 m	Dunkler dünnschichtiger Dolomit
	30 m	Dunkelgrauer gebankter Kalk mit Dolomit- und Hornsteinschlieren
	30 m	Blaugrauer gebänderter, gebankter Aniskalk
	20 m	Anisbasisschiefer (Tonschiefer, Kalkschiefer)
	10 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	gering	Alpiner Röt-Serizitschiefer
	10 m	Semmering-Lantschfeld-Quarzit
PERM	gering	Serizitquarzite und Quarzkeratophyre im Murauer Abschnitt
LIEGENDES		Altkristallin
Mächtigkeiten : Maximalwerte		

Abb. 124.
Der Schichtbestand des „mittelostalpinen“ Stangalmmesozoikums.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

Lithologisch treten montone Paragneis- (Einach-, Priedröf-Gneis-) und Glimmerschieferserien auf, in die syn-kollisionale Granite und Granodiorite (Bundschuh-Orthogneise; silurisch/devonische Rb/Sr-Modellalter) eingeschaltet sind (HAWKESWORTH, C.J., 1976; FRIMMEL, H., 1988). Die Metamorphoseprägung wird mit 600–640°C für das variszische und 500–520°C für das alpidische Ereignis quantifiziert (THEINER, U., 1977).

NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1992, 1993) korrelieren die Paragneise mit dem Koridengneis-Komplex. SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1997) positionieren in der prä-kretazischen Paläogeographie den Bundschuh-Komplex gemeinsam mit den Oberostalpin-Einheiten des Drauzuges und der Gurktaler Decke in Nähe des Ötztal-Kristallins. Auf eine enge primäre paläogeographische Beziehung zur Gurktaler Decke wird durch das Geröllspektrum der post-variszischen Stangnock-Formation hingewiesen (FRANK, W., 1987; FRIMMEL, H., 1988; KRAINER, K., 1989, 1992a,b, 1993). Entlang sinistraler Scherzonen (? Transformstörungen) erfolgte im Jura ein E-Transport und nach dem kretazischen Metamorphosehöhepunkt (85–90 Ma) im Zuge der ostalpinen Deckenstapelung eine Aufschiebung auf das Wölzer Kristallin. Schersinnkriterien zeigen zuerst einen WNW-gerichteten Transport (korrelierbar mit der Aufschiebung auf das Wölzer Kristallin) und eine spätere ESE-gerichtete semiduktile Streckung an (FRANK, W. & NEUBAUER F. in NEUBAUER, F. et al., 1992b).

An der E-Grenze zur Gurktaler Decke wird der Bundschuh-Komplex im Bereich der Stangalpe und um Flattnitz von zentralalpinem Mesozoikum überlagert (Abb. 123). Als Besonderheit sind aus diesem zentralalpinen Mesozoikum mitteltriadische Tuffe anzuführen (LIEGLER, K., 1970).

Metallogenetisch ist der Bundschuh-Komplex steril. Im Eisenerzbezirk Stangalmmesozoikum liegen in der Melitzenscholle im Niveau der oberskythisch/unteranisischen Rauhwacken bis zu 8 m mächtige Lager und Linsen von *Eisenerzen* (Kiese, Brauneisenerz, Magnetit, Siderit, Hämatit). Im Blei-Zinkerzbezirk Flattnitz werden kluft- (Ag-hältige) und teilweise lagerförmige Erzimprägnationen zusammengefaßt, die im oberen Wettersteinkalk (Raum Flattnitz) und teilweise im Anis (Melitzenscholle) liegen.

3.4.5.4.3.2. Wölzer Komplex (Wölzer Tauern)

Im Raum Rennweg – Tamsweg – westlich von Murau und im Fenster von Ramingstein unterlagert der Wölzer Komplex tektonisch den Bundschuh-Komplex, während er im S vom oberostalpinen Murauer Paläozoikum (Teil der Gurktaler Decke) überschoben wird. Im W liegt er tektonisch der Katschbergzone und dem Schladminger Kristallin auf. Die NE-Grenze bildet die Kristallinmasse des Bösenstein-Hochgrößen (mittelostalpiner Kern- und Speik-Komplex) und entlang der Pölsstörung die Seckauer Masse (mittelostalpiner Kern-Komplex). Entlang des Murtales findet der Gesteinsbestand des Wölzer Komplexes im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex am N-Abfall der Seetaler Alpen und in der Stub- und Gleinalpe seine Fortsetzung. Südlich des Ennstales wurde in der N-Grenze zu den Ennstaler Phylliten zeitweilig eine tektonische Grenze erster Ordnung gesehen (z.B. TOLLMANN, A., 1977a; Zuordnung der Ennstaler Phyllite zur oberostalpinen Grauwackenzone). Heute wird zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten ein primärer Verband bei einer graduellen Metamorphoseabnahme nach N angenommen (FRITSCH, W., 1953; MATURA, A., 1987).

Lithologisch wird der Wölzer-Komplex mit dem Glimmerschiefer/Marmor-Komplex der Glein- und Stubalpe und dem Radentheiner Komplex korreliert. Eingegliedert wird ihm auch die Aineck–Teuerlnock-Serie südwestlich von Tamsweg. Erwähnenswert ist auch, daß der Wölzer Komplex kein gesichert nachgewiesenes zentralalpines Mesozoikum trägt.

Die Hauptmetamorphose ist nach einer im niedriggradigen Bereich der Grünschieferfazies liegenden variszischen Prägung alpidisch. Sie nimmt von der Amphibolitfazies im SW bis in den Bereich der Grünschieferfazies an der Grenze zu den Ennstaler Phylliten kontinuierlich ab. Im Fenster von Ramingstein waren für die syn-kinematische, rein alpidische Metamorphose in Amphibolitfazies (Sm/Nd-Granat-Alter von 84±6,4 Ma; SCHUSTER, R. & FRANK, W., 1997) Minimaldrücke von 7 kb erforderlich (MASSONE, H.J. & SCHREYER, W., 1987).

Die Struktur der Wölzer Tauern ist durch ein zentrales, E–W-streichendes und durch die Bretstein-Marmorzüge markiertes Synklinorium (St. Nikolai – Bretstein – Pusterwald) bestimmt, das von Antiklinorien (N: Bruderkogel; S: in E-Fortsetzung des Süßleitecks) flankiert wird. An der N-Flanke finden sich zwei langanhaltende Marmorzüge. Der tiefere Sölker Marmor ist wie auch der Bretstein-Marmor sicherlich paläozoischen Alters. Für den hangenden Gumpeneck-Marmor und die Möbeggschuppen wird ebenso wie für den Hirnkogel-Marmor (WNW Pusterwald) z.T. auch mesozoisches Alter angenommen (METZ, K., 1963). Eine achsiale Querdepression bewirkt,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

daß sowohl im E (Seckauer Tauern, Bösenstein) wie auch im W (Schladminger Tauern) tiefere Einheiten ausheben (TOLLMANN, A., 1977a). Jung-alpidisch wird das Wölzer Kristallin von den dextralen Seitenverschiebungssystemen der Sölk- und Pölsstörung zerlegt.

Für die Metallogenese der Wölzer Tauern waren folgende Ereignisse maßgeblich:

Sedimentär submarin hydrothermale Prozesse im Altpaläozoikum

Eine zweifelsohne syngenetische VMS-Lagerstätte mit Ag-hältigem *Galenit und Sphalerit* liegt im Fenster von *Ramingstein* in einer Gesteinsabfolge von Granatglimmerschiefern, Hornblendeschiefern, Amphiboliten und Marmoren. Die Paragenese der s-konkordanten Lager ist durch Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Ilmenit, Molybdänit und Graphit gekennzeichnet.

Im mittleren Anteil der Wölzer Glimmerschiefer tritt eine ca. 100 m mächtige Gesteinsabfolge von Quarziten, Amphiboliten, Metaschwarzschiefern und lagen- bis linsenförmigen Pegmatiten auf. Kalksilikatgesteine mit örtlich *Scheelit*-führenden Turmaliniten (RAITH, J.G., 1988) finden sich am Übergang dieser „Schwarzen Serie" (FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984) zu den Bretstein-Marmoren. Dabei handelt es sich um primär sedimentär, submarin-hydrothermal angereicherte und bei der Metamorphose konzentrierte W- und B-Mineralisationen (RAITH, J.G., 1988, 1991).

Differentiation variszischer granitoider Schmelzen

Im Spodumenpegmatitbezirk Wölzer Tauern treten im Raum Bretstein – Pusterwald – Lachtal s-konkordante und diskordante *Spodumenpegmatite* vor allem im Nahbereich der o.g. „Schwarzen Serie" auf. Sie werden als hochgradige Differentiate jung-variszischer granitoider Schmelzen angesehen (MALI, H., 1993).

Fluiddurchsatz entlang tertiärer Störungszonen

Im polymetallischen Erzbezirk Wölzer Tauern treten um Oberzeiring/Pusterwald im Schnittbereich der NNW–SSE-verlaufenden Pölslinie mit Marmoren zahlreiche wolkig-diffuse *Eisenkarbonatvererzungen* auf. Daneben findet sich Magnetit, Hämatit und in Klüften hydrothermal gebildeter Baryt. Ebenfalls kluftförmig sind in dieser komplexen, polyphasigen Vererzung Ag-führende (gediegen Ag, Pyrargyrit), Hg- und Sb-dominierte Sulfiderze (Pb, Zn, Cu). Montanhistorisch interessant sind vor allem *Eisen-, Silber- und Bleierze* und der als Gangart auftretende *Baryt*.

Ebenfalls im Zusammenhang mit der tertiären Störungstektonik steht die *Hämatitvererzung* der Hansenalm (St. Nikolai/Sölktal), die nach der kretazischen Metamorphose an N–S-streichenden Störungen und Klüften in Glimmerschiefern angelegt wurde. Sie gehört dem in das Kristallin südlich des Murtales hineinstreichenden und durch die jung-alpidische Störungstektonik definierten Hämatit-(„Eisenglimmer"-)Bezirk Seetaler Alpen an.

Im Golderzbezirk Pusterwald treten in Glimmerschiefern und Amphiboliten *Au-führende Gang- und Imprägnationsvererzungen* von Arsenopyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit entlang von Mylonitzonen/Klüften auf.

Ennstaler Phyllit-Komplex

Infolge der graduellen alpidischen Metamorphoseabnahme nach N ist entlang des Ennstales die Abgrenzung der Wölzer Glimmerschiefer gegen die Ennstaler Pyllite problematisch. FRITSCH, W. (1953) verweist für den Raum Sölk – Walchen darauf, daß beide Einheiten durch eine von erzführenden Serizitquarziten markierte, reaktivierte ältere Bewegungsbahn voneinander getrennt werden. Zur Problematik der Abtrennung beider Einheiten und petrographischen Charakteristik siehe MATURA, A. (1987).

Der lithologische Bestand setzt sich aus Quarzphylliten, Metabasiten mit tholeiitischer Geochemie (HÖLL, R. et al., 1985; SCHLÜTER, J. et al., 1984), schwarzen Phylliten, Serizitquarziten und geringmächtigen Marmoren zusammen. Für Teilbereiche ist aufgrund von Acritarchenfunden silurisches Alter anzunehmen (PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R., 1976).

Die lagerförmige *Kieserzlagerstätte der Walchen bei Öblarn* liegt im Nahbereich der o.g. Grenzbahn. Bezüglich Trägergestein wie auch zur Genese gibt es widersprüchliche Auffassungen:

– In Grünschiefern und Hornblendeschiefern der Ennstaler Phyllite synsedimentär in Zusammenhang mit basischer vulkanischer Aktivität entstanden (UNGER, H.J., 1968a; SCHLÜTER, J. et al., 1984).
– Post-kinematische Anlage in phyllonitisierten Wölzer Glimmerschiefern (PEER, H.W., 1988, 1989).

Von einigen weiteren kleinen lagerförmigen *Kiesvererzungen* ist jenes vom Fastenberg/Planai wegen seiner *Scheelit*-Führung hervorzuheben.

3.4.5.4.3.3. Muriden-Einheit (Muralpen-Kristallin)

Die Muriden-Einheit ist in der Steiermark weit verbeitet (Glein-, Stubalpe, Rennfeld, Seckauer und Rottenmanner Tauern, Troiseck–Floning-Zug). Mit dem Glimmerschiefer-Marmor-Komplex reicht sie auch in die Wölzer Tauern und im NW bis in den Bereich des Katschberges. Nach SE grenzt sie gegen das Grazer Paläozoikum. Die N-Grenze wird unter Zwischenschaltung von zentralalpinem Mesozoikum durch die tektonische Überlagerung der oberostalpinen Grauwackenzone gebildet. Sie ist durch die Auflagerung von zentralalpinem Mesozoikum gekennzeichnet. Die Isolation des Troiseck–Flonig-Zuges erfolgte durch sinistralen Versatz entlang der jungtertiären Trofaiach-Linie. Eine bemerkenswerte jungtertiäre Störungszone ist auch die dextrale Pölslinie, die das Bösensteinmassiv gegenüber den Seckauer Tauern versetzt (Abb. 125).

Lithologisch werden vom Hangenden zum Liegenden folgende lithotektonische Einheiten unterschieden (Abb. 117, 125, 126; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993):

❍ Glimmerschiefer-Marmor-Komplex
❍ Speik-Komplex
❍ Kern-Komplex.

Ältere Gliederungen gehen auf HERITSCH, F. & CZERMAK, F. (1923) bzw. BECKER, L.P. (1977, 1981) zurück.

Entsprechend der Zuordnung zu prä-alpidischen Terranen bilden Speik- und Kern-Komplex die im frühen Paläozoikum amalgamierte Unterlage des Norischen Composite Terranes: Als „Overstep"-Sequenzen gehören neben dem „mittelostalpinen" Glimmerschiefer-Marmor-Komplex auch die übrigen, klassischen, fossilführenden paläozoischen Schichtfolgen und die Quarzphyllitareale der Ost- und Südalpen zu diesem Terrane (Abb. 83; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1989; NEUBAUER, F. et al., 1996). Der Konzeption von FRANK, W. (1987) entsprechend werden dem mittelostalpinen Kristallin lediglich der Kern- und der Speik-Komplex, nicht jedoch der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex zugeordnet, der gemeinsam mit der Koriden-Einheit dem südlichen Oberostalpin angegliedert wird (vgl. Abb. 20, 21). Der zentrale Bereich der Schladminger Tauern wurde bislang häufig mit dem Kern-Kom-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

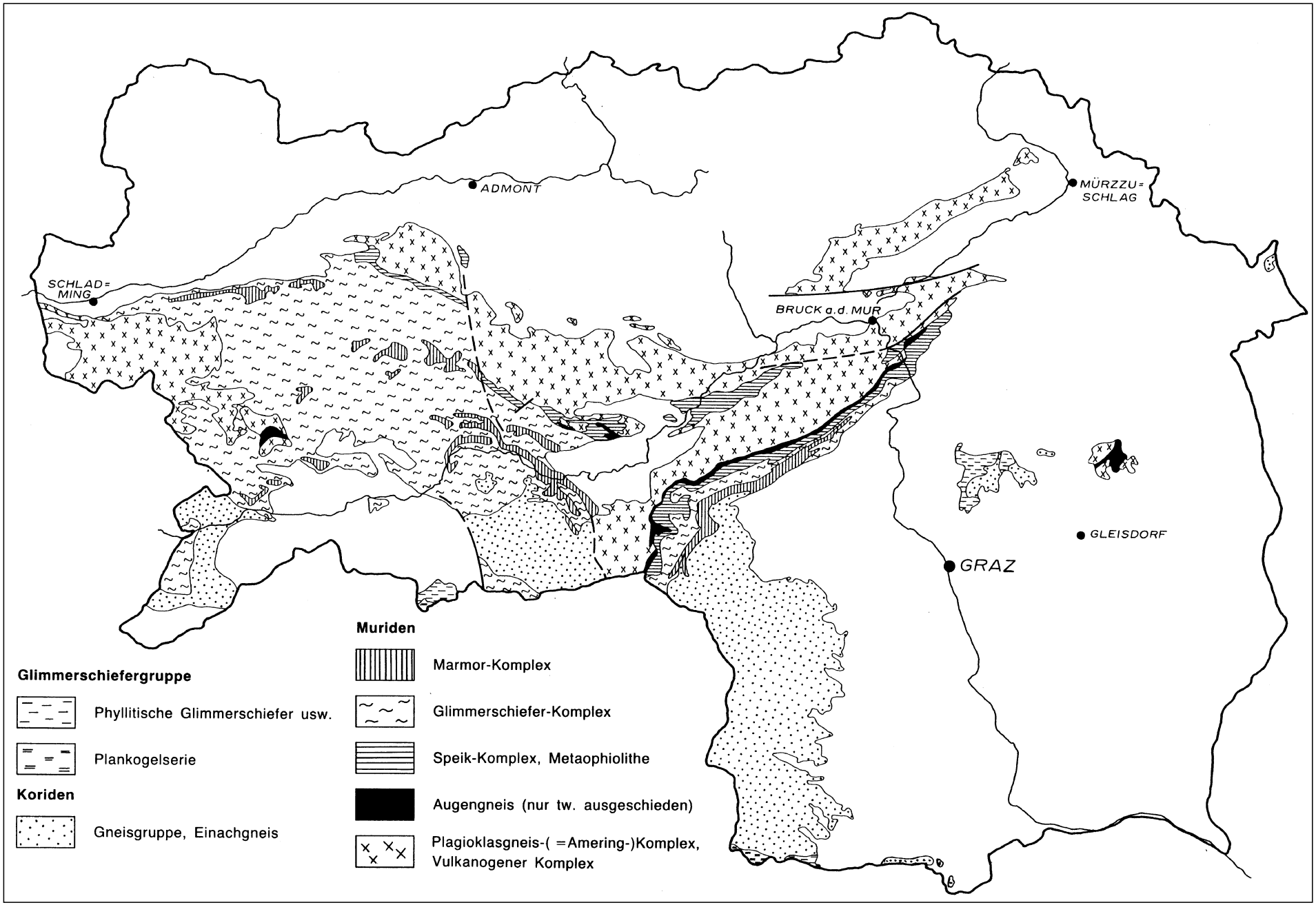


Abb. 125.
Die lithologische Gliederung des „mittelostalpinen" Kristallins in der Steiermark (aus FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984).
In der metallogenetischen Karte wird das Schladminger Kristallin dem Unterostalpin angegliedert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

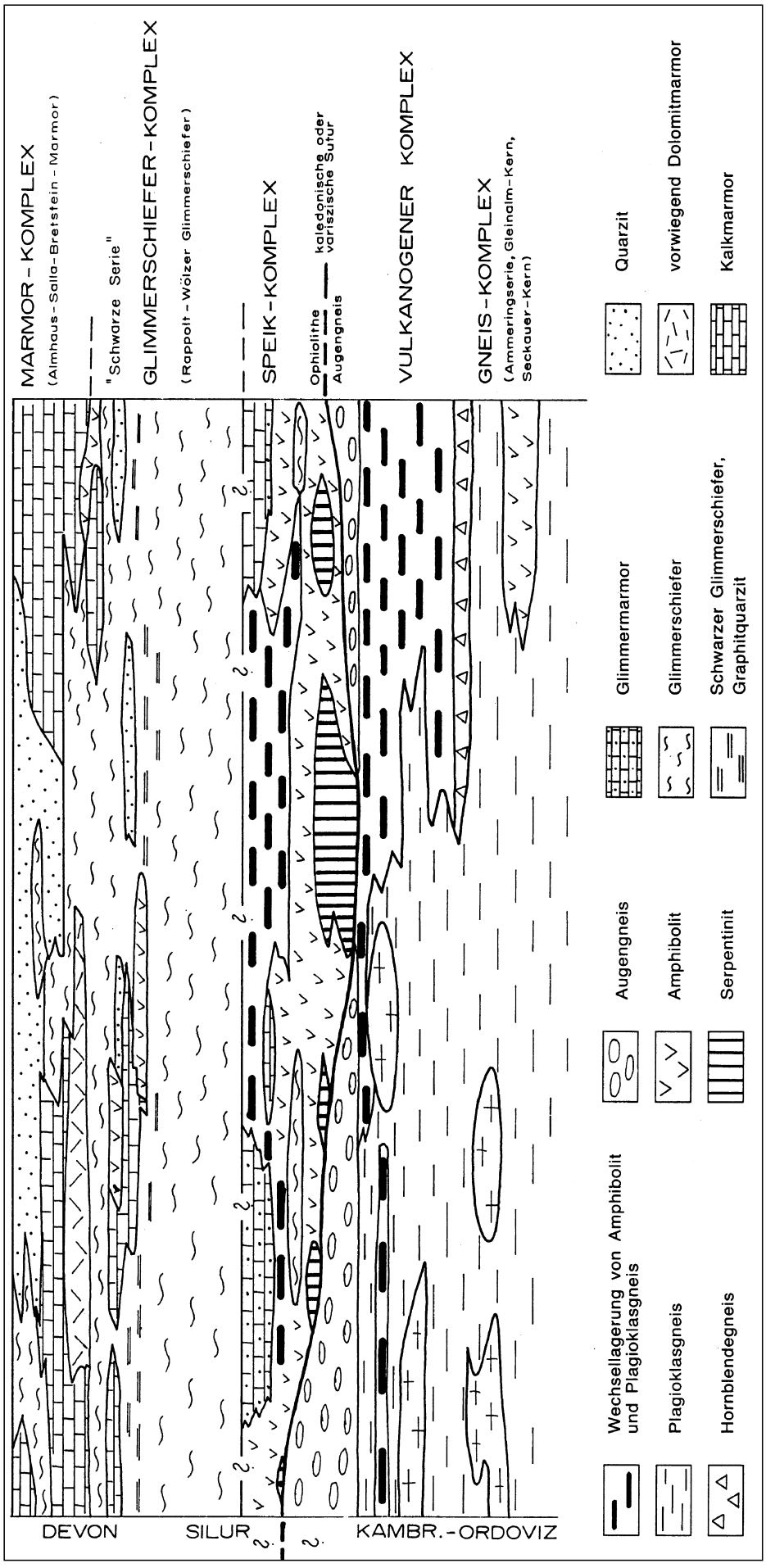


Abb. 126.
Tektonostratigraphie und lithologische Gliederung in der Muriden-Einheit.
Aus FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984).

plex der Muriden-Einheit korreliert (z.B. BECKER, L.P., 1981; FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984). Auf seine Eingliederung in das Unterostalpin wurde bereits mehrfach verwiesen.

Kern-Komplex

Verbreitung: Gleinalm, Mugel, Rennfeld, Troiseck–Floning-Zug, Sekkauer Tauern, Bösenstein.

Die „Matrix" des Kern-Komplexes bilden stark geschieferte Biotit-Plagioklas-Paragneise. Primär sedimentäre Einschaltungen liegen in Form von Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Granatglimmerschiefern und Mn-Quarziten vor. Gesteinsgeochemie, Zirkontrachten und Textur deuten auf primär gradierte vulkanogene Grauwacken als Protolithe der Hintergrundsedimentation. Sie stellen Bildungen eines Akkretionskeils an einem magmatischen Bogen dar. Sporadisch wurde die Grauwackensedimentation durch die Ablagerung abyssischer Tiefsee-Sedimente unterbrochen. U/Pb-Alter klastischer Zirkone deuten auf eine Aufarbeitung proterozoischer–frühpaläozoischer Krustengesteine (NEUBAUER, F., 1988a; NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

Magmatogene Einschaltungen innerhalb der Biotit-Plagioklasgneise sind:

Plagioklas-Orthogneise
- Rb/Sr-Errorchrone: 518±50 Ma (FRANK, W. et al., 1976).
- U/Pb-Minimum-Zirkonalter: 500 Ma (HAISS, N., 1991).

Ihre Assoziation mit Bänderamphiboliten führt zur Interpretation als Gesteine einer bimodalen vulkanischen Serie (FRANK, W. et al., 1976). Geländebefunde deuten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

jedoch eher auf granitische Intrusionen in Amphiboliten. Das beobachtete Lagengefüge wird dabei auf Mylonitisierung und duktile Scherung beider Gesteinstypen rückgeführt und ein Vergleich mit dem Leptinit/Amphibolit-Komplex variszischer Massive Westeuropas angestellt (NEUBAUER, F., 1988a, 1989b).

Amphibolite

Ihr breites petrographisches und geochemisches Spektrum deutet auf verschiedene Ausgangsmaterialien (subalkalische Intraplattenbasalte [HAISS, N., 1991]; kalkalkalische, gabbroide und metablastische Typen [HERMANN, U., 1972; SCHATZMAYER, M. et al., 1990]).

Metatonalite

Der lagenförmige Metatonalit-Komplex (Metablastischer Amphibolit; BECKER, L.P. & SCHUMACHER, R., 1973) ist bevorzugt an die Grenze Paragneise/Bänderamphibolite gebunden und auf klar unterscheidbare magmatische Quellen rückführbar. Dominant ist massiger Plagioklas-Amphibolit mit linsigen Einschaltungen von ultramafischen, gabbroiden und sauren Metamagmatiten (BECKER, L.P. & SCHUMACHER, R., 1973; FRISCH, W. et al., 1987; TEICH, T., 1987; NEUBAUER, F., 1988a).

Altersdatierungen sind weitgestreut. U/Pb-Zirkon-Alter deuten mit oberen Intercept-Altern um 3 Ga (aus Metatonaliten) und 2,5 Ga (aus Augengneisen) auf archäische bis proterozoische, durch Magmenbildung recyclierte kontinentale Kruste. Untere Intercept-Alter von 365±5 Ma werden variszischen Metamorphoseprozessen zugeordnet. Im Gegensatz dazu steht eine Errorchrone von 390±45 Ma (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

Granitoide

Heterogenen Alters und unterschiedlicher Entstehung sind zahlreiche granitische, granodioritische, seltener tonalitisch-dioritische Orthogneise. Ihre Altersdatierungen gruppieren sich im ältesten Paläozoikum (430–500 Ma [SCHARBERT, S., 1981; HAISS, N., 1991]) und tiefen Karbon (330–354 Ma [METZ, K., 1976; SCHARBERT, S., 1981; FRANK, W. et al., 1983]). Karbone Granitoide sind vor allem in den Seckauer Tauern und im Bösensteinmassiv weit verbreitet. Hier ist die plutonische Lithologie bevorzugt granitisch/granodioritisch mit geringfügigen dioritischen und gabbroiden Einschaltungen. Die Geochemie besitzt auch gewisse Ähnlichkeiten zu jener des Hochalm-Kernes in den östlichen Hohen Tauern (FINGER, F. et al., 1992).

Trondhjemitische Gneise

Als Folge der variszischen Metamorphose treten im Grenzbereich von Amphiboliten zu den Umgebungsgesteinen migmatische Strukturen auf. Trondhjemitische Gneise werden als Leukosom- und Hornblendefelse als Paläosom-Bildungen partieller variszischer Amphibolitaufschmelzung (U/Pb-Alter: 352±2 Ma) interpretiert (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

Augengneise

Bemerkenswert ist ein Augengneiszug im Hangenden des Kern-Komplexes mit einer Rb/Sr-Errorchrone von 330±30 Ma (FRANK, W. et al., 1983). NEUBAUER, F. (1989b) interpretiert Augengneise, die den Speik- und Glimmerschiefer-Marmor-Komplex auch diskordant durchschlagen als eine syn-kinematische (karbone) granitische Intrusion, die in eine variszische Deckenbahn intrudierte und heute die Grenze zwischen Kern- und Speik-Komplex bildet (Abb. 130).

Der Kern-Komplex wird als Wurzel eines spät-proterozoischen bis ältest paläozoischen magmatischen Bogens interpretiert, der von Sedimentbecken (Fore-arc-Becken) flankiert wurde. Altersdatierungen um 460–425 Ma weisen auf einen Höhepunkt granitischer Intrusionen, Sr-Isotope und archäische bis früh-proterozoische „Memories" in kalkalkalischen Gesteinen auf Aufschmelzung älterer kontinentaler Kruste. Die Granitoide des Karbons sind Ausdruck der finalen variszischen Kollision (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993).

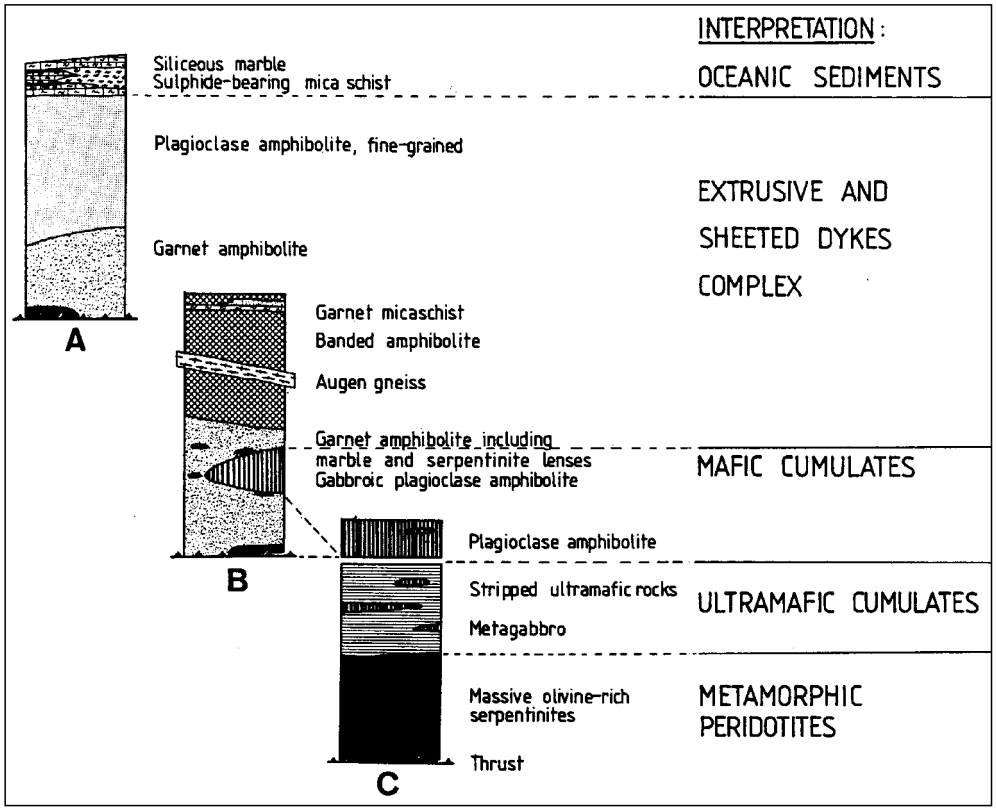


Abb. 127.
Lithostratigraphie und Interpretation der Gesteinseinheiten im Speik-Komplex.
Aus NEUBAUER, F. & al. (1989).

Speik-Komplex

Verbreitung: Gleinalm, Kraubath, Trafóß und Hochgrössen. Ultramafite sind vor allem an den Raum Kraubath, Trafóß und Hochgrössen gebunden.

Beim Speik-Komplex handelt es sich um mehrere hundert Meter mächtige Granatamphibolite, Bänderamphibolite (Metabasalte), Granat-Zoisit- und Plagioklas-Amphibolite (Metagabbros), Augengneise, Serpentinitlinsen und ein Eklogitvorkommen (Hochgrössen): Metasedimente sind nur in geringem Ausmaß vertreten (Abb. 127).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Petrologie und Geochemie des Speik-Komplexes weisen auf ophiolithische Sequenzen, in denen die Granatamphibolite geochemische Muster ozeanischer Basalte eines Back-arc-Bereichs zeigen (EL AGEED, A. et al., 1980; NEUBAUER, F., 1988a; NEUBAUER, F. et al., 1989).

Das Alter wird aus geologischen Gründen (Überlagerung durch Glimmerschiefer-Marmor-Komplex) als präoberordovizisch angenommen; seine Geschichte als ältest paläozoisches ozeanisches Terrane wurde bereits diskutiert.

Der Chromit-Asbest-Magnesitbezirk Kraubath-Hochgrössen liegt in diesen ophiolithischen Gesteinskomplexen. *Chromit*-Vererzungen sind am Höchgrössen Fe-arm und in Kraubath Fe-reich. Sie treten in den Ultrabasiten (Serpentinit, Dunit, Klinopyroxenit, Bronzit) stratiform in Bändern, Schlieren/Linsen oder disseminiert auf. Feinverteilt im Gesamtkomplex sind auch Sulfide (Pentlandit, Chalkopyrit). *Pt-Pd-Rh-Sulfarsenide* und *-Arsenide* sind lediglich von akademischem Interesse. Kryptokristalliner *Magnesit* (Typus Kraubath), der unter Einwirkung CO_2-reicher aszendenter oder deszendenter Wässer entstand, ist jüngsten geologischen Alters. Weitere Alterationsbildungen sind *Talk* und *Antigoritasbest*.

Wirtschaftlich interessant sind die ultramafischen Gesteine von Kraubath als Hartgestein (Gleisschotter) und als Rohstoff für die MgO-Herstellung.

Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

Dieser Gesteinskomplex ist im „mittelostalpinen" Kristallin weit verbreitet, wobei für die Leitgesteine verschiedene Lokalnamen verwendet werden. z.B.:

- Glimmerschiefer
  Radentheiner, Wölzer, Rappold-Glimmerschiefer;
- Marmore
  Salla-, Sölker, Bretstein-, Eppensteiner Marmor.

Synonym mit dem Begriff Glimmerschiefer-Marmor-Komplex sind auch Radentheiner und Wölzer Komplex sowie Almhaus-Serie (in der Stubalpe).

Die Gesteinsabfolge, tektonische Position und lithostratigraphische Zuordnung wird am Beispiel der Gleinalpe gezeigt (Abb. 128). Der silurisch/devonische Altersumfang wird aus paläogeographischen und lithofaziellen Vergleichen mit dem fossilführenden ostalpinen Paläozoikum abgeleitet, die Zugehörigkeit zum Norischen Terrane wurde bereits diskutiert.

Bemerkenswert ist die im mittleren Anteil auftretende „Schwarze Serie" auf deren *Scheelit*-Führung und *Spodumen*-Mineralisationen bereits bei der Besprechung der Wölzer Tauern eingegangen wurde. Wirtschaftliches Interesse besitzen die *Marmore* des Sölktales als Dekor- und Baustein bzw. im Raum Salla/Gallmannsegg als Rohstoff für hochweiße, karbonatische Füllstoffe und die Herstellung von Körnungen für die Bauindustrie.

Permomesozoikum

Zentralalpines Mesozoikum lagert ausschließlich Gesteinen des Kern-Komplexes entlang des Palten-Liesingtales, im Murtal zwischen St. Michael und Bruck/Mur und am N-Rand des Troiseck–Floning-Zuges auf (Abb. 125). Bevorzugt finden sich klastische permoskythische Basisbildungen, die als Rannach-Serie zusammengefaßt werden. Der Uranerzbezirk Liesing-Paltental liegt in diesen Quarziten in einem tektonischen Fenster innerhalb der Grauwackenzone nördlich Wald/Schoberpaß (Abb. 152). Mitteltriadische Karbonatgesteine treten vor allem im Thörler Triaszug auf (Abb. 129). Hier befindet sich auch ein *Gipsvorkommen*, das eventuell mit Keuperentwicklungen des Semmeringmesozoikums verglichen werden kann.

Tektonisch-metamorphe Entwicklung

Prä-alpidische Geschichte

Kern-, Speik- und Glimmerschiefer/Marmor-Komplexe zeigen im Verband des Norischen Composit-Terranes eine gemeinsame variszische Geschichte. Ältere Ereignisse sind aus den magmatischen Edukten des Kern-Komplexes (magmatischer Bogen des Keltischen Terranes) ableitbar. Die tektonische Stapelung des Speik- und Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes über den Kern-Komplex (Abb. 130) erfolgte noch vor dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose (Unterkarbon; Amphibolitfazies im Stabilitätsbereich von Staurolith). Begleitet wird diese SW-gerichtete variszische Deckenstapelung durch syn-kinematisch in die Deckenbahn intrudierte Granite,

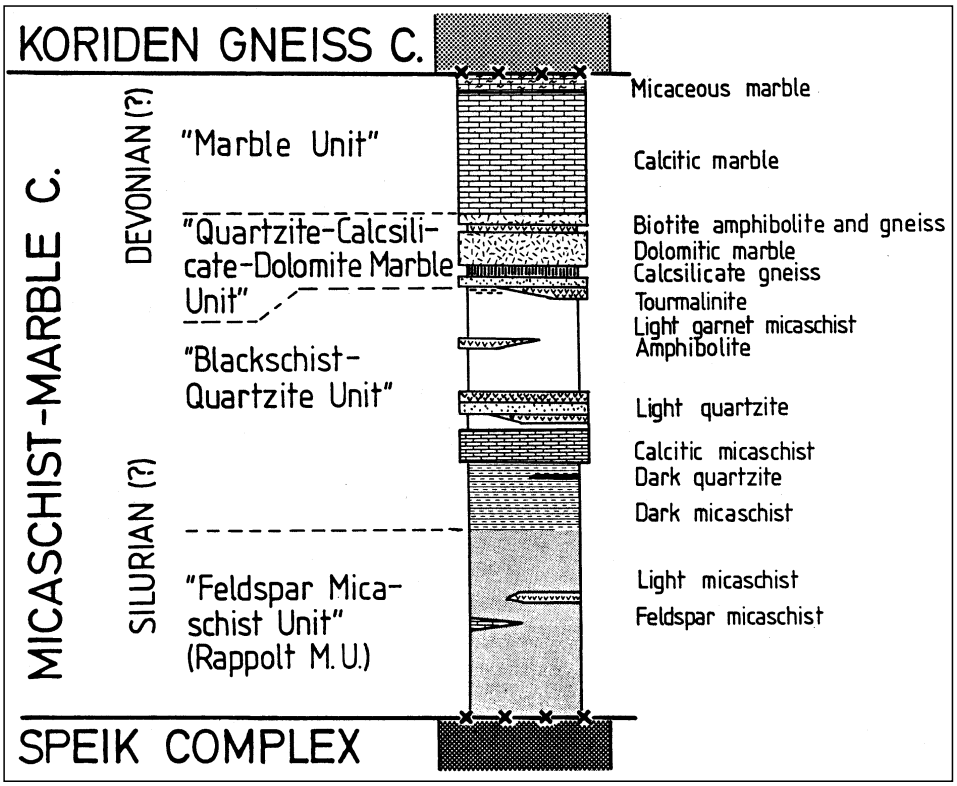
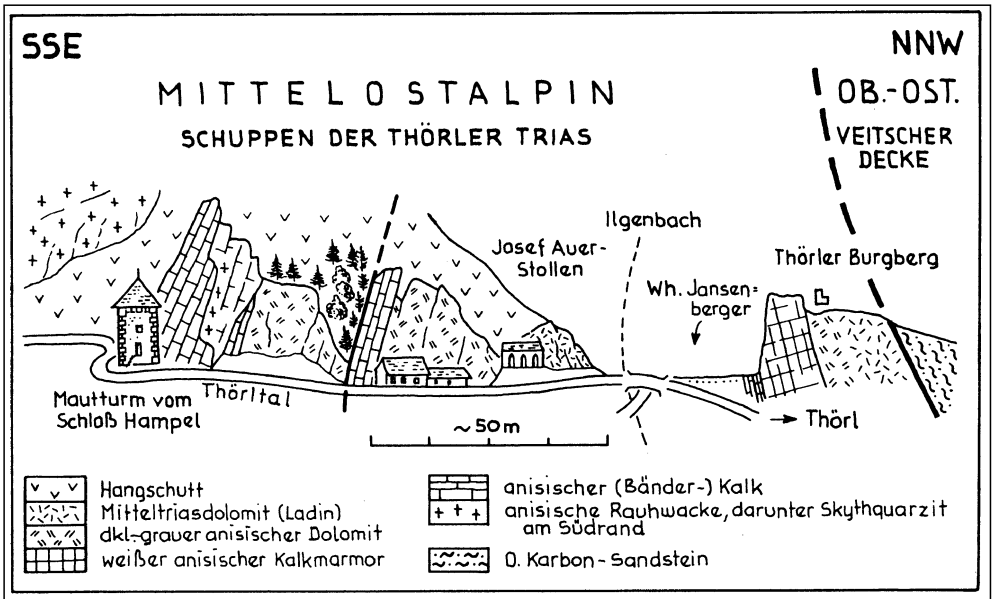


Abb. 128.
Lithostratigraphie des Glimmerschiefer-/Marmor-Komplexes .
Nach NEUBAUER, F. (1988a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



HANGEND		Tektonischer Zuschnitt
KARN ?	gering	Keuper(?)-Gips am Mitterberg ENE Thörl
LADIN	20 m	Heller Dolomit
ANIS	25 m 20 m 60 m	Schwarzgrauer geschichteter Anisdolomit Blaugrauer, schwarzer, rosa, weißer anisischer Bänderkalk mit Lagen von Dolomitschlieren-Hornsteinknollenkalk; *Entrochus silesiacus* BEYR., *Encrinus liliiformis* (LAM.), *Dadocrinus gracilis* (BUCH) Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	25 m 100 m	Alpiner Röt : Graue tonige Schiefer des Oberskyth Semmeringquarzit und -arkose
PERM	mäßig	Alpiner Verrucano, entspricht den Serizitschiefern und Konglomeraten der Rannach-Tattermann-Serie; auch Porphyroide
LIEGEND		Troiseckkristallin

Abb. 129.
Schichtfolge und Profil durch das zentralalpine Mesozoikum bei Thörl.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

die heute in Form penetrativ deformierter Augengneise vorliegen. Diese befinden sich an der Basis der Ophiolithdecke des Speik-Komplexes. Nach SW steigen sie jedoch quer durch den Speik-Komplex bis in den Glimmerschiefer/Marmor-Komplex auf (NEUBAUER, F., 1988a, 1989a,b). Ausdruck der variszischen Kontinent-Kontinent-Kollision sind auch die weit verbreitet auftretenden karbonen Granitoide im Bereich der Sekkauer und Rottenmanner Tauern.

Alpidische Geschichte

Die Interntektonik wird zunächst in der mittleren Kreide durch W-gerichtete Deckenstapelung bei dextraler, transpressiver Konvergenz bestimmt. Dieser folgt in der späteren Kreide die Exhumierung des Gleinalmdoms in einem steilstehenden sinistralen Scher-Korridor und entlang flacher duktiler Abschiebungen (Abb. 131). Der Höhepunkt der alpidischen Metamorphose lag im Bereich der unteren Amphibolit- und oberen Grünschieferfazies. Der Abkühlpfad basierend auf $^{40}Ar/^{39}Ar$-Altern an Amphibolen/Muskoviten und Spaltspuren-Altern zeigt einen Durchgang bei 500°C um 94 Ma und eine Abkühlung unter 225°C um 65 Ma (Abb. 132).

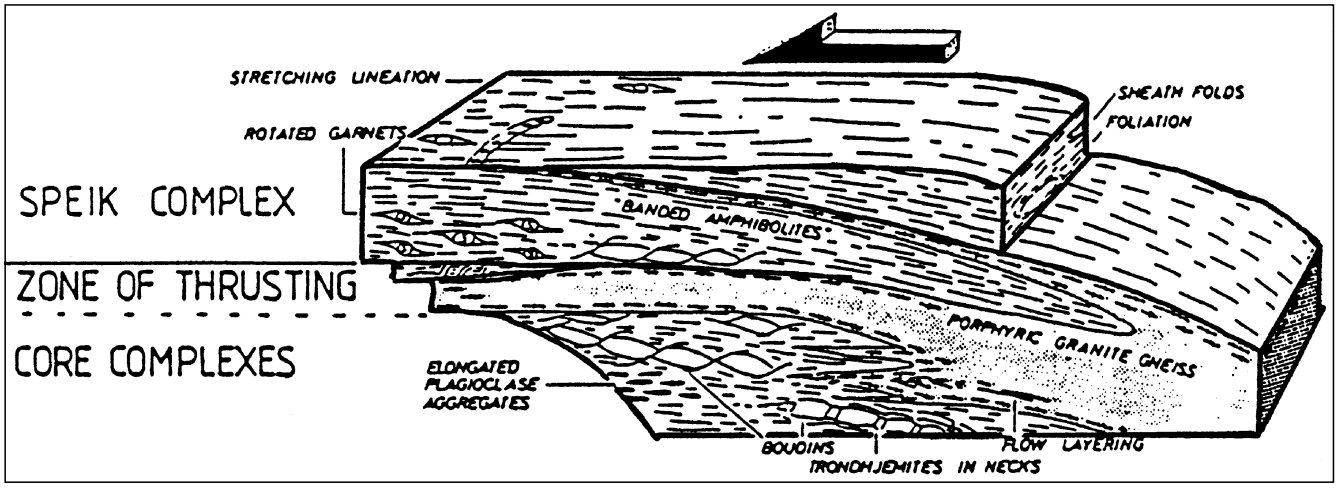
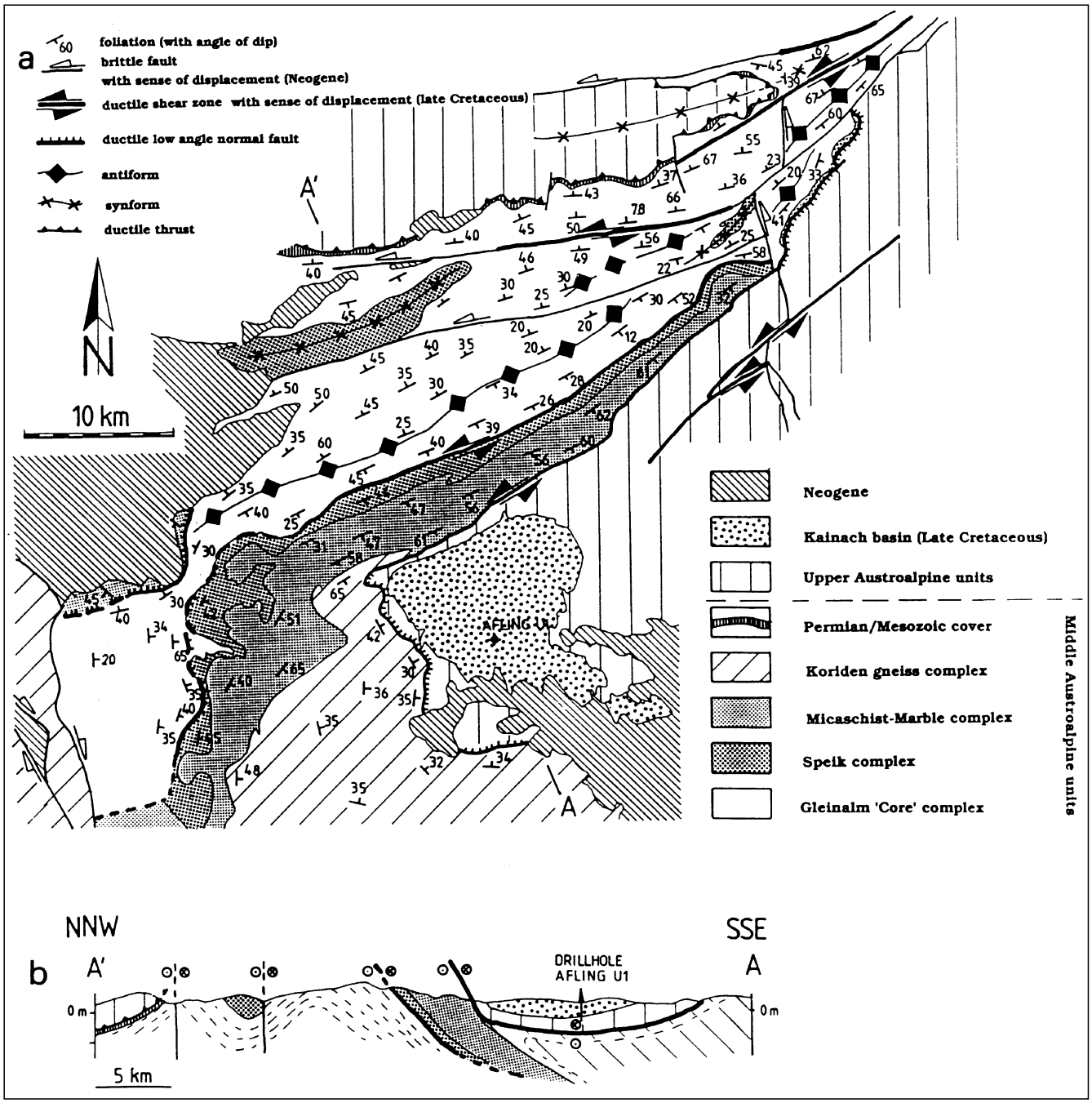


Abb. 130.
Modell der variszischen Platznahme des Speik-Komplexes über dem Kern-Komplex und der synkinematischen Intrusion karboner, granitoider Schmelzen in die Überschiebungsbahn.
Aus NEUBAUER, F. (1989b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



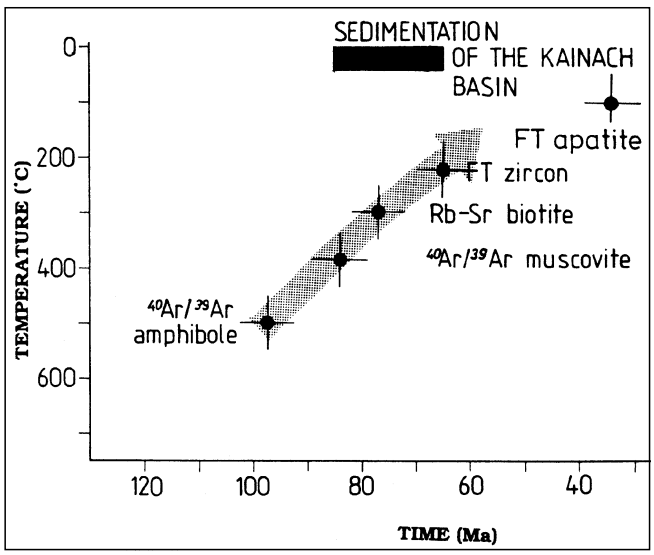


Abb. 131. ▲△▲
Tektonische Karte und Profil durch den Gleinalm-Kern mit einer ENE-streichenden Antiklinalstruktur, randlichen steilstehenden duktilen Scherzonen und flachen Abschiebungen.
Aus NEUBAUER, F. et al. (1995).

Mit der Abschiebungs- und anschließenden E-gerichteten Extensionstektonik steht auch die Anlage des Kainacher Gosaubeckens im Zusammenhang. Die W-gerichtete Abschiebung der Lobminger Schuppenzone ist ebenfalls in diesem Zusammenhang zu sehen (Abb. 131). Im Neogen setzen mit der Exhumierung des Tauernfensters die Escape-Bewegungen der östlichen zentralen Ostalpen und damit verbunden die zu den Tertiärbecken führende Bruchtektonik ein (RATSCHBACHER, L., 1986; GENSER, J. &

Abb. 132. ◄◁◄
Der jung-alpidische Abkühlpfad des Gleinalm-Kernes.
Aus NEUBAUER, F. et al. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

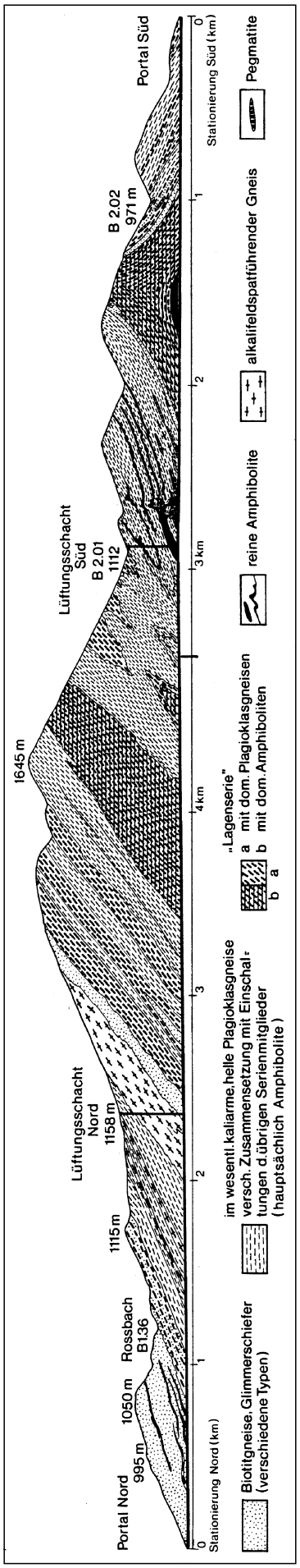


Abb. 133.
Geologischs Profil durch den Gleinalm-Autobahntunnel, der den Kern-Komplex aufschließt.
Nach NOWY, W. aus SCHARBERT, S. (1980b).

NEUBAUER, F., 1990; RATSCHBACHER, L. et al., 1991a,b; NEUBAUER, F. & al., 1992c; DALLMEYER, R.D. et al., 1992; NEUBAUER, F. et al., 1995).

Mit der jung-alpidischen Metamorphose- und Strukturentwicklung stehen eine Reihe von Mineralisationen in engem Zusammenhang:

Die *Leukophyllitlagerstätte Kleinfeistritz – Weißkirchen*, die in Plagioklasgneisen des Kern-Komplexes liegt und durch eine flache abschiebende Scherzone kontrolliert wird, steht in klarem Zusammenhang mit der unter retrograd metamorphen Bedingungen ablaufenden Strukturentwicklung. Der Mineralbestand des Rohstoffs (Muskovit, Chlorit, Quarz) wurde dabei aus variszisch amphibolitfaziell metamorphen Gesteinen bei der abklingenden alpidischen Metamorphose (K/Ar-Abkühlalter um 80 Ma) durch metamorphogene Lösungen bei ca. 480°C gebildet (PROCHASKA, W. et al., 1992; PREISS, P., 1996). Gemeinsam mit ähnlichen Mineralisationen wird sie dem Talk-Leukophyllitbezirk ostalpines Kristallin zugeordnet.

Im Golderzbezirk Flatschach-Knittelfeld treten in Gesteinen des Kern-Komplexes (Paragneise, Amphibolite, Hornblendeschiefer, Granitgneise) Gangmineralisationen von *Au- und Ag-führenden Kupfererzen* (Chalkopyrit, Fahlerz, Domeykit) auf. Gediegen *Gold* ist vor allem an Pyrit, Arsenopyrit, Chalkosin und Chalkopyrit gebunden. Bemerkenswert sind auch mineralogisch komplexe Sekundärparagenesen.

Im Golderzbezirk Kliening-Kothgraben finden sich Gold-führende Gangquarzvererzungen im Bereich des Ammeringmassivs (Kothgraben, östlich Bad St. Leonhard) und in tektonischen Aufbrüchen der Muriden unter der Koriden-Einheit (Kliening- und Wolfsberger Fenster). All diese Vererzungen sind an NW–SE- bis NNE–SSW-streichende Gänge gebunden, die in ihrer Richtung mit den großen tertiären Störungssystemen übereinstimmen. Nebengesteine sind Glimmerschiefer und Paragneise. In der z.T. mineralreichen Paragenese tritt Gold zumeist im Arsenopyrit, als Freigold oder im Löllingit (Kliening) auf. Untersuchungen der lagerstättenbildenden Fluide weisen im Kothgraben auf 350–400°C, eine K/Ar-Datierung ergab 70 Ma für die Serizite der dortigen Alterationsbildungen (PROCHASKA, W., 1993).

Bei genetischer Zusammenfassung der o.g. Gold-Mineralisationen ist für alle eine Bildung durch alpidische metamorphogene Restfluide, die sich mit meteorischen Wässern in einem durch die Bruchtektonik kontrollierten Regime mischten, maßgeblich.

3.4.5.4.3.4. Koriden-Einheit (Sau-, Koralpe)

Die Koriden-Einheit liegt innerhalb des „mittelostalpinen" Deckenstapels über den Muriden. Ihre Hauptverbreitung besitzt sie in der Kor-, Sau- und Seetaler Alpe. Im Bereich Wolfsberg – St. Leonhard treten innerhalb der Koriden-Einheit Gesteine des unterlagernden Muralpen-Kristallins in tektonischen Fenstern (Kliening- und Wolfsberger Fenster) zutage (Abb. 134). Im W und SW grenzt die Koriden-Einheit an das Gurktaler Deckensystem, unter dem es auch das Friesacher Halbfenster und Fenster der Wimitz bildet. Nach E setzt sich das an Bruchstaffeln abgesenkte Koralm-Kristallin in den Untergrund des Steirischen Beckens und im S über die Staatsgrenze bis in das Bacherngebiet (Slowenien) fort. Ebenfalls der Koriden-Einheit wird das Kristallin von St. Radegund (nordöstlich Graz) und einige Klippen am Alpenostrand (z.B. Sieggrabener Deckscholle) zugeordnet (Abb. 117, 125).

Die Koriden-Einheit gliedert sich in mehrere litho- bzw. tektonofazielle Einheiten, in denen durch Gneise dominierte Gesteinsgruppen (Koriden-Gneis-Komplex) am Plankogel (südliche Saualpe) bzw. in der Soboth von dem an Glimmerschiefern reichen Plankogel-Komplex überlagert werden. Charakteristisch ist eine amphibolitfazielle kretazische Metamorphoseprägung mit Resten einer jurassisch/kretazischen hp-Metamorphose (Abb. 101; FRANK, W., 1987; NEUBAUER, F., 1994).

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1977a); BECK-MANNAGETTA, P. (1980a,b); HERITSCH, H. (1980b); FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984); NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1992, 1993).

Koriden-Gneis-Komplex

In der Terrane-Analyse (Abb. 83, 84; FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989) wird der Koriden-Komplex als hochmetamorpher Akkretionskeil interpretiert, der sich aus Grauwacken/Schiefer-Abfolgen als Protolithe zusammensetzt (HERITSCH, H., 1980a).

Lithologisch setzt sich diese mächtige Abfolge aus Disthen-Paragneisen (z.T. mit Disthen-Paramorphosen nach Andalusit), Einschaltungen langge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

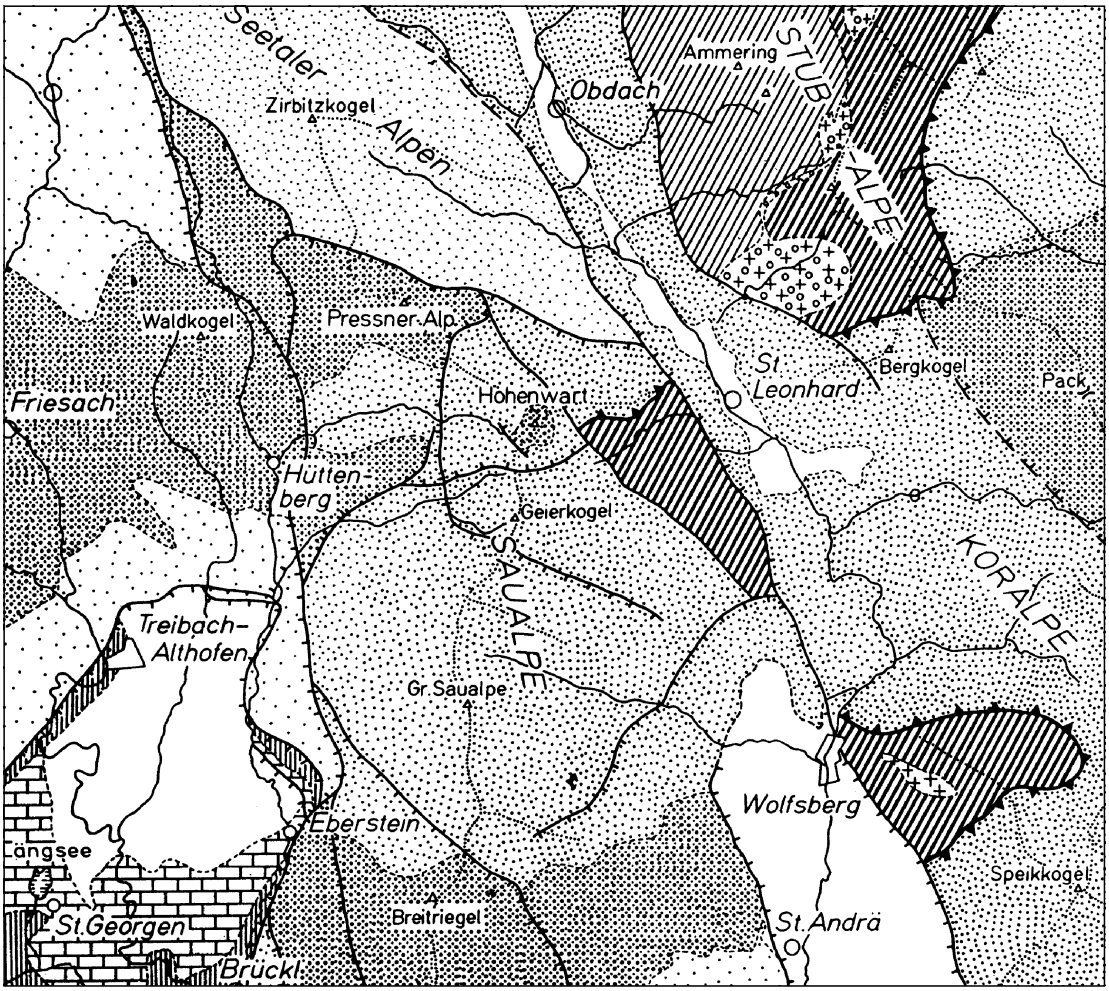


Abb. 134.
Das Wolfsberger und das Kliening-Fenster der Muriden- unter der Koriden-Einheit. Aus TOLLMANN, A. (1977a).

streckter Linsen von Eklogiten und Amphibolit-Eklogiten zusammen. Selten treten Metagabbros, Marmore und Kalksilikatgesteine auf. Weitverbreitet sind s-konkordante wie auch querschlägige Pegmatite (Abb. 135).

Disthenführende (Ti-arme) Eklogite stammen von Gabbros, disthenfreie (Ti-reiche) Eklogite von N- und E-MOR-Basalten ab (zuletzt MILLER, Ch., 1990). Unklar ist ihr Alter. Nach Angaben über eine präkambrische Eklogitmetamorphose (MANBY, G.M. et al., 1989) gewinnen nun zumindest teilweise permische Protolithalter und eine alpidische Eklogit-Metamorphose immer mehr an Bedeutung (THÖNI, M. & JAGOUTZ, E., 1991). Die Pegmatitalter sind permisch (244–267 [MORAUF, W., 1981; SCHARBERT, S. in GÖD, R., 1989; FRANK, W. et al., 1983]).

Im Bereich der Kor-, Pack- und Saualpe sind s-parallele „Pegmatoide“, die lateralsekretorisch bei der Regionalmetamorphose entstanden, weit verbreitet (Quarz-Feldspatpegmatitbezirk Kor-Saualpe). Die aus ihnen in der Vergangenheit abgebauten Quarz- und Feldspatrohstoffe bildeten die Basis für die lokale Glasindustrie; großtafelige Muskovitplatten wurden bei Bad St. Leonhard abgebaut.

„Echte“, durch Fraktionierung granitischer Restschmelzen entstandene *Spodumenpegmatite* treten auf der Weinebene in 2 bis 5 m mächtigen, schichtparallelen Gängen in eklogitischen Amphiboliten und quarzitischen Gimmerschiefern auf (Spodumenpegmatitbezirk Weinebene). Ihr Alter ist permisch (Rb/Sr: 280 Ma), ihre metamorphe Überprägung alpidisch. Vergleichbare Spodumenpegmatite finden sich auch im Kristallin von St. Radegund (KOLLER, F. et al., 1983).

Tektonisch-metamorphe Entwicklung

Der Koriden-Gneis-Komplex zeigt eine äußerst komplexe Entwicklung. Die meisten Autoren nehmen an, daß ein variszisch in lp-Bereichen metamorph gewordener Komplex spät-variszisch von Pegmatiten intrudiert wurde und eine alpidische amphibolitfazielle Metamorphose, lokal mit Resten jurassisch-kretazischer Eklogitmetamorphose nachfolgte (BECKER, L. P. et al., 1987; FRANK, W., 1987; NEUBAUER, F., 1991).

Die tektonische Struktur der nördlichen Kor- und Saualm-Region ist durch eine deutliche N-vergente Isoklinalstruktur bestimmt, die ± zeitgleich mit der Überschiebung der Muriden-Einheit (Gleinalm-Seckau-Kristallin) durch die Koriden-Einheit während der kretazischen Metamorphose erfolgte (Abb. 136; FRANK, W., 1987).

Charakteristisch sind zwischen den Disthengneisen auftretende Mylonite (Plattengneise), die eine ausgeprägte N-gerichtete Scherzone darstellen.

Für ihre Anlage werden permische (FRISCH, W. et al., 1984) und kretazische Alter (FRANK, W. et al., 1984) diskutiert. Da eine Rb/Sr-Errorchrone von 249±6 Ma als das Resultat einer unzureichenden Isotopen-Homogenisierung während der trockenen alpidischen Metamorphose bezeichnet wird, kann die Plattengneistektonik ebenfalls zeitgleich mit der oben dargestellten Strukturentwicklung angesehen werden (FRANK, W., 1987; FRANK, W. et al., 1983).

Maximalbedingungen für die alpidische Metamorphose werden mit >17 kb und 630°C (Metagabbro des Bärofen/Koralpe [MILLER, Ch., 1990]) und mit ca. 600°C und 10–14 kb aus den Plattengneisen (WIMMER-FREY, I., 1984)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abb. 135. Serienvergleich und Gesteinsabfolge innerhalb der Koriden-Einheit.
Die im Liegenden der Sau- und Koralpe auftretende Klieningund Wolfsberger Serie sind die in den gleichnamigen Fenstern unter den Koriden auftretenden hangenden Anteile der Muriden-Einheit.
Nach BECK-MANNAGETTA, P. (1980b).

angegeben. Weitere zusammenfassende Arbeiten mit Abschätzung der pt-Bedingungen siehe HERITSCH, H. (1980b).

Die spät-alpidische Strukturentwicklung steht im Zusammenhang mit der Heraushebung metamorpher Kernkomplexe, der Anlage von Gosaubecken (Krappfeld-Gosau) und der tertiären Escape-Tektonik. Hervorzuheben sind vor allem NNW–SSE-streichende dextrale Störungssysteme. Das Lavanttaler System trennt, morphologisch und durch tertiäre Sedimentbecken nachgezeichnet, die Kor- von der Saualpe. Das die W-Grenze der Saualpe bildende Görtschitztalsystem (Abb. 138) dürfte bereits während der Anlage der Krappfeld-Gosau wirksam gewesen sein.

Die im Bereich Hüttenberg – Lavanttal – Seetaler Alpe weitverbreiteten Fe-Vererzungen zeigen eine auffällige Bindung an diese Bruchsysteme. Neben syngenetischen Modellen wird daher auch eine jung-alpidische, hydrothermale Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit der Störungstektonik diskutiert.

Im Siderit bezirk Hüttenberg liegen in amphibolitfaziell geprägten Marmoren des Saualm-Kristallins

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

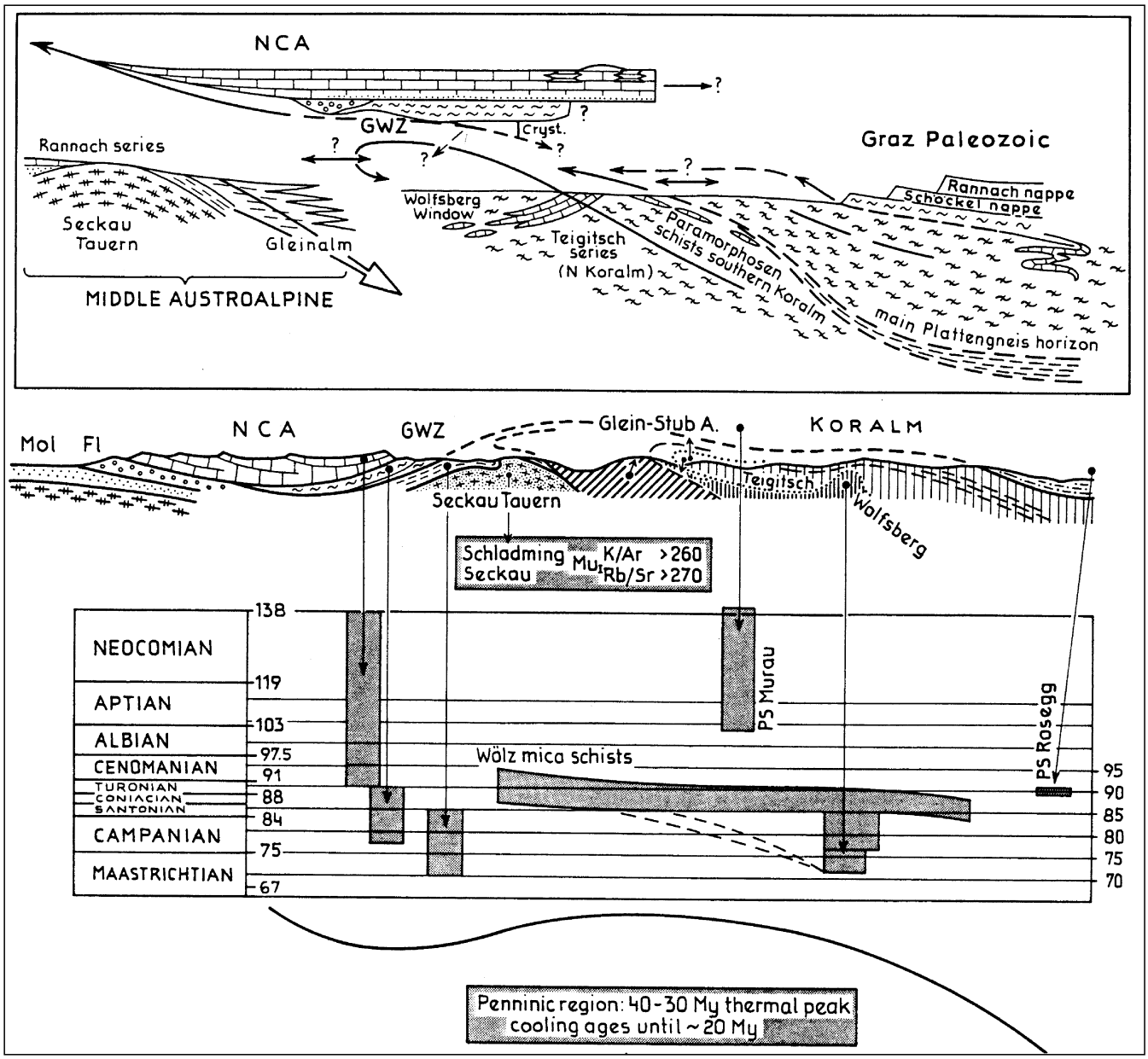


Abb. 136.
Die strukturelle Entwicklung der Koralpe während der Kreide.
Unten: heutiges Profil mit Lokation von Altersdatierungen.
Aus FRANK, W. et al. (1987).

zahlreiche, mehrere m mächtige *Sideriterzlager* (Mn-führender Siderit, Ankerit, Pyrit; Eiserne Hut-Bildungen von Pyrolusit). Sie sind in die post-kristalline Falten- und Bruchtektonik einbezogen; daneben liegen aber auch metasomatische Vererzungsbilder vor. Bezüglich ihrer Genese werden Modelle einer prä-metamorphen, synsedimentären (hydrothermalen) Fe-Anreicherung und/oder niedrigtemperierter, alpidischer Metasomatose im Nahbereich des Görtschitztaler Störungssytems diskutiert (Abb. 138).

Im Bereich der Seetaler Alpe sind besonders an den Kreuzungsbereich N–S-streichender Störungen mit Marmoren *Hämatit-/Siderit-Mineralisationen* gebunden: (Hämatit-[„Eisenglimmer"-]Bezirk Seetaler Alpen).

Im Hämatit-(„Eisenglimmer"-)Bezirk Waldenstein liegen die Vererzungen in Silikatmarmoren. Neben Annahmen einer syngenetischen Entstehung mit im Nahbereich auftretenden Amphiboliten gewinnen nun genetische Modelle mit hydrothermaler Bildung während der abklingenden alpidischen Metamorphose (Abkühlalter in den Nebengesteinen 85 Ma; Serizitalter aus den Alterationen 46,1±0,5 Ma [PROCHASKA, W., 1991]) immer mehr an Bedeutung.

Plankogel-Komplex

Der Koriden-Gneis-Komplex wird am S-Rand der Saualpe (Abb. 139) und Koralpe (Soboth) durch den Plankogel-Komplex überlagert. Lithologisch besteht er aus Staurolith-Granatglimmerschiefern, km-langen Marmorzügen, Amphiboliten, Manganquarziten und Einschaltungen ultrabasischer Gesteine. Die Gesteinsassoziation: Manganquarzit-Biotitglimmerschiefer-Silikatmarmor-Amphibolit deutet gemeinsam mit der Amphibolitgeochemie auf eine ozeanische Sediment- und Inselentwicklung. Die Serpentinit-führenden Einheiten sind mit grobschuppigen Glimmerschiefern, reinen Marmoren und Amphiboliten (tholeiitische Ozeanbodenbasalte) vergesellschaftet. Dies

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

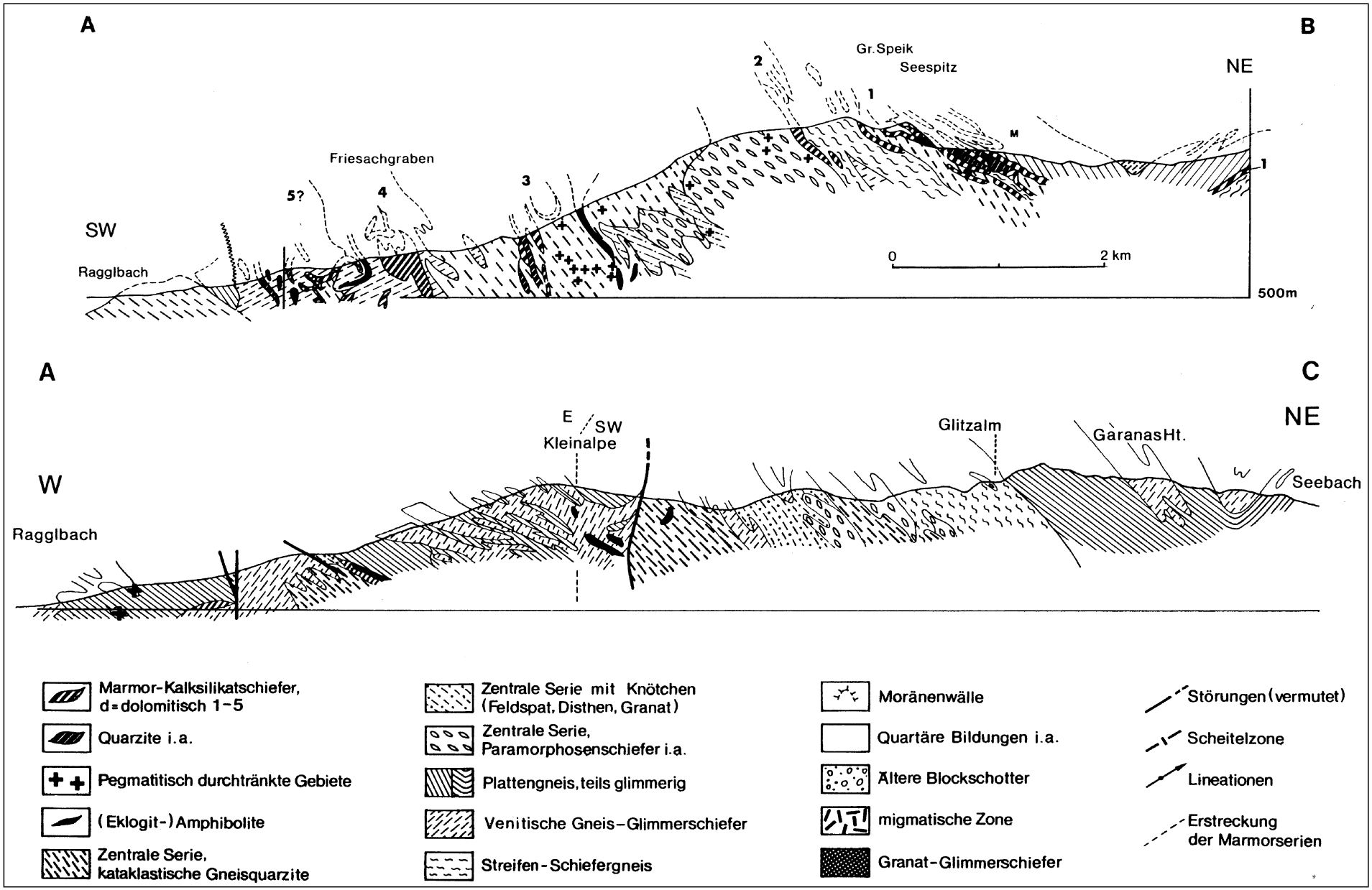


Abb. 137.
Geologische Profile durch die südwestliche Koralpe.
Aus BECK-MANNAGETTA, P. (1980b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

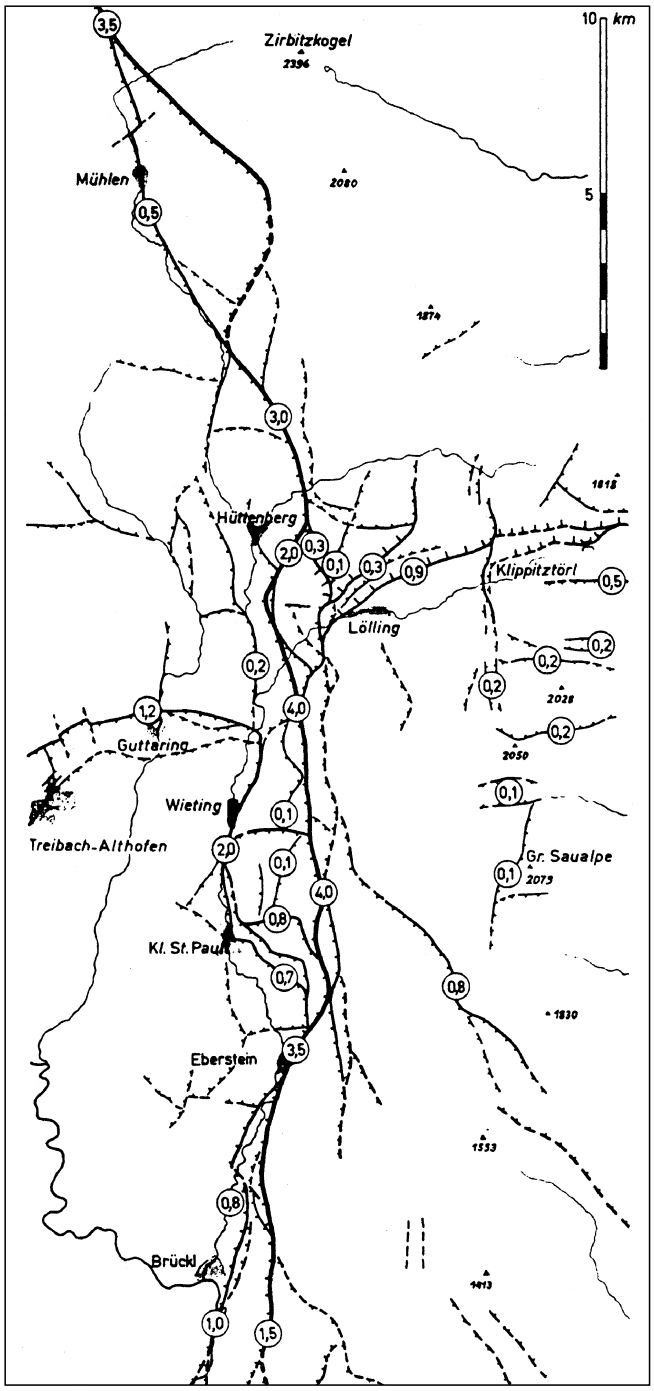


Abb. 138.
Das Görtschitztaler Störungssystem am W-Rand der Saualpe.
Die Werte in den Kreisen geben die Versetzungsbeträge an, die Zacken der Störungssignaturen weisen in Richtung abgesunkener Schollen.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

ist ausschlaggebend für eine Interpretation des Plankogel-Komplexes als Melange einer prä-alpidischen Suturzone (Plankogel-Terrane), über deren Protolith- und Metamorphosealter Unklarheiten bestehen (KLEINSCHMIDT, G. et al., 1975; FRISCH, W. et al., 1984; SCHMEROLD, R., 1988; NEUBAUER, F. et al., 1989a; FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; NEUBAUER, F. et al., 1989).

Sieggrabener Komplex

Am Alpenostrand überlagern einige „mittelostalpine" Deckschollen mit tektonischen Melangen mit ophiolithischen Fragmenten und suprakrustalen (? prä-alpidischen) Metamorphiten den Wechsel-Komplex.

Aufgrund ihrer Lithologie (Biotit-Granatglimmerschiefer, Disthen-Gneise, Eklogit-Amphibolite, Marmore und serpentinisierte Peridotit-Linsen) erfolgte eine Korrelation mit dem Gneiskomplex der Saualpe.

Die Eklogit-Geochemie weist auf N-Typ-MOR-Basalte, die Petrologie auf Bildungsbedingungen von 630°C und ca. 10 Kb (KIESL, W. & WEINKE, H. in KOLLER, F., 1990).

Der alpidische pT-Pfad zeigt nach der Eklogit-Bildung durch Dekompression eine retrograde Entwicklung zu Eklogit-Amphiboliten. Gleichzeitig werden mylonitische Schieferung und eine Streckungslineation, danach mineralgefüllte (Amphibol, Epidot, Chlorit) Extensionsklüfte und lokale Scherzonen angelegt. $^{40}Ar/^{39}Ar$-Hornblendealter mit 136,1±0,5 und 108,2±0,3 Ma zeigen innerhalb dieser retrograden Entwicklung eine Abkühlung unter 500°C an (NEUBAUER, F. et al., 1992b).

Eine Interpretationsmöglichkeit dieser Entwicklung ist die Versenkung (hp-Metamorphose) prä-alpidischer Gesteine während Jura–Kreide im Bereich einer A-Subduktion, ihr Einbau in den ostalpinen Deckenstapel und eine nachfolgende retrograde Metamorphose-Entwicklung (Abb. 95; NEUBAUER, F., 1994).

Am Sieggrabener Kogel liegt eine regionalmetamorph überprägte *Magnetitlagerstätte*. Ihr Erz ist teilweise martitisiert, durch die kennzeichnenden Gangarten (Granat, Epidot) erhält sie ein skarnartiges Gepräge.

3.4.6. Ostalpines Paläozoikum

Paläozoikum tritt in allen ostalpinen Einheiten auf. Im Unterostalpin und „Mittelostalpin" zeigt es eine überwiegend mittelgradige variszische und/oder alpidische Metamorphose („Altkristallin", Ostalpine Kristallineinheiten; vgl. Kapitel 3.4.5.). Daneben finden sich Quarzphyllit-Einheiten (Abb. 141), die eine unterschiedliche tektonische Position besitzen und mitunter unklare Grenzverhältnisse zum benachbarten Altkristallin oder dem geringer metamorphen Paläozoikum (Grauwackenzone, Grazer, Murauer, Gurktaler Paläozoikum) zeigen. Die letztgenannten klassischen, fossilführenden Paläozoika gehören dem Oberostalpin an.

Nach der Terrane-Analyse ist das ostalpine Paläozoikum ebenso wie jenes der Südalpen und der „mittelostalpine" Glimmerschiefer-Marmor-Komplex Bestandteil des Norischen Composite Terranes (Abb. 83, 84; FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989). Es reflektiert Bildungen eines in Extension befindlichen Schelfbereiches mit Karbonatplattformen, eingelagerten Becken, einem äußeren Schelf und einem Kontinentalabhang mit einer gegen das Karbon hin zunehmenden Subsidenz (NEUBAUER, F. et al., 1996). Typisch ist für das gesamte ostalpine Paläozoikum ein alkalibasaltischer Intraplattenvulkanismus mit einem oberordovizischen, kalkalkalischen Porphyroidvulkanismus als „Zwischenspiel" (Abb. 140; LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993).

Beendet wird dieser Sedimentationsyklus im tieferen Oberkarbon durch die variszische Orogenese. Post-variszisch wird permokarbone, intramontane Molasse abgelagert (KRAINER, K., 1992a,b, 1993), über der im Permoskyth marine Schichten transgredieren. Diese werden für die Kalkalpen und den Drauzug separat besprochen. Das dem Gurktaler Paläozoikum auflagernde oberostalpine Permomesozoikum (Nockberge, Griffen – Eberstein) wie auch die Gosau von Kainach (westlich Graz) und des Krappfeldes werden gemeinsam mit ihrer oberostalpinen Unterlage behandelt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

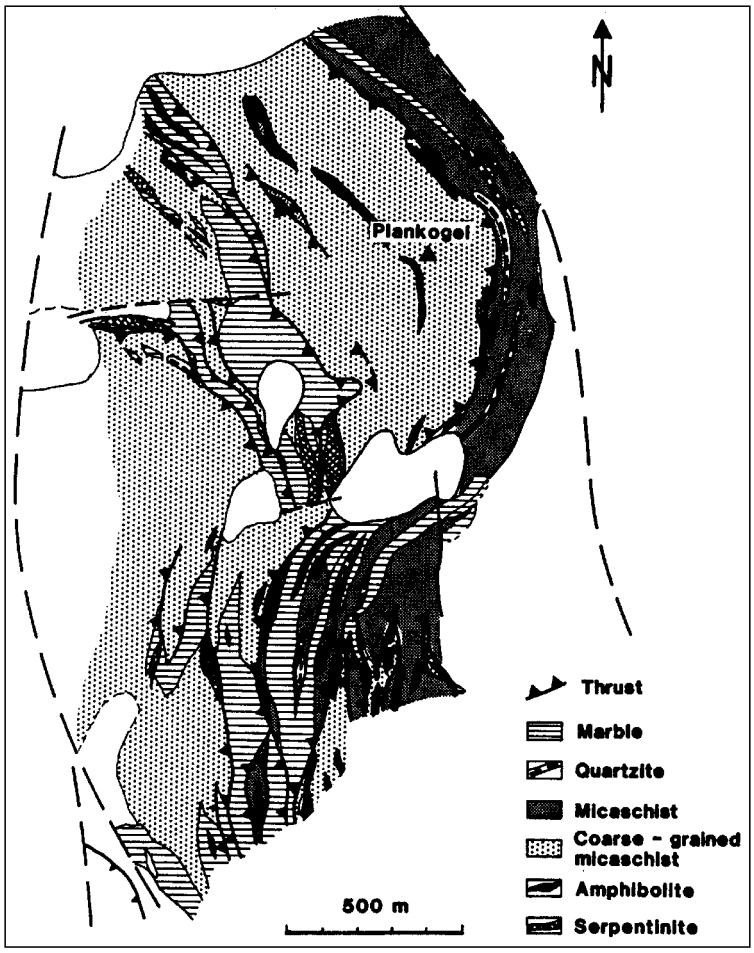


Abb. 139.
Der Plankogel-Komplex an seiner Typuslokalität in der südlichen Saualpe.
Aus NEUBAUER, F. et al. (1989a).

3.4.6.1. Ostalpine Phyllitzonen

Innerhalb der ostalpinen Einheiten sind Quarzphyllite mit Einschaltungen vulkanischer Gesteine in unterschiedlichen tektonischen Positionen weit verbreitet (Abb. 141, 142; NEUBAUER, F. & SASSI, F.P., 1993 cum Lit.). Diese klassischen ostalpinen Quarzphyllit-Einheiten werden folgend zugeordnet:

- Unterostalpin
  Innsbrucker, Radstädter, Katschberg-, Lessach-Quarzphyllit.
- „Mittelostalpin"
  Thurntaler, Ennstaler Quarzphyllit.
- Oberostalpin
  Landecker, Steinacher, Gailtaler Quarzphyllit; ? Wagrainer Quarzphyllit.

Durch graduelle Metamorphoseübergänge vermitteln diese Vorkommen teilweise zwischen dem klassischen fossilführenden Paläozoikum und dem ostalpinen Kristallin. Sie und ihr Rohstoffpotential werden daher gemeinsam mit diesen Einheiten beschrieben. In der folgenden Übersicht (basierend auf NEUBAUER, F. & SASSI, F.P., 1993) wird lediglich auf einige Gemeinsamkeiten der klassischen Quarzphyllitentwicklungen hingewiesen.

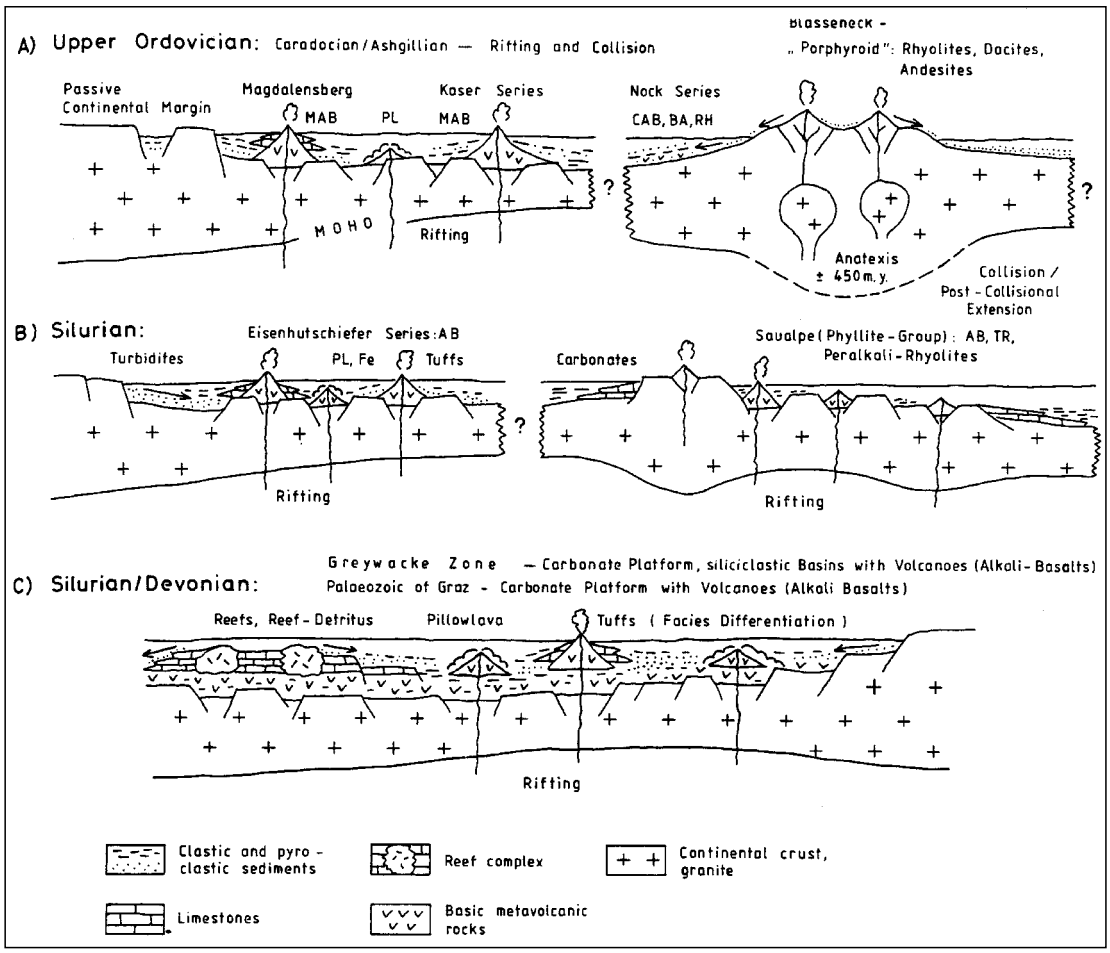


Abb. 140.
Vulkanismus, Sedimentation und Krustenstruktur im ostalpinen Paläozoikum.
AB = Alkalibasalte; BA = basaltische Andesite; CAB = kalkalkalische Basalte; Fe = submarine, hydrothermale Eisenerze; MAB = leicht alkalische Basalte; PL = Pillowlaven; RH = Rhyolithe; TR = Trachyte.
Aus LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

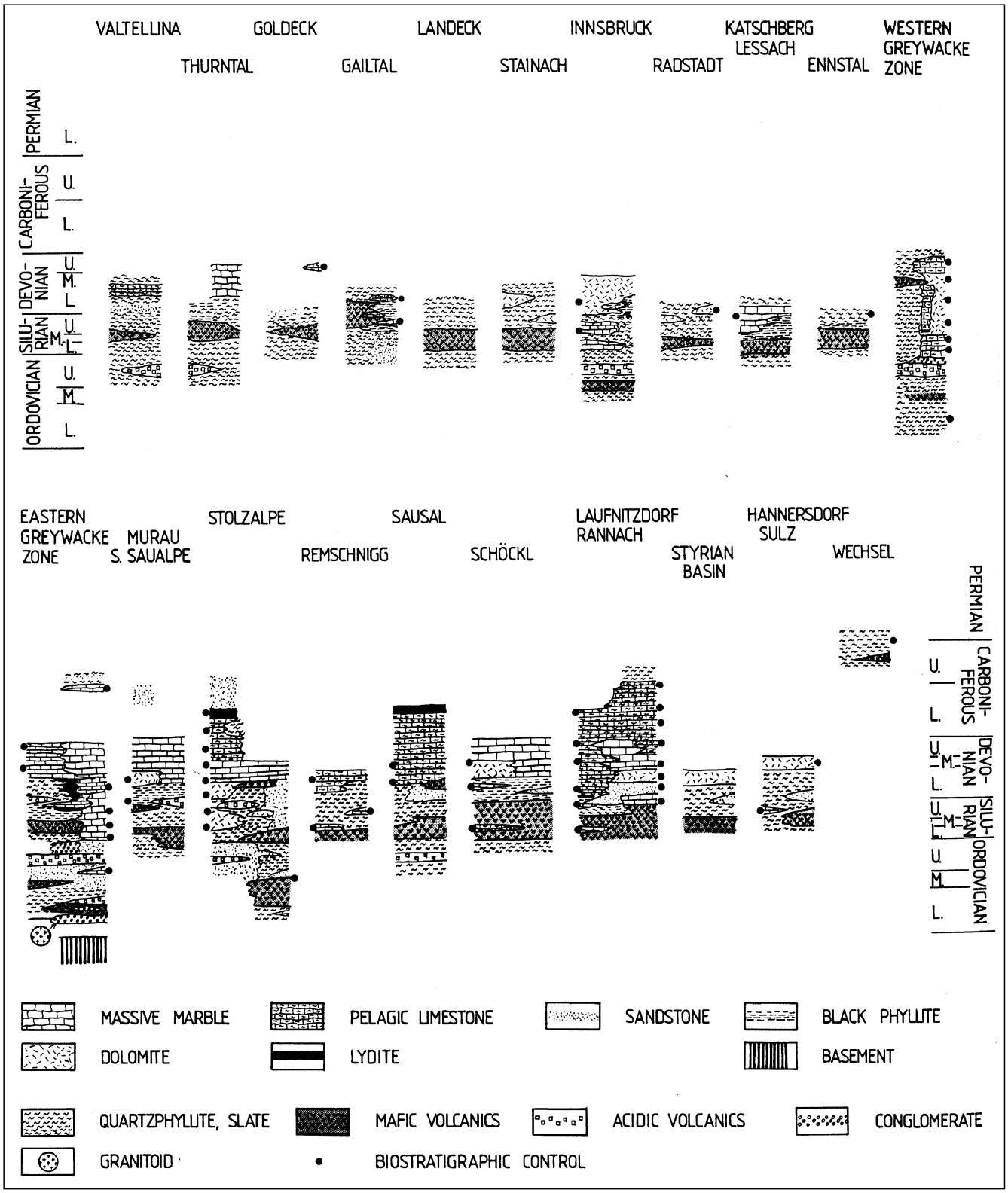


Abb. 141.
Lithostratigraphie der ostalpinen Phyllitareale mit Angabe biostratigraphischer Fixpunkte.
Aus NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993).

Die Gesteinsabfolgen sind in allen Quarzphyllitgebieten durchaus vergleichbar (Abb. 141). Gestützt auf spärliche Fossilfunde und lithologische Vergleiche wird ein Altersumfang vom Ordovizium bis ins Devon angegeben. Einen lithostratigraphischen Leithorizont bilden saure Metavulkanite des oberen Ordoviziums. Basische Vulkanite treten im Liegenden der Porphyroide und schwerpunktsmäßig im Silur auf. Karbonatische Gesteine bevorzugen Obersilur und Devon, bemerkenswert ist ein Schwarzschiefer-Milieu im Obersilur–Unterdevon.

Interpretiert wird diese Abfolge im Ordovizium als Füllung eines Back-arc-Beckens über cadomisch-panafrikanisch metamorpher kontinentaler Kruste, Impulsen erneuten Riftings (Silur–Unterdevon) und der Ausbildung passiver Kontinentalränder/Karbonatplattformen im höheren Devon. Bei der variszischen Orogenese wurden die Bek-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

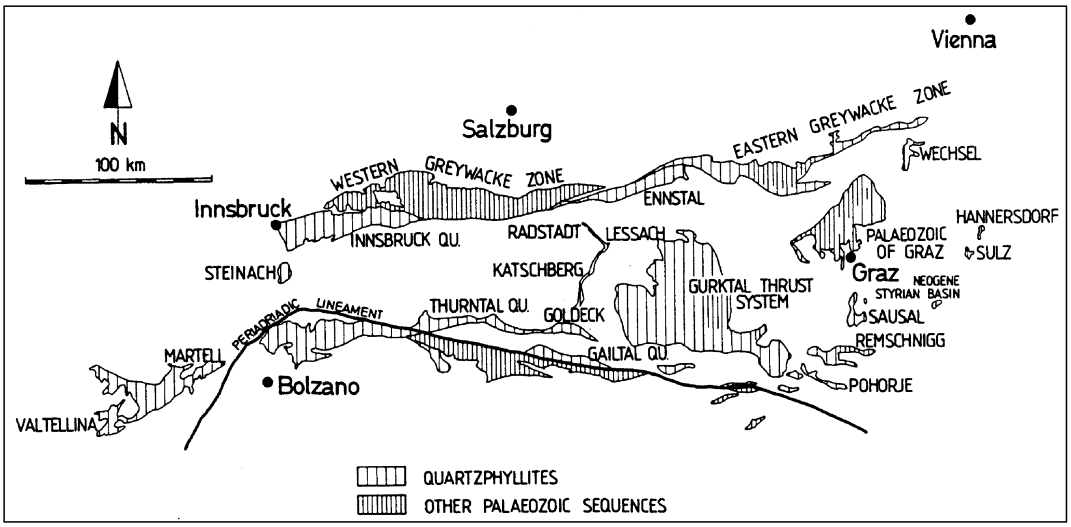


Abb. 142.
Die ostalpinen Quarzphyllitgebiete.
Aus NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993).

ken geschlossen, durch die Auflast der aufgeschobenen Decken versenkt und schwacher Metamorphose unterworfen.

In den südwestlichen Quarzphyllitarealen zeigt die Regionalmetamorphose eine zweistufige Entwicklung. Zuerst wurde bei einer syn-kinematischen Rekristallisation eine Foliation angelegt, der eine Achsenflächenschieferung nachfolgte, die das mesoskopische Gefüge dominiert. Die zweite Phase erfolgte postkinematisch zum thermischen Höhepunkt der Metamorphose und vor Ausbildung einer lokalen S3-Schieferung. Der Metamorphosegrad variiert in den in Abb. 142 dargestellten Bereichen von der Anchizone bis in die obere (Granat-führende) Grünschieferzone. Für die jüngere Metamorphosestufe der südwestlichen Bereiche werden lp-Bedingungen bei einem relativ hohen thermischen Gradienten (um 45°C/km) angegeben (SASSI, F.P. & SPIESS, R., 1992). K/Ar-Muskovit-Alter (300–320 Ma) repräsentieren Abkühlalter, die etwas jünger als der Höhepunkt der Metamorphose sind, der für einen Zeitbereich von 320–347 Ma angenommen wird. K/Ar-Biotit-Alter zwischen 180 und 260 Ma werden alpidischen Überprägungen zugeordnet (NEUBAUER, F. & SASSI, F.P., 1993).

3.4.6.2. Oberostalpines Paläozoikum

Die klassischen und teilweise fossilführenden, niedrig- bis niedrigstgradig metamorphen Paläozoikumsvorkommen liegen in folgenden oberostalpinen Einheiten:

- ❍ Grauwackenzone
- ❍ Grazer Paläozoikum
- ❍ Murau-Gurktaler (Mittelkärntner) Paläozoikum (Gurktaler Decke)
- ❍ Paläozoikum im Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle
- ❍ Paläozoikum des Drauzuges
  (Paläozoikum des Gailtales, der N-Karawanken, Karbon von Nötsch; diese werden gemeinsam mit dem Drauzug, Kapitel 3.4.7.2. besprochen).

Die letzte zusammenfassende Darstellung der Schichtfolgen und tektonischen Verhältnisse stammt von SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993). Weitere Gesamtdarstellungen mit umfangreichen Literaturzitaten finden sich bei FLÜGEL, H.W. (1963, 1970, 1976), FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972), TOLLMANN, A. (1977a), SCHÖNLAUB, H.P. (1979), EBNER, F. et al. (1990).

Gemeinsam ist diesen Vorkommen eine unbekannte Basis, intraordovizische bis karbone Schichtfolgen und nach der variszischen Orogenese die winkeldiskordante Überlagerung durch kontinentale permokarbone Molasse. Lediglich dem Grazer Paläozoikum und jenem der Südburgenländischen Schwelle fehlt eine permokarbone, post-variszische Sedimentauflagerung.

Intraplatten-Alkalibasalte treten vom Ordovizium bis ins Unterkarbon auf. Sie sind Ausdruck einer lang andauernden Extension und Krustenausdünnung. Im Oberordovizium sind saure bis intermediäre Laven und Pyroklastika (Porphyroide) weit verbreitet (LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993).

Die kalkalkalische Zusammensetzung der Porphyroide wird teilweise mit spät-kollisionalen Ereignissen an konvergenten Plattenrändern in Zusammenhang gebracht (Abb. 140; LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993), teils aber auch als das Ergebnis anatektischer Krustenaufschmelzung während des panafrikanischen tektonothermischen Events interpretiert (ALMOND, D.C., 1984; SACCHI, R., 1989). Die Affinität der älteren paläozoischen Ereignisse mit Gondwana kommt auch in der Zuordnung des ostalpinen Paläozoikums zum Norischen Terrane zum Ausdruck, das ursprünglich eine Position am N-Rand Gondwanas hatte (Abb. 84; FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989; NEUBAUER, F. et al., 1996). Echte ozeanische Entwicklungen scheinen ebenso zu fehlen wie weitverbreitete Flyschentwicklungen, die vor dem Höhepunkt der variszischen Orogenese für das südalpine Paläozoikum charakteristisch sind.

3.4.6.2.1. Grauwackenzone

Die Grauwackenzone bildet, bei allerdings meist tektonisch überprägtem Verband, die primäre Basis der Kalkalpen. Bei einer maximalen Breite von 23 km erstreckt sie sich von Schwaz/Tirol im W bis Ternitz im E sowie weiter in den prä-neogenen Untergrund des Wiener Beckens. Westlich Innsbruck treten in Position der Grauwackenzone die Landecker-Phyllite und die Phyllitgneiszone auf. Zentralalpines Mesozoikum, das im E zwischen der Grauwakkenzone und dem unterlagernden „mittelostalpinen“ Kristallin weit verbreitet ist, fehlt im W-Abschnitt der Grauwackenzone.

Die Schichtfolge setzt innerhalb des Ordoviziums ein und reicht bis ins Oberkarbon. In der östlichen Grauwakkenzone tritt ein intensiver alpidischer Decken-/Schuppenbau auf, in dem an wenigen Lokalitäten Kristallingesteine (Kaintaleck-Schuppen) eingeschuppt sind. Generell sind die Gesteine geschiefert und bis in den Bereich der oberen Grünschieferfazies metamorph. Fossilien sind

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

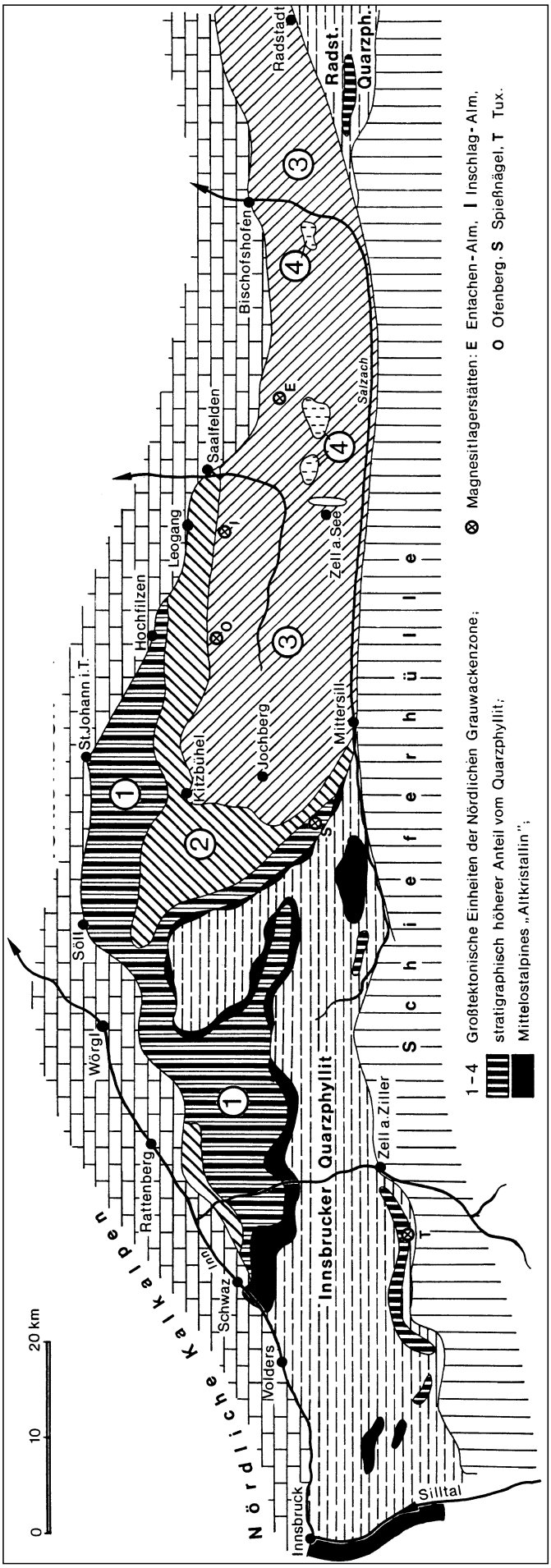


Abb. 143.
Großtektonische Gliederung der westlichen Grauwackenzone (MOSTLER, H., 1970) mit Position der Magnesit-Lagerstätten.
1 = Alpbacher Einheit; 2 = Hohe-Salve-Einheit; 3 = Jochberg-Einheit; 4 = Langeck-Einheit.

daher schlecht erhalten und nur auf einige wenige Lokalitäten konzentriert.

Übersichtsdarstellungen

TOLLMANN, A. (1977a); SCHÖNLAUB, H.P. (1979, 1980b); SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993).

Westliche Grauwackenzone

Westlich von Innsbruck tritt zwischen den Kalkalpen und dem „mittelostalpinen" Kristallin im S ein mehrfach unterbrochener schmaler Streifen post-variszischer Sedimente (z.B. post-variszische Transgressionsserie im Montafon), vermutlich altpaläozoischer Phyllite (Landecker-Quarzphyllite, Flauringer-Quarzphyllite südlich Telfs) und der Phyllitgneiszone (stark durchbewegte Feldspatknotengneise, Schiefergneise bis Glimmerschiefer) auf.

Trotz fehlender Fossilien werden die Quarzphyllite mit den altpaläozoischen Abfolgen der Grauwackenzone östlich von Innsbruck korreliert (SCHÖNLAUB, H.P., 1979, 1980b). TOLLMANN, A. (1977a) sieht zwischen dem Silvretta-Kristallin und der Phyllitgneiszone noch eine tektonische Grenze 1. Ordnung, an der permomesozoischen Schuppen (Puschlin bis Thialspitz) eine mittelostalpine Position zukommt. ROCKENSCHAUB, M. et al. (1983) sehen darin jedoch stark tektonisierte Reste des Kalkalpensüdrandes. Ihre Unterlage, die antiklinal aufgewölbte Phyllitgneiszone, wird im Bereich Landeck nur geringfügig vom Silvretta-Kristallin überschoben. Wichtig ist auch, daß der Metamorphosegrad quer zu den tektonischen Grenzen von E nach W zunimmt. All diese Beobachtungen führten schließlich zu einem Konzept, nachdem in diesem Segment der Ostalpen keine ferntransportierten Decken auftreten, die Kalkalpen eine primäre Position nördlich des Ötztal-Silvretta-Kristallins einnahmen und der N-Rand der Kristallinmassen in alpidischer Zeit lediglich von einer In-situ-Kompression betroffen wurde (FRANK, W., 1987).

Westlich von St. Christoph/Arlberg liegt der polymetallische Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Arlberger Phyllitgneise. In ihm finden sich in Glimmerschiefern und Paragneisen einerseits s-parallele, lagerförmige (syngenetische) *Cu-Fe- und Pb-Zn*-Mineralisationen und andererseits *Pb-Zn-Gangvererzungen*, die die variszische Schieferung schneiden. Da die steilstehenden, grob N–S-orientierten Klüfte in ac-Lage zu den variszischen Faltenachsen liegen, werden auch diese Vererzungen als prä-alpidisch angesehen. In den Landecker Quarzphylliten finden sich lediglich südlich von Telfs einige unbedeutende lagerförmige *Siderit*-Vererzungen.

Die biostratigraphische und tektonische Gliederung der Grauwackenzone östlich von Innsbruck geht schwerpunktmäßig seit den 60er Jahren auf die Arbeitsgruppen um H. MOSTLER (Innsbruck) und seit 1985 um H. HEINISCH (München) zurück. Das in Abb. 143 gezeigte tektonische Konzept (MOSTLER, H., 1970) sieht zwischen Schwaz/Tirol bis in den Raum Radstadt – Mandling vier variszische Decken vor, die von post-variszischen Sedimenten plombiert werden. Zwischen Zell/See und Kitzbühel modifiziert

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

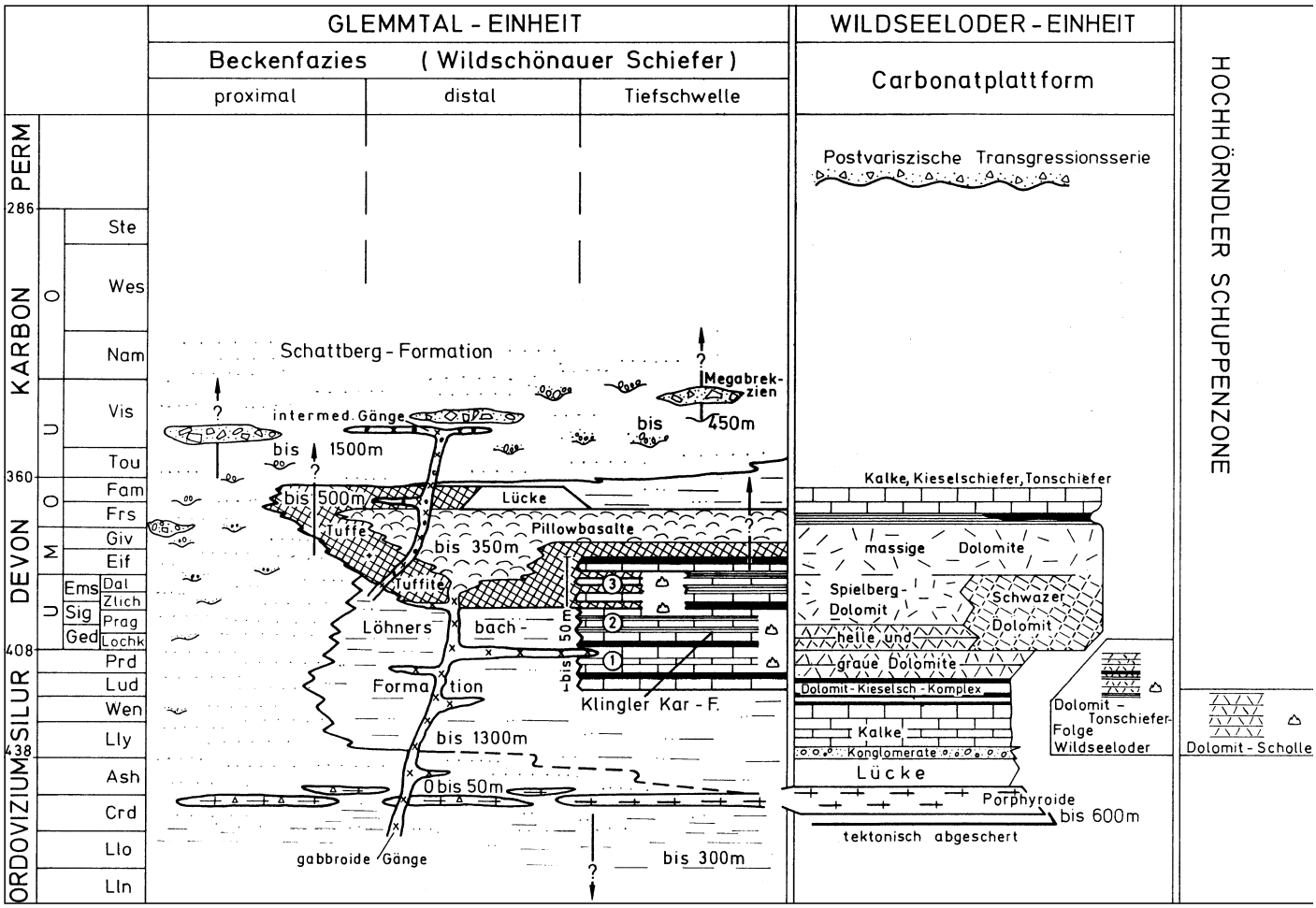


Abb. 144. ▲△▲
Stratigraphische Gliederung der Grauwackenzone westlich Zell/See und Saalbach.
Aus HEINISCH, H. (1988); Wildseeloder-Einheit nach MOSTLER, H. (1970).

HEINISCH, H. (1988) dieses Schema durch die Ausscheidung zweier faziell verschiedener Einheiten (Glemmtal- und Wildseeloder-Einheit), die in Decken- bzw. Störungskontakt (Hochhörndler Schuppenzone) zueinander stehen.

Die intensive alpidische Tektonik (spröde Bruchtektonik, Faltung) führte hauptsächlich zur tektonischen Überprägung der Grenzen unterschiedlich kompetenter Gesteine. Die S-Grenze gegen das Salzachtal ist westlich Zell/See durch Zunahme des alpidischen Metamorphosegrades, duktile Deformation und Schertektonik mit Ausbildung der Uttendorfer Schuppenzone gekennzeichnet (HEINISCH, H., 1988). Von Zell/See nach E ist die S-Grenze entlang der Tauern-Nord-

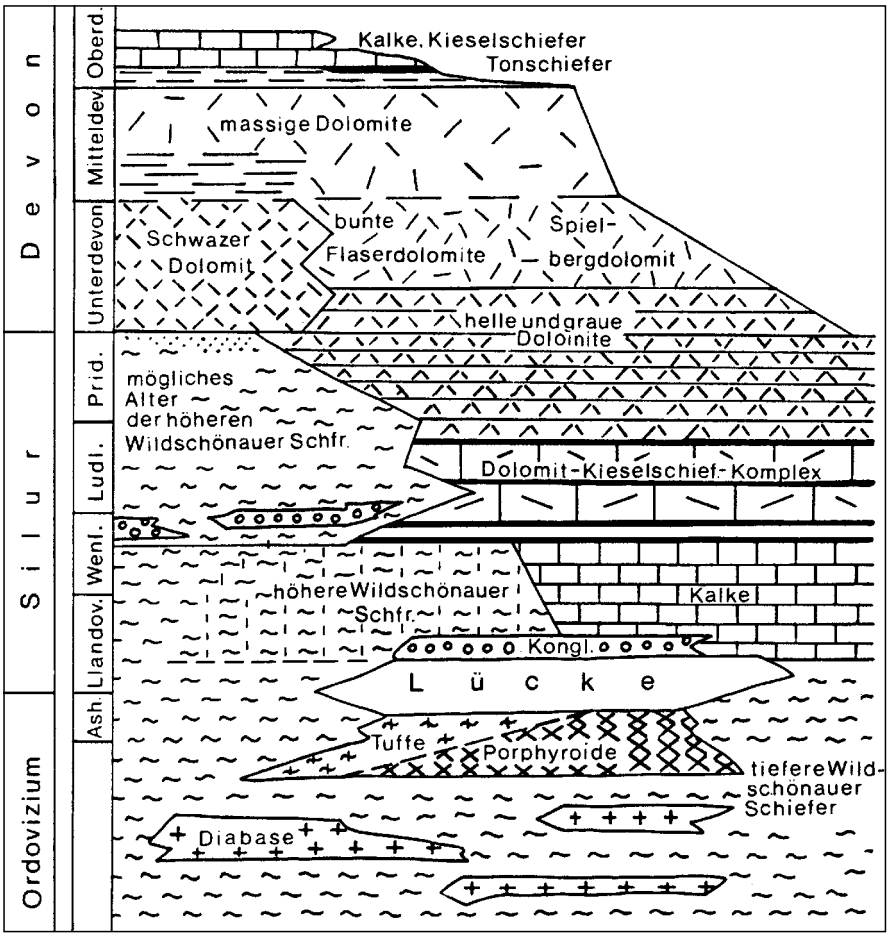


Abb. 145. ►▷►
Faziesschema der Tiroler Grauwackenzone.
Nach MOSTLER, H. (1968).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

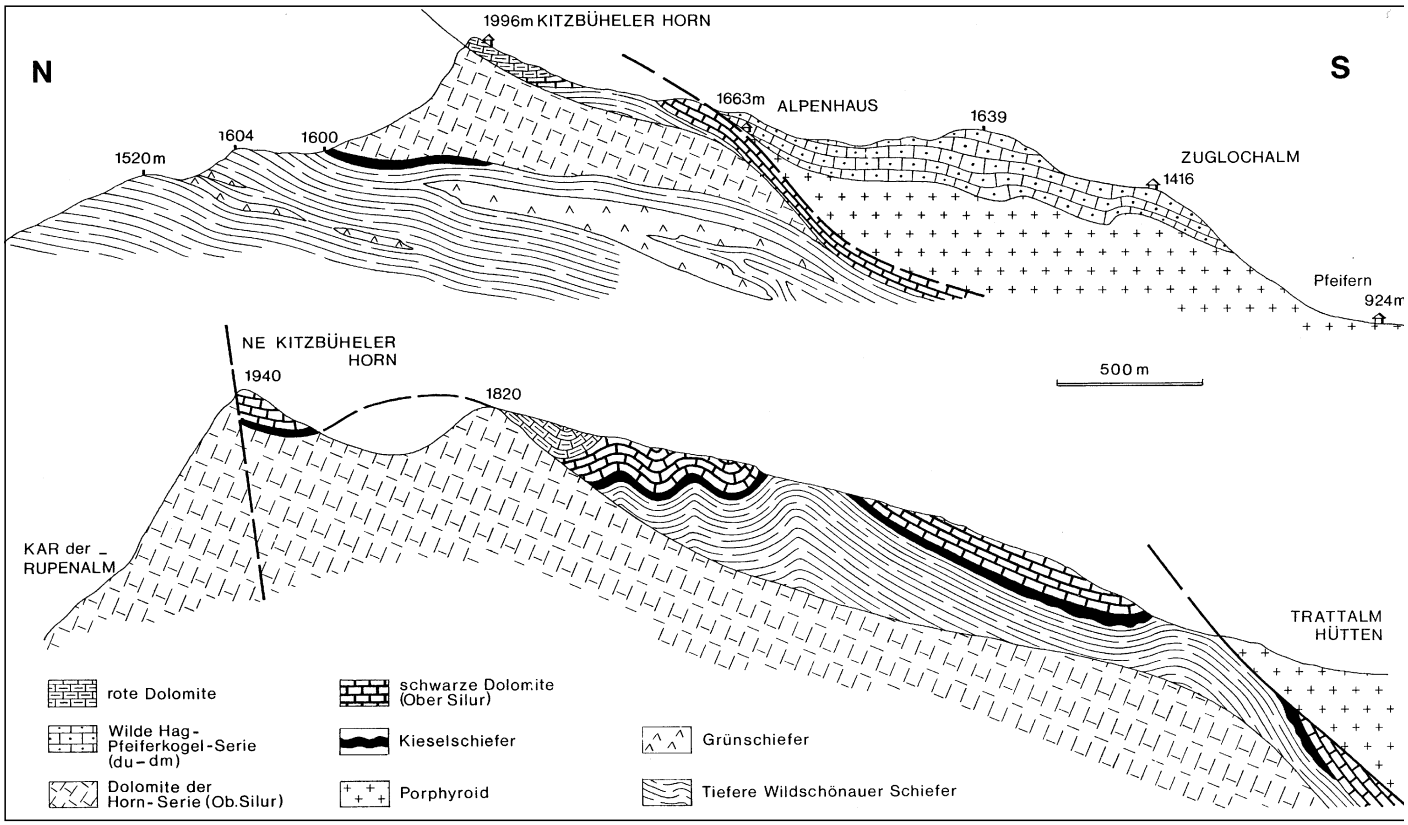


Abb. 146.
Geologische Profile durch das Kitzbühler Horn.
Hohe Salve Einheit (nach EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970).

randstörung (Teil der SEMP-Linie) durch eine 1–3 km breite Schuppenzone beherrscht, die nach N in einen steilen Faltenbau übergeht (Abb. 147). Die metamorphe Überprägung liegt in diesem Abschnitt im Bereich der niedrigtemperierten Grünschieferfazies (SCHRAMM, J.M., 1977; KRALIK, M. et al., 1987).

In der im Norden auftretenden Wildseeloder-Einheit (Abb. 144) erfolgt mit dem Niederbrechen der oberordovizischen Porphyroide (subaerisch bis submarin abgelagerte Ignimbrite) nach einer Schichtlücke im Silur eine Faziesdifferenzierung von Flachwasserkarbonaten über kondensierte Cephalopodenkalke bis zu Schwarzschiefern (Lydite, Graptolithenschiefer). Ab dem Obersilur ist eine Karbonatplattform entwickelt, die von pelagischen Kalken des Frasne überlagert wird (Abb. 144, 145; MOSTLER, H., 1970).

Die Glemmtal-Einheit (Abb. 144) besteht aus der mehrere tausend Meter mächtigen, klastischen Wildschönauer Gruppe, die sich sedimentologisch aus proximalen bis distalen Turbiditen mariner Rinnenfächer zusammensetzt (HEINISCH, H., 1988):

- ❍ Schattberg-Formation
  Mächtige, proximale klastische Turbiditsequenz.
- ❍ Löhnersbach-Formation
  Mächtige distale Turbiditabfolge.
- ❍ Klingler-Kar-Formation
  Pelagische Tiefschwellenentwicklung mit max. 50 m mächtigen, kondensierten Kalk/Lydit-Abfolgen (Obersilur–tieferes Mitteledvon).

Faziesübergreifend treten lithologisch vielseitig ausgebildete basische Alkali-Intraplattenvulkanite (Pillow- und Schichtlaven, gabbroide und intermediäre Sills, Pyroxenite, Pyroklastika, umgelagerte Vulkaniklastika) in einer Mächtigkeit bis zu 400 m auf. Sie werden im Sinn ozeanischer Inseln bzw. Seamounts interpretiert (SCHLAEGEL, P., 1988; HEINISCH, H., 1988; SCHLAEGEL-BLAUT, P., 1990; LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993). Eine weitere vulkanische Einheit ist der altersunsichere 200 m mächtige, tholeiitische und als Ozeanbodenbasalt interpretierte Basaltsill-Komplex von Maishofen (COLINS, E. et al., 1980; MOSTLER, H., 1980). Diese basaltischen Gesteine (Diabase) der Wildschönauer Gruppe bilden im Raum Kitzbühel und Saalfelden die Basis für Hartgesteins-Steinbrüche.

Im Hangenden der vulkanischen Entwicklung, die im höheren Unterdevon einsetzt, mehren sich bei Übergreifen der proximalen Turbiditentwicklung über alle Faziesbereiche Olistolithe. HEINISCH, H. (1988) sieht hier möglicherweise die Umgestaltung eines passiven Kontinentalrandes zu einem orogenen Flyschbecken (? höheres Devon–Karbon).

MOSTLER, H. (1968) nahm für Teile der Wildschönauer Schiefer und basischen Vulkanite auch eine Position unter dem Porphyroid und damit eine stratigraphische Stellung im tieferen Ordovizium an (Tiefere Wildschönauer Schiefer; Abb. 145). Punktuelle Hinweise auf tieferes Ordovizium (Tremadoc–Arenig) existieren durch Acritarchenfunde im Kitzbühler Raum (REITZ, E. & HÖLL, R., 1989, 1991). Mangels weiterer Fossilfunde und der starken alpidischen Tektonik ist es derzeit nicht möglich, diese Fundpunkte mit den von HEINISCH, H. (1988) nordwestlich von Zell/See studierten Schichtfolgen in Beziehung zu setzten.

Die Lagerstätten sind einerseits an bestimmte Faziesräume und andererseits auch an bestimmte tektonische Einheiten gebunden (vgl. Abb. 143).

In der Jochberg-Einheit treten zahlreiche syngenetische, mit Lahn-Dill-Vererzungen verglichene *Cu-Vererzungen* im Zusammenhang mit dem basischen Vulkanismus der Wildschönauer Gruppe auf. Diese werden im W

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(begleitet durch *Eisenkarbonate und Roteisenstein*) zu einem Kupfer-Eisenerzbezirk Jochberg-Einheit zusammengefaßt.

Im Raum Zell/See bis Radstadt – Mandling sind an die Glemmtal-Einheit linsige VMS-Lagerstätten mit überwiegend Pyrit und geringen Mengen an Galenit, Sphalerit, Tetraedit und Spuren von Gold gebunden (Kieserz-Bezirk [Cu-Pb-Au] Zell/See – Radstadt – Mandling).

Die größte *Kupfer*-Vererzung der Ostalpen befindet sich im Kupfererzbezirk Mitterberg – Mühlbach – Larzenbach. Eine lagerartige, syngenetische Primärvererzung, die mit basischem Vulkanismus verknüpft ist, liegt in der östlichen Fortsetzung der Jochberg-Einheit in Pinzgauer Phylliten (= Äquivalent der Wildschönauer Schiefer). Kretazischen Alters ist der Mitterberger Hauptgang, der in paläozoischen Schiefern aufsetzt und auch noch die post-variszische Transgressionsserie durchschlägt. Bemerkenswert ist weiters die Gold-Führung der konkordanten Erzlager (gebunden an Tetraedit) und lokaler gangförmiger *U-Mineralisationen* im Bereich der post-varizischen Gesteinsabfolgen.

Der Kupfererzbezirk Röhrerbühel – Kitzbühel liegt ebenfalls in Wildschönauer Schiefern, allerdings in der Alpbacher Einheit, der tiefsten variszischen Dekkeneinheit (vgl. Abb. 143). Die Vererzungen werden im Zusammenhang mit basischem Vulkanismus gesehen.

Der Cu-Fahl-(Mg-)Bezirk Hohe Salve führt in dunklen Schiefern und devonischen Dolomiten eine Vielzahl von schichtkonkordanten *Sulfiderzen* (Cu, Fe, Ni, Co, Pb, Zn, Hg). Das Auftreten von Vererzungen in Klüften und im Bereich von Überschiebungsbahnen weist auf jüngere Mobilisationen.

Die devonischen Karbonatentwicklungen der Hohen Salve Einheit sind wie folgt vererzt:

Fahlerz-Baryt-Vererzungen in diskordanter wie auch lagerförmiger Form bilden in den unterdevonischen, teilweise evaporitischen Schwazer Dolomiten den Fahlerzbezirk Schwaz – Brixlegg.

Im polymetallischen Cu-Ni-Co-Hg-Ag-Bezirk Leogang sind die Vererzungen an Karbonate der Südfazies (Wildseeloder-Einheit) gebunden. Die paläozoischen schichtkonkordanten Vererzungen führen dabei Hg-reiches *Fahlerz, Galenit und Co-Ni-Erze*. Ähnliche Paragenesen treten aber auch in diskordanter Form auf. Das ehemals gewonnene Silber stammt zumeist aus mineralogisch komplexen alpidischen Nachfolgeparagenesen.

Weit verbreitet sind in devonischen Dolomiten *Baryt- und Magesitlagerstätten*. Im Barytbezirk Kitzbühel (Hohe-Salve-Einheit) treten flächige, sedimentäre Baryt-(Blütenspat-)vererzungen gemeinsam mit diskordantem, durch syndiagenetische Verdrängungsprozesse entstandenem Baryt auf. Im Magnesitbezirk Hochfilzen (Hohe-Salve-Einheit) (z.B. Hochfilzen, Ofenberg – Bürglkopf, Inschlagalm; vgl. Abb. 143) sind Obersilur- bis Unterdevondolomite Trägergesteine der Magnesite.

Es sind schichtkonkordante wie auch diskordante Mineralisationen zu beobachten. Neben typischen Spatmagnesiten mit prä- und postkinematisch gesproßten Kristallen finden sich relikthaft (z.B. am Bürglkopf) auch mikrokristalline, laminierte Typen. Dadurch wird der Eindruck mehrfacher Mg-Bildungsphasen (? primär/sedimentär bis metasomatisch/metamorph) vermittelt.

Eine andere Position haben Spatmagnesite im Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten. Sie sind in der Jochberg-Einheit an silurische fossilführende Schwarzschiefer-Abfolgen (Dientener Schiefer) gebunden, aus deren Hangendem sich eine Kalk-/Dolomit-Kieselschiefer-Serie entwickelt. In diesem Niveau treten, im Streichen über 10 km verfolgbar, 10–20 m mächtige *Magnesit- und Eisenkarbonatlinsen* auf (SCHÖNLAUB, H.P., 1979).

Östliche Grauwackenzone

Östlich von Radstadt wird die Grauwackenzone vom kalkalpinen Mandlinger Zug schräg abgeschnitten. Zwischen Mandling und St. Martin am Grimming ist die Grauwackenzone tektonisch durch die Ennstalstörung stark reduziert. Ab St. Martin am Grimming ist sie dann gegen E ununterbrochen am S-Rand der Kalkalpen bis Ternitz zu verfolgen (Abb. 148; SCHÖNLAUB, H.P., 1980). Unterschiedlich zur westlichen Grauwackenzone tritt in diesem Abschnitt zwischen dem „mittelostalpinen" Kristallin mit auflagerndem zentralalpinem Mesozoikum und den Kalkalpen innerhalb der Grauwackenzone eine starke alpidische Schuppen-/Deckentektonik mit bis zu vier übereinander liegenden Einheiten auf (Abb. 149; NEUBAUER, F. et al., 1994). Die mächtigste und am Top der tektonischen Stapelung liegende Norische Decke entspricht stratigraphisch und faziell der westlichen Grauwackenzone. Örtlich, wie z.B. am Polster, besteht zwischen Norischer Decke und Basis der Kalkalpen ein stratigraphischer, winkeldiskordanter Verband.

Die Lagerungsverhältnisse in der östlichen Grauwakkenzone zwischen „mittelostalpinem" Kristallin und den Kalkalpen wird in den Profilen auf Abb. 152, 153, 154 dokumentiert.

Veitscher Decke

Abb. 150 zeigt die lithostratigraphische Gliederung der durchwegs marin ausgebildeten und oft invers vorliegen-

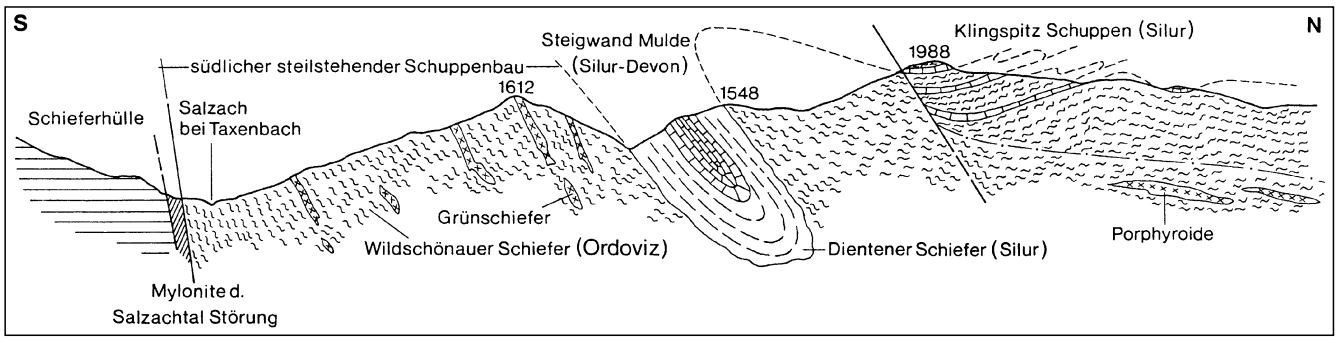


Abb. 147.
N–S-Profil durch die Salzburger Grauwackenzone südlich von Dienten.
Aus BAUER, F.K. et al. (1969).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

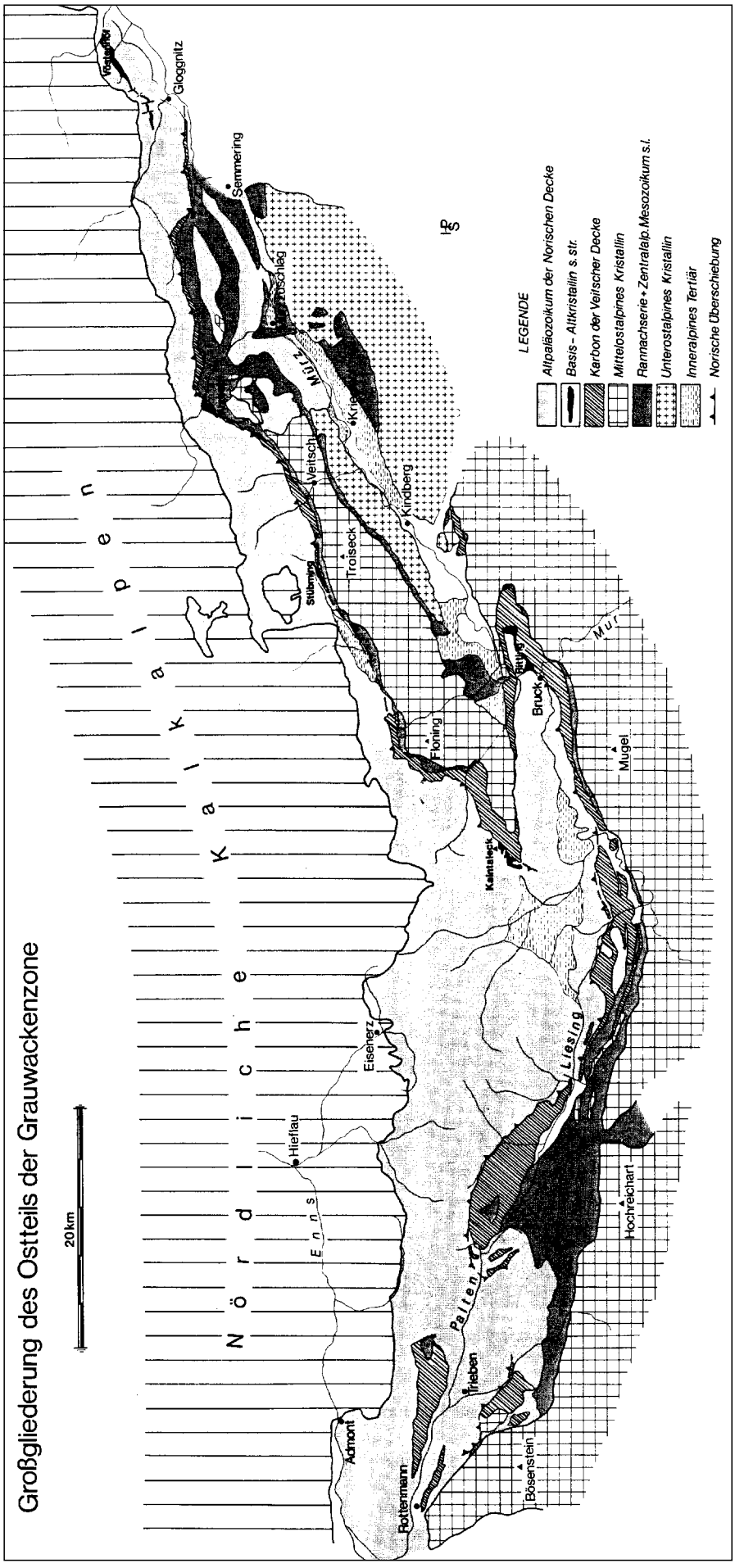


Abb. 148.
Gliederung der östlichen Grauwackenzone.
Aus SCHÖNLAUB, H.P. (1979).

den Veitscher Decke mit einem biostratigraphisch belegten Altersumfang vom Visé bis ins Westfal A–C.

In der feinklastischen Steilbachgraben-Formation (klastische Sedimente einer teilweise hypersalinaren Schelflagune) treten Einschaltungen von basischen Metavulkaniten mit tholeiitischer Intraplattengeochemie (PROCHASKA, W. & EBNER, F., 1989) und von Dolomiten und Magnesiten auf. Die Triebenstein-Formation ist eine Karbonatentwicklung mit örtlichen Korallen-Biohermen. Die abschließende, pflanzenführende Sunk-Formation ist eine klastische „coarsenig upward"-Entwicklung mit Ablagerungen an einer regressiven Küstenlinie mit konglomeratischen Rinnenfüllungen. An einer einzigen Lokalität am Frauenberg östlich Bruck/Mur liegen über der Sunk-Formation Phyllite und rötliche Sandsteine (Permoskyth, Graschnitz-Formation).

Zusammenfassende Literatur

EBNER, F. (1978); RATSCHBACHER, L. (1984, 1987b); NEUBAUER, F. & VOZAROVA, A. (1990); EBNER, F. et al. (1991); KRAINER, K. (1992a,b, 1993).

KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W. (1970) und EBNER, F. (1992a) sehen im Veitscher Karbon eine variszische (post-bretonische) Frühmolasse. KRAINER, K. (1992a, 1993) interpretiert es als Schelfbildung, das mit dem Karbon von Nötsch (Kontinentalabhang) und dem südalpinen Flyschtrog einem gemeinsamen, synorogenen Becken angehörte, das in der finalen variszischen Kollision im höheren Westfal ausgefaltet wurde. Darauf hinweisende Schichtlücken, Deformationen und eine diskordante Überlagerung durch postorogene Molassesedimente sind in der Veitscher Decke (vielleicht auch wegen der starken alpidischen Tektonik) nicht nachweisbar.

Einige der zahlreichen *Magnesit-, Talk- und Graphitlagerstätten* der Veit-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

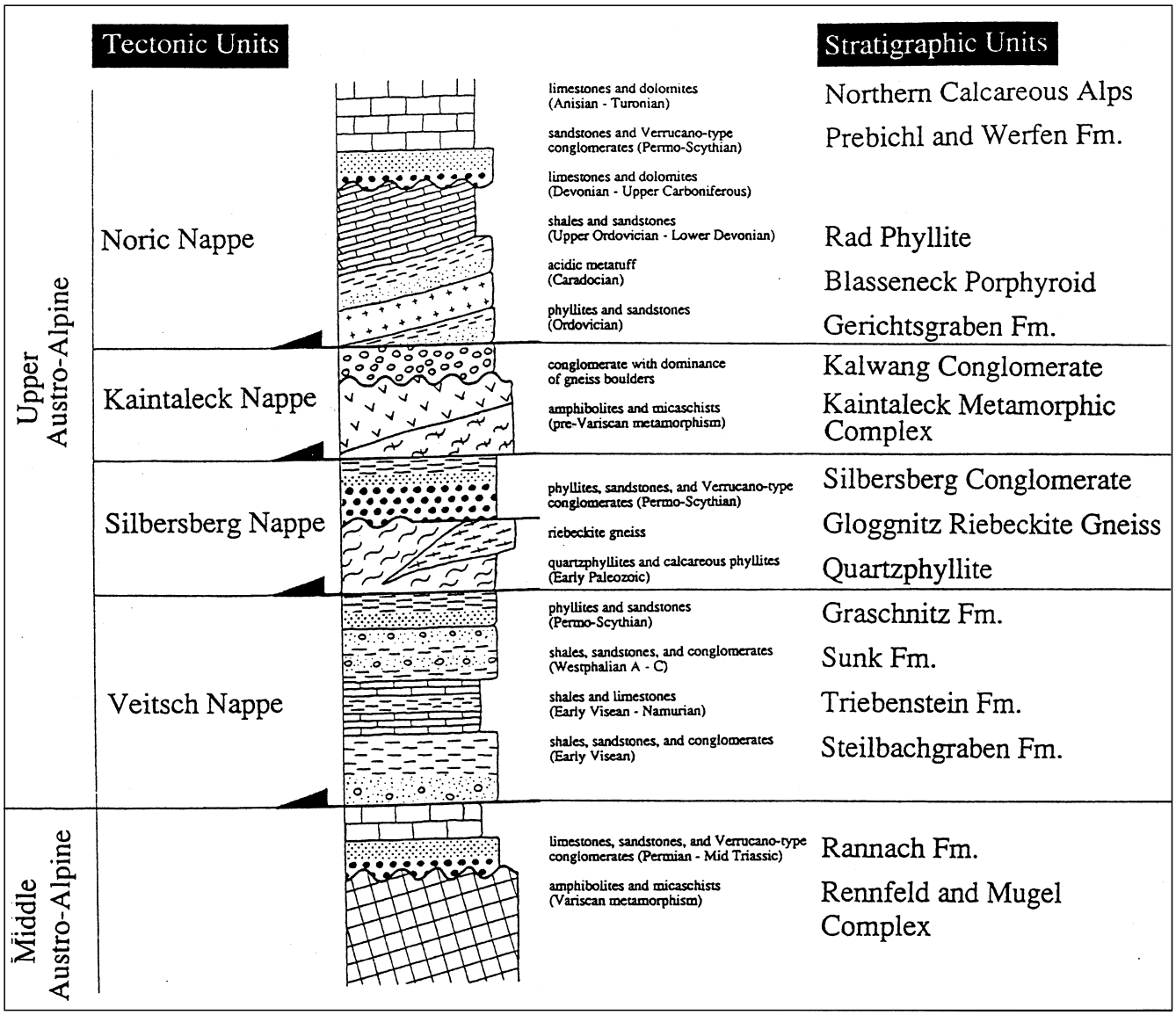


Abb. 149.
Tektonostratigraphie der östlichen Grauwackenzone.
Aus NEUBAUER, F. et al. (1994).

scher Decke besitzen gegenwärtig wirtschaftliche Bedeutung. Im Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke liegen die zahlreichen Spatmagnesitvorkommen/-lagerstätten vom Typus Veitsch ausschließlich in alpidisch grünschieferfaziell metamorphen (Crinoiden-) Dolomiten der Steilbachgraben-Formation („Magnesitkarbon"). Über die Magnesitgenese (synsedimentär oder epigenetisch/metasomatisch) bestehen nach wie vor unterschiedliche Auffassungen (siehe POHL, W. & SIEGL, W., 1986). Alpidische *Sulfid-Gangmineralisationen*, die am Sattlerkogel in der Veitsch auftreten, stellen ein selbstständiges metallogenetisches Ereignis dar.

Die *Talk*-Genese ist zumindest am Beispiel der Lagerstätte Lassing gut nachvollziehbar (PROCHASKA, W., 1989). Sie fand in einem Spätstadium der alpidischen Orogenese entlang von tektonischen Strukturen in karbonen Dolomiten und Magnesiten in einem offenen Hydrothermalsystem mit Zufuhr von SiO_2 und Abfuhr von Ca^{++} und CO_2 statt.

Der Graphitbezirk Veitscher Decke ist an die grobklastischen Anteile der Sunk-Formation („Graphitkarbon") gebunden. Ausgangsmaterial waren Steinkohlen, wobei in einigen Vorkommen noch Übergänge zu Anthrazit bzw. in Bärendorf und Dietmannsdorf im Paltental noch Anthrazit vorliegen

Silbersberg-Decke

NEUBAUER, F. et al. (1994) fassen in dieser schmalen über der Veitscher Decke und unter dem Kaintaleck-Komplex bzw. dem Vöstenhofer Kristallin durchstreichenden Decke verschiedene von CORNELIUS, H.P. (1952), LESKO, I. (1960) und NIEVOLL, J. (1984) beschriebene Lithologien zusammen.

Sie enthält im Liegenden altpaläozoische Phyllite und Kalkphyllite, denen bei Gloggnitz Riebeckitgneise eingeschaltet sind. Diese sind zumindest z.T. Vulkanite und Differentiate alkalibasaltischer Schmelzen (KOLLER, F. & ZEMANN, J., 1991). Ihr Ar/Ar-Alter ist oberjurassisch (FRANK, W., mdl. Mitt.). Rb/Sr-Werte von 132±12 Ma (PAULUS, G., 1992) repräsentieren demnach ein frühalpidisches Metamorphoseereignis.

Die Hauptgesteine der Silbersberg-Decke sind silbrig glänzende, grünlichgraue Quarzitphyllite mit dünnen Lagen saurer Metatuffe, Quarzbreccien und Konglomerate, die als metamorpher Alpiner Verrucano angesehen werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

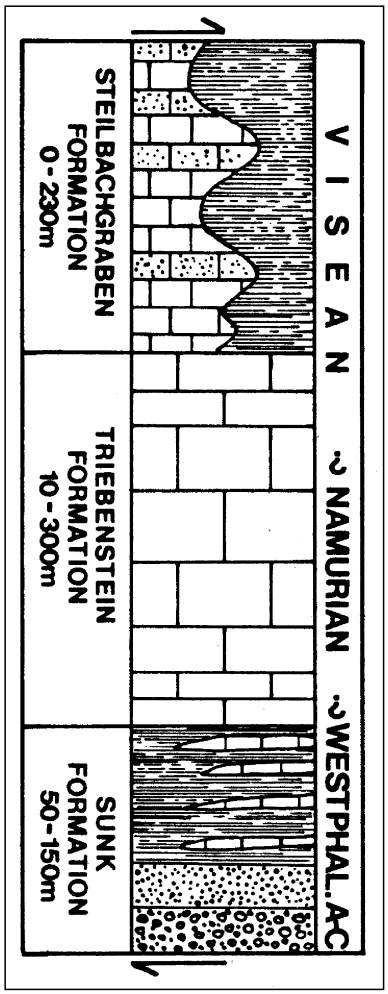


Abb. 150.
Stratigraphische Gliederung der Veitscher Decke.
Nach RATSCHBACHER, L. (1984, 1987b).

Kaintaleck-Decke

In der östlichen Grauwackenzone finden sich vom Kaintaleck (nordnordöstlich Leoben) bis Vöstenhof bei Gloggnitz im Liegenden der Norischen Decke Kristallinschollen, die als Kaintaleck-Schuppen (HAUSER, A., 1938) bezeichnet und von NEUBAUER, F. et al. (1994) zur Kaintaleck-Decke zusammengefaßt werden. Diese besteht aus unterschiedlichen lithotektonischen Einheiten, die in der Mächtigkeit 200 m nicht übersteigen.

Ritting, Kaintaleck, Vöstenhof: Granat-Zoisit-Amphibolite (= tholeiitische Metabasalte mit *disseminierten Cu-Mineralisationen*, Serpentinite (mit Chromit), Glimmerschiefer und geringmächtige Marmore. $^{40}Ar/^{39}Ar$-Alter an Amphibolen weisen auf postmetamorphe Abkühlalter >420 Ma (DALLMEYER, R.D. et al., 1992).

Frauenberg-Komplex: Paragneise, Plagioklas-Amphibolite (mit leicht alkalinem Trend), Marmore. Hornblende-Granatgneise führen Zirkone und unter hp-Bedingungen gebildete pyropreiche Granate. Obere U/Pb-Intercept-Zirkonalter ergeben 2,53 Ga (= Protolithalter), während untere Intercept-Alter von 516 Ma als cadomische Metamorphosealter angesehen werden (NEUBAUER, F. & al., 1989b).

Prieselbauer-Komplex (südwestlich Kapfenberg): Migmatische Para-Augengneise, Glimmerschiefer mit Amphiboliteinschaltungen, konkordante und diskordante Aplitgänge. Untere U/Pb-Intercept-Zirkonalter von 391 Ma werden als devonische Metamorphosealter interpretiert, während aus diskordanten Aplitgängen aus Zirkonen obere Intercept-Alter von 363 Ma als primäre Kristallisationsalter angesehen werden. Die Interpretation dieser Schuppen als primäre Basis der Veitscher Decke geht auf devonische Glimmeralter in Gesteinen der Veitscher Decke zurück (NEUBAUER, F. et al., 1987).

Ritting- und Frauenberg-Komplex werden vom Kalwanger Gneiskonglomerat (DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P., 1978) überlagert. Als Komponenten finden sich darin u.a. Amphibolite, Serpentinite und trondhjemitische Orthogneise (obere

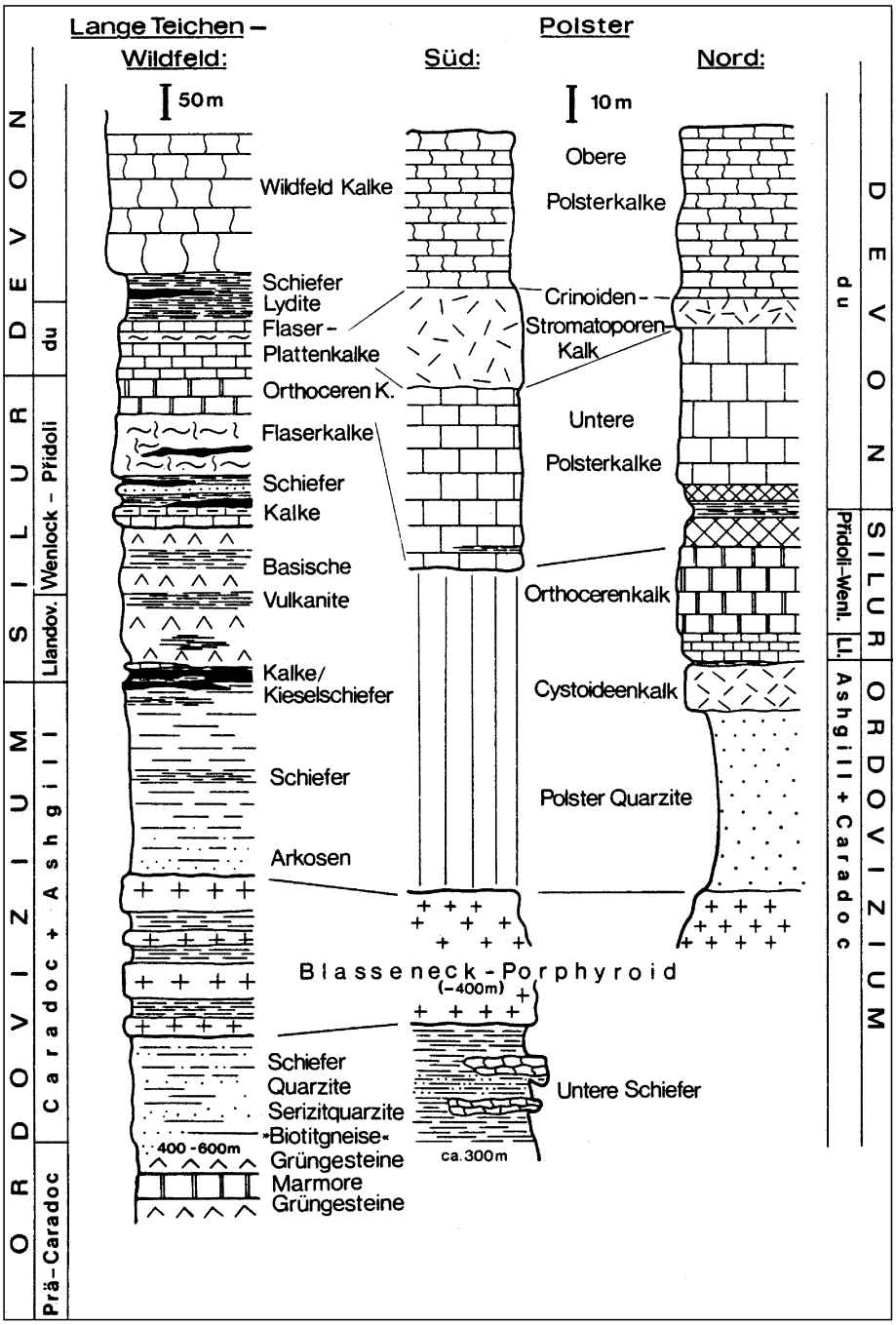


Abb. 151.
Stratigraphische Gliederung der Norischen Decke.
Aus SCHÖNLAUB, H.P. (1979).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

U/Pb-Interceptalter um 500 Ma sind Hinweise auf einen Granitpluton dieses Alters im Liefergebiet der Konglomerate).

In allen Kristallinschuppen deuten ähnliche $^{40}Ar/^{39}Ar$-Alter aus Muskoviten und Amphibolen mit 470–360 Ma auf ein mittelpaläozoisches tektonothermisches Ereignis (NEUBAUER, F. & FRISCH, W., 1992, 1993; NEUBAUER, F. et al., 1987).

Die Bedeutung dieser Kristallinschollen für die mesozoische Paläogeographie ist völlig unklar. FRANK, W. (mdl. Mitt.) streicht jedoch heraus, daß Hellglimmer in jurassischen Tiefwassersedimenten am S-Rand der östlichen Kalkalpen mit Altern von 450–498 Ma möglicherweise aus diesem Kristallin stammen.

Norische Decke

Variszische Strukturen sind innerhalb der Norischen Decke durch die Winkeldiskordanz zu den Präbichl-Schichten nachgewiesen. Im Raum Eisenerz kartiert SCHÖNLAUB, H.P. (1982) fünf variszische Decken und Schuppen. Am Polster erkennt NEUBAUER, F. (1989) in den devonischen Kalken unter der klassischen variszischen Diskordanz Isoklinalfalten, Achsenflächenschieferung und Streckungslineationen, die gemeinsam mit den Überschiebungen auf Merkmale eines externen Falten- und Überschiebungsgürtels weisen.

Nach Rückrotation der alpidischen Verstellung zeigt sich ein generelles NW–SE-Streichen und eine SW-Vergenz der variszischen Strukturen. Auch im Profil des Erzberges ist die variszische Deckenstapelung durch Präbichl-Schichten plombiert (SCHÖNLAUB, H.P. et al., 1980).

Die stratigraphische Gliederung der Norischen Decke zeigt Abb. 151 (SCHÖNLAUB, H.P., 1979). Das an der strukturellen Basis eingezeichnete Kalwanger Gneiskonglomerat wird heute jedoch als Sedimentauflagerung auf das Kaintaleck-Kristallin angesehen und durch eine Deckengrenze von der Norischen Decke abgetrennt (LOESCHKE, J.

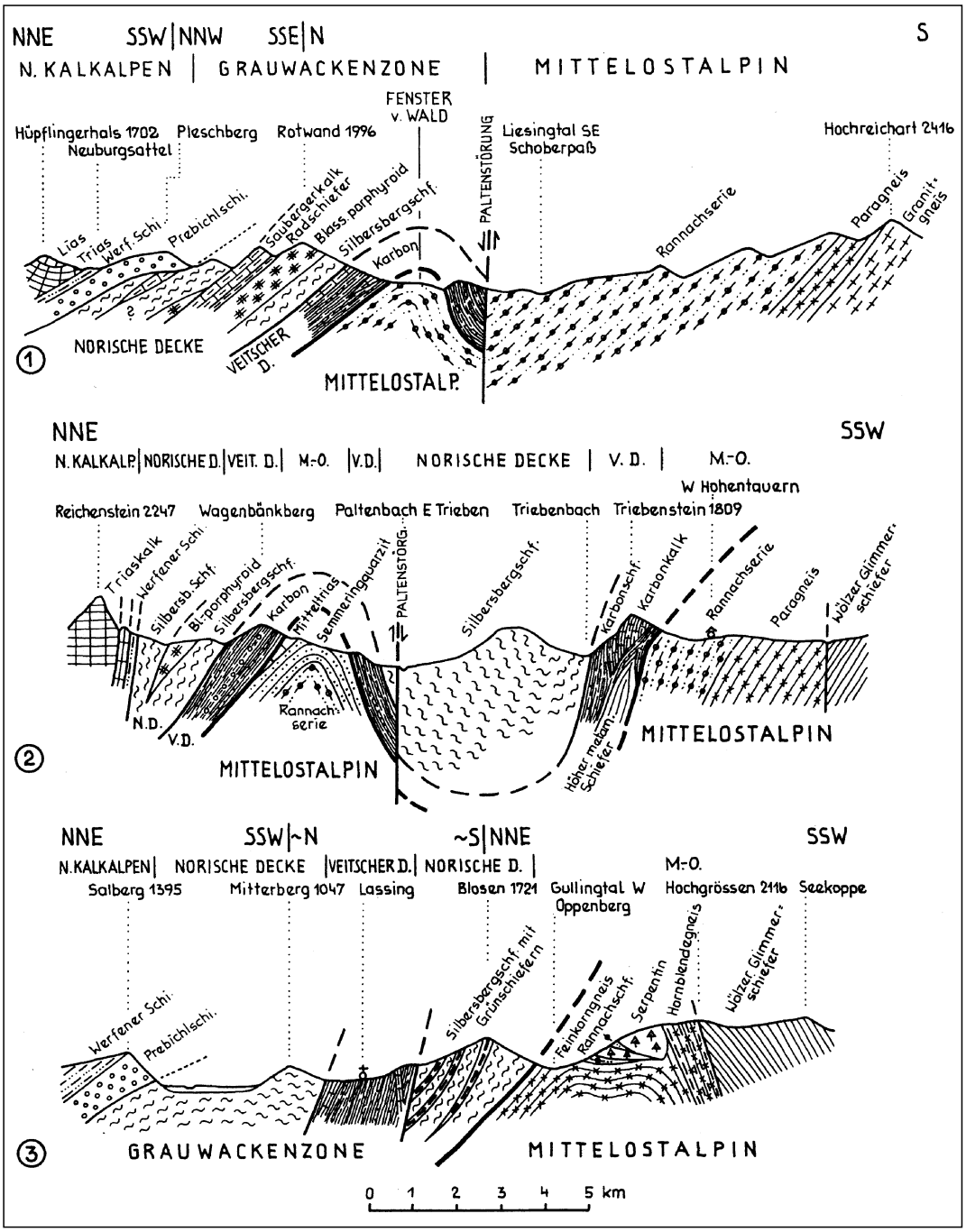


Abb. 152.
Profile durch die westlichen Teile der steirischen Grauwackenzone.
Teilweise dürften die Silbersbergschiefer mit der Silbersberg-Decke korrelierbar sein.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

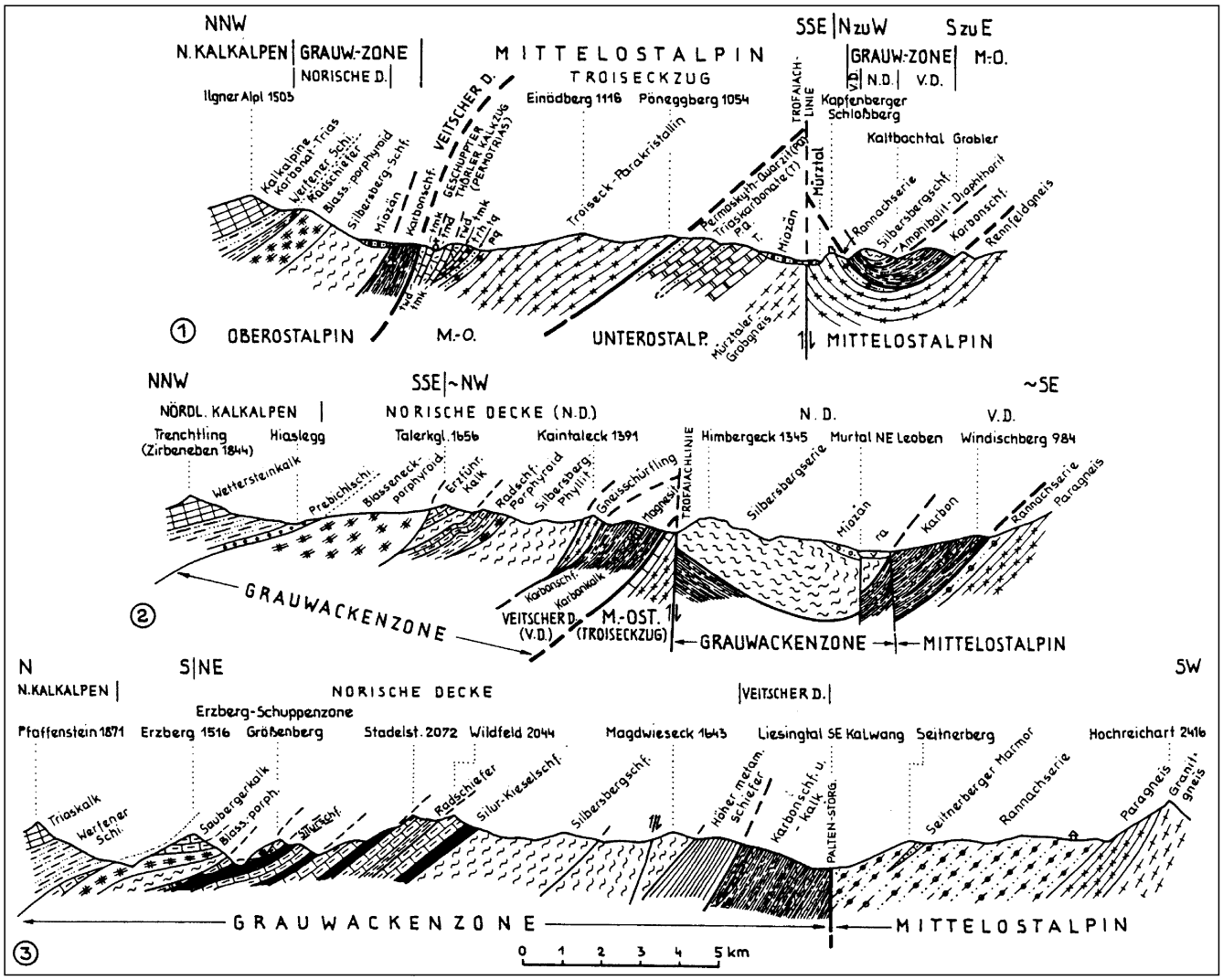


Abb. 153.
Profile durch die steirische Grauwackenzone zwischen Eisenerz und Kapfenberg (tw. entsprechen die Silbersbergschiefer der Silbersberg-Decke.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

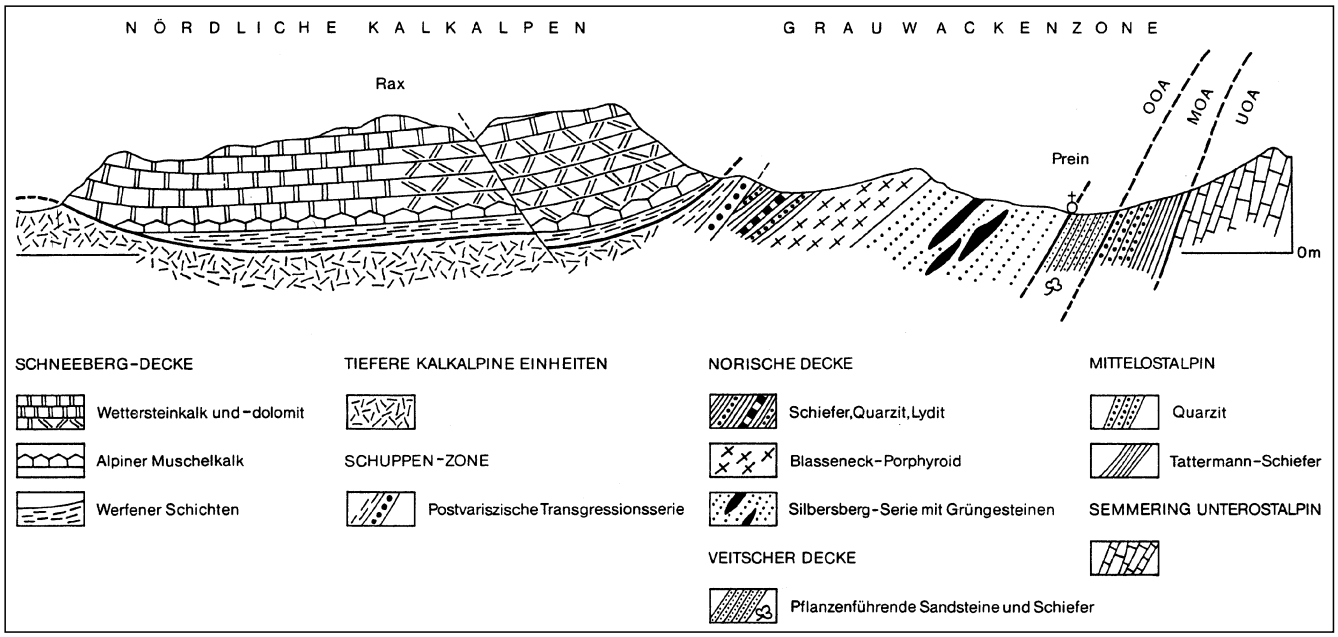


Abb. 154.
Querprofil durch die östliche Grauwackenzone im Bereich der Veitsch (die Silbersberg-Serie entspricht der Silbersberg-Decke).
Aus SCHÖNLAUB, H.P.(1979).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

et al., 1990; NEUBAUER, F. et al., 1994). Einen ausgezeichneten, biostratigraphisch datierten Leithorizont im Caradoc/Ashgill bildet der zwischen wenigen und 1500 m mächtige, ignimbritische Blasseneck-Porphyroid mit alkali-rhyolithischer, rhyodazitischer, dazitischer bis trachyandesitischer Zusammensetzung. Darunter liegt eine ca. 1000 m mächtige klastische Entwicklung (Gerichtsgraben-Gruppe), in der Grüngesteine und in sehr tiefer Position weitere, geringmächtige Porphyroide auftreten (Kaintalgraben-Porphyroid [HAUSER, A., 1938; LOESCHKE, J. et al., 1990; HERMANN, S., 1992]).

Mit den ebenfalls noch oberordovizischen Polster-Quarziten und Cystoideenkalken wird die Entwicklung über dem Porphyroid eingeleitet, die bis ins tiefere Namur andauert. Im Silur existieren neben Orthocerenkalken auch Schwarzschiefer und vor allem im Llandovery basische Intraplattenvulkanite (SCHLAEGEL-BLAUT, P., 1990; LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993). Das Devon ist durch Ablagerung organodetritischer und pelagischer Karbonate bis ins tiefere Karbon gekennzeichnet. Ende des Unterkarbons folgte eine Verkarstungsphase, in der die Karbonate bis in Niveaus des höheren Devons wiederum abgetragen werden. Dieses Emersionsrelief wird im höheren Visé (bis ? tiefsten Namur) durch die marinen, klastischen Eisenerzer Schichten (mit Einschaltungen von Vulkaniten; = Zwischenschiefer der älteren Literatur) bedeckt (SCHÖNLAUB, H.P., 1979; SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H., 1993).

Neben der bevorzugt im Eisenerzer Raum auftretenden Karbonatfazies existieren vor allem in den östllichen Bereichen im Silur/Devon auch pelitische Ablagerungsräume (Rad-Schiefer/Phyllite; NIEVOLL, J., 1987).

Die östliche Grauwackenzone ist von einer grünschieferfaziellen Metamorphose (400–500°C) und penetrativen Strukturprägung erfaßt, für die kretazisches Alter angenommen wird (RATSCHBACHER, L., 1984, 1987b; RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K., 1985; NEUBAUER, F. et al., 1994).

Siderit-/Ankerit-Vererzungen vom Typus Erzberg sind im Eisen-(Kupfer-)Erzbezirk Norische Decke die typischen Mineralisationen der östlichen Grauwakkenzone. Mit einer Vielzahl unterschiedlich interpretierbarer Vererzungsbilder (synsedimentär versus metasomatisch/epigenetisch) sind sie meist an devonische Karbonate („Erzführender Kalk“) gebunden. Neben wolkig diffusen, auf Metasomatose weisenden Texturen sind auch Relikte gebänderter, sedimentärer Siderite vorhanden. Die Diskussion konzentriert sich auf die Frage der Herkunft der metallführenden Lösungen, die Möglichkeit lateraler Stoffwanderungen, Zeitpunkt, Ausmaß und T-Bedingungen der metasomatisch/metamorphen Überprägungen.

Ein allseits zufriedenstellendes genetisches Modell wird auch die Vererzungsbilder in den post-variszischen Präbichl-Schichten und der Porphyroide (z.B. Schendleck) zu berücksichtigen haben.

Im Gegensatz zur westlichen Grauwackenzone sind Chalkopyrit- und Kiesvererzungen ausgesprochen selten. Sie sind ausschließlich gangförmig und besaßen niemals wirtschaftliche Bedeutung. Eine Besonderheit sind auch *Mn-Vererzungen* im Raum Großveitsch, die an devonische pelagische Kalke gebunden sind.

3.4.6.2.2. Grazer Paläozoikum inkl. auflagernde Kainacher Gosau

Das Grazer Paläozoikum mit biostratigraphisch dem Zeitraum Silur bis Oberkarbon zugeordneten Schichtfolgen bildet den NW-Rand des Steirischen Beckens. Variszische permokarbone Molassesedimente fehlen. Als Teil des Oberostalpins lagert es tektonisch „mittelostalpinem“ Kristallin auf, wobei nach Erkennen eines altpaläozoischen Alters der Raasberg-Serie (FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984) an der tektonischen Trennfuge allerdings keine Sedimente des zentralalpinen Mesozoikums zwi-

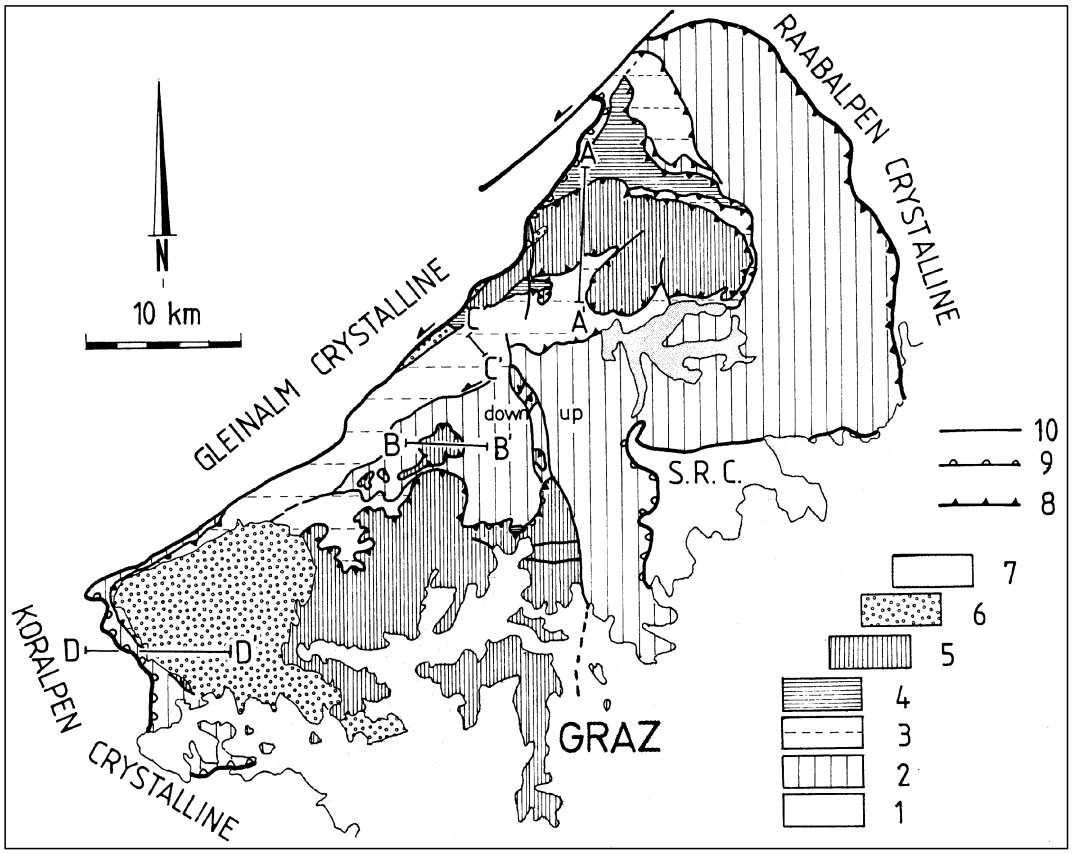


Abb. 155.
Vereinfachte geologische Karte des Grazer Paläozoikums.
1 = „mittelostalpines“ Kristallin (S.R.C. = Kristallin von St. Radegund); 2 = Schöckel-Decke und Anger-Kristallin; 3 = Kalkschiefer-Decken; 4 = Laufnitzdorf-Decke; 5 = Hochlantsch- und Rannach-Decke; 6 = Kainacher Gosau; 7 = Neogen; 8 = alpidische Deckengrenzen; 9 = flache Abschiebungen; 10 = Störungen.
A–A', B–B', D–D' = Lage der in Abb. 150 dargestellten Profile.
Nach FRITZ; H. et al. (1981).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

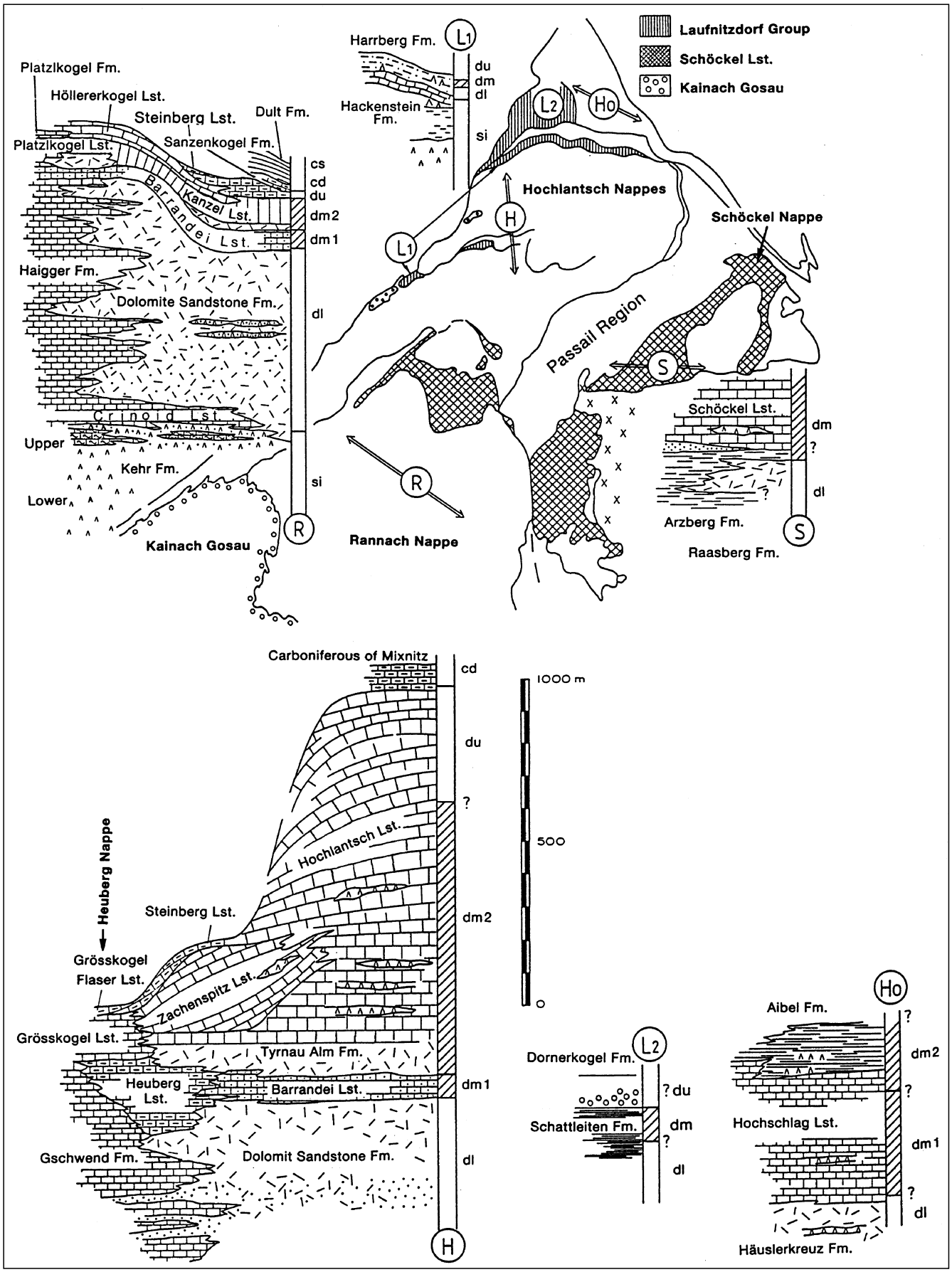


Abb. 156.
Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums.
Aus FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

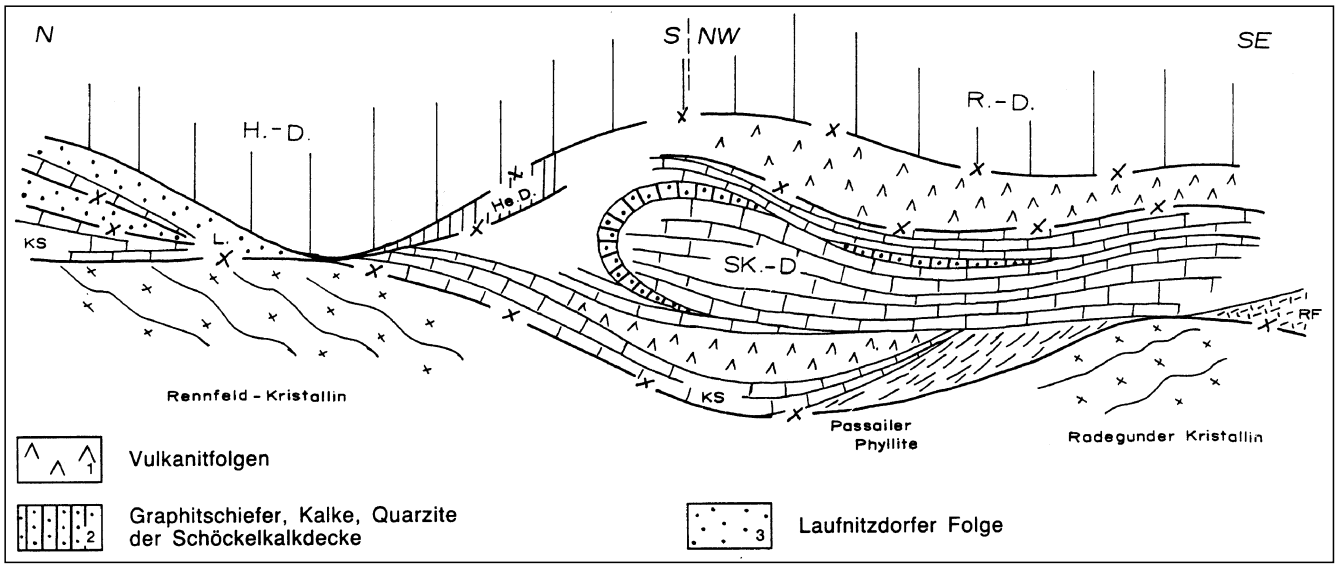


Abb. 157.
Tektonisches Profil durch das Grazer Paläozoikum mit der isoklinal verfalteten Schöckel-Decke.
H.-D. = Hochlantsch-Decke, R.-D. = Rannach-Decke, KS = Kalkschiefer-Einheiten, He.D. = Heuberg-Decke, SK.-D. = Schöckelkalk-Decke, RF = Raasberg-Folge.
Aus FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984).

schengeschaltet sind. Überlagert wird das Grazer Paläozoikum im NW durch die Kainacher Gosau.

Nach SE sinkt das Grazer Paläozoikum in den Untergrund des Steirischen Beckens ab. In den altpaläozoischen Karbonatgesteinseinheiten der Südburgenländischen Schwelle werden Äquivalente des Grazer Paläozoikums gesehen (EBNER, F., 1978c, 1988; SCHÖNLAUB, H.P., 1984). Eine Verbindung mit dem Paläozoikum des Sausal und Bereichen, die im Untergrund des Steirischen Bekkens durch Grünschiefer dominiert werden, ist problematisch (FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F., 1984; EBNER, F., 1988; FLÜGEL, H.W. in KRÖLL, A. et al., 1988).

Zusammenfassende Darstellungen der stratigraphisch, faziellen und tektonischen Verhältnisse: FLÜGEL, H.W. (1961, 1964, 1975), TOLLMANN, A. (1977a), SCHÖNLAUB, H.P. (1979, 1980e), EBNER, F. et al. (1980), EBNER, F. (1983), FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984), EBNER, F. et al. (1989), WEBER, L. (1990), FRITZ, H. et al. (1992), SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993).

Die alpidische Internstruktur des Grazer Deckenkomplexes wird durch drei (Untere, Mittlere und Obere) Dekkengruppen dominiert (Abb. 155). Diese Faziesdecken zeigen vom tektonisch Hangenden zum Liegenden und regional nach E eine generelle Zunahme des (alpidischen) Metamorphosegrades bis zur Grünschieferfazies (HASENHÜTL, C. & RUSSEGGER, B., 1992). Das im äußersten E liegende Anger-Kristallin besitzt eine alpidische Überprägung im Bereich der tieferen Amphibolitfazies. Bis NEUBAUER, F. (1981) wurde es daher dem „mittelostalpinen" Kristallin zugeordnet (vgl. TOLLMANN, A., 1977a). Gemeinsam ist all diesen Einheiten das Fehlen einer primären Basis und die Dominanz basischer vulkanischer Gesteine einer initialen Rift-Sequenz (LOESCHKE, J., 1988) bis in den Zeitraum Obersilur–Unterdevon, über dem dann eine Faziesdifferenzierung eintritt (Abb. 156).

Das Tiefere (Schöckel-)Deckensystem ist lithologisch über den liegenden Metavulkaniten durch vulkanogen beeinflußte karbonatische Schwarzschiefer-Entwicklungen (Arzberg-Formation) und unter- bis mitteldevonische Flachwasserkarbonate (Schöckelkalk, Raasberg-Serie) bestimmt. Wesentlich für die Prospektion nach Pb-Zn-Erzen ist die tektonische Struktur der Schöckel-Decke (Abb. 157). Durch Isoklinalverfaltung kommen erzführende Serien einmal über („Obere Schiefer") und einmal unter („Untere Schiefer") dem Schöckelkalk zu liegen. Auch das Anger-Kristallin zeigt vergleichbare Lithologie, allerdings bei einem stärkeren Metamorphosegrad.

Der Blei-Zink-Barytbezirk Grazer Paläozoikum ist mit seinen *stratiformen Pb-Zn-Vererzungen* faziell innerhalb der Schöckel-Decke an die Arzberg-Schichten gebunden. Die schichtkonkordante Anordnung der Vererzungen wird durch ein Paläorelief („3rd Order Basins") kontrolliert. Als typische SEDEX-Lagerstätten (Typus Meggen) stehen sie in einem Rift-Becken unmittelbar in Zusammenhang mit submarin sedimentären hydrothermalen Prozessen eines alkali-basaltischen Vulkanismus. Die Paläomorphologie des Meeresgrundes (Schwellen/Becken-Konfiguration) und die lokale Ausbildung euxinischer Verhältnisse waren maßgeblich für die Bildung *Ag-führender Pb/Zn-Sulfide* in euxinischen Becken und *Baryt* in Schwellenpositionen (WEBER, L., 1990).

Innerhalb des tieferen Deckensystems und ebenfalls in genetischer Verbindung mit basischem Vulkanismus stehen *Magnetitlager* (Platte, Weizbachtal, Plankogel), *Kieslager* (Kleinstübing, Naintsch) und eventuell auch die *Gold-führenden Arsenopyritvererzungen* des Straßecks.

Zum Mittleren Deckensystem gehören am NW-Rand des Grazer Paläozoikums die Kalkschiefer-Decken (devonische, siliziklastisch beeinflußte Karbonate) und die Laufnitzdorf-Decke mit pelagischen Entwicklungen (Vulkanoklastika, Pelite, Kalke) des Llandovery bis Oberdevons. Die metamorphe Überprägung steigt bis in die Grünschieferfazies an.

Der Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum mit dem Bergbau in der Breitenau liegt am N-Rand des Grazer Paläozoikums. Die *Magnesitlager* sind als schichtkonkordante Linsen an pelagische obersilurische Gesteine (Kalke, Pelite, Lydite, Sandsteine) der vulkanogen beeinflußten Laufnitzdorf-Decke gebunden (GOLLNER, H. et al., 1982; GOLLNER, H. & ZIER, Ch., 1985).

Stockwerkartige *Fahlerz*-Mineralisationen in unterdevonischen Dolomiten der Kalkschiefer-Decken erinnern an jene von Schwaz – Brixlegg in der westlichen Grauwakkenzone.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Obere Deckensystem (Rannach-, Hochlantsch-Decke) zeigt eine „low grade“ bis „very low grade“ Metamorphose (HASENHÜTL, C. & RUSSEGGER, B., 1992). Die Schichtfolgen beider Decken besitzen im höheren Unterdevon mächtige siliziklastisch beeinflußte dolomitische Küsten-Lagunen-Entwicklungen und fossilreiche Bank- und Lagunenkalke. Innerhalb der Hochlantsch-Decke wird während des Givets ein zweiter Höhepunkt alkalischer basischer vulkanischer Aktivitäten festgestellt (GOLLNER, H. & ZIER, C., 1985).

An der Wende vom Mittel- zum Oberdevon schlägt in der Rannach-Decke die Fazies zu einer vergleichsweise geringmächtigen Cephalopoden-führenden, pelagischen Kalkfazies um, die in einzelnen Bereichen ohne Unterbrechung bis ins Namur A andauert. Lokal treten innerhalb der pelagischen Entwicklung aber auch auf Verkarstung rückführbare Erosionslücken zwischen dem Famenne und tieferen Visé auf. Nach einer abermaligen Erosionslücke setzen in der Rannach-Decke im Namur B die marinen Schichten der Dult (Kalke, Schiefer) ein, mit denen im ? tieferen Westfal die variszische Sedimentation endet. In der Hochlantsch-Decke setzt bei Fehlen des höheren Oberdevons und tieferen Karbons die pelagische Karbonatsedimentation wieder im höchsten Tournais ein und dauert ebenfalls bis ins Namur B an (EBNER, F., 1976, 1978b; ZIER, C., 1981, 1983).

Rannach- und Hochlantsch-Decke sind nahezu frei von Erzmineralisationen. Zu erwähnen ist lediglich der Quecksilbererzbezirk Grazer Paläozoikum, der im Bereich der Rannach-Decke an Lagunenkalke des höheren Mitteldevons (Kanzelkalk, Platzkogelkalk) gebunden ist.

Als *Zementrohstoff* werden im Grazer Paläozoikum Schöckelkalk, als *Bruchstein* Kanzel- und Schöckelkalke sowie unterdevonische Dolomite abgebaut. Bemerkenswert sind weiters pleistozäne, *phosphatreiche Höhlenlehme*, die in der Drachenhöhle bei Mixnitz sogar als Phosphatträger für die Düngemittelherstellung abgebaut wurden (EBNER, F. & EHRENBERG, K., 1972).

Tektonische Entwicklung

Die prä-alpidische Strukturentwicklung innerhalb des Grazer Paläozoikums ist bei vereinzelten Hinweisen auf grünschieferfazielle Überprägungen in den tieferen Dekkensystemen schlecht überliefert. Im alpidischen Zyklus verläuft die Strukturentwicklung von einer vorgosauischen Deckenstapelung über oberkretazische Extension (verbunden mit der Anlage des Kainacher Gosaubeckens) bis zu postgosauischer Bruchtektonik. Der Internbau des Grazer Paläozoikums wird in den Profilen der Abb. 157 und 158 dokumentiert.

Die Deformationsinkremente der unterkretazischen Kompressionsphase sind in allen Deckeneinheiten ähnlich und weisen auf eine zweiphasige (zuerst nach WSW, dann nach NW, im Tieferen Deckensystem auch nach NE gerichtete) Deckenstapelung. Diese erfolgte vor der Auflagerung der Kainacher Gosau. Die oberkretazische Extension wird durch NE–SW-streichende sinistrale Seitenverschiebungen vor allem an der NW-Grenze des Grazer Paläozoikums gegen das mittel-

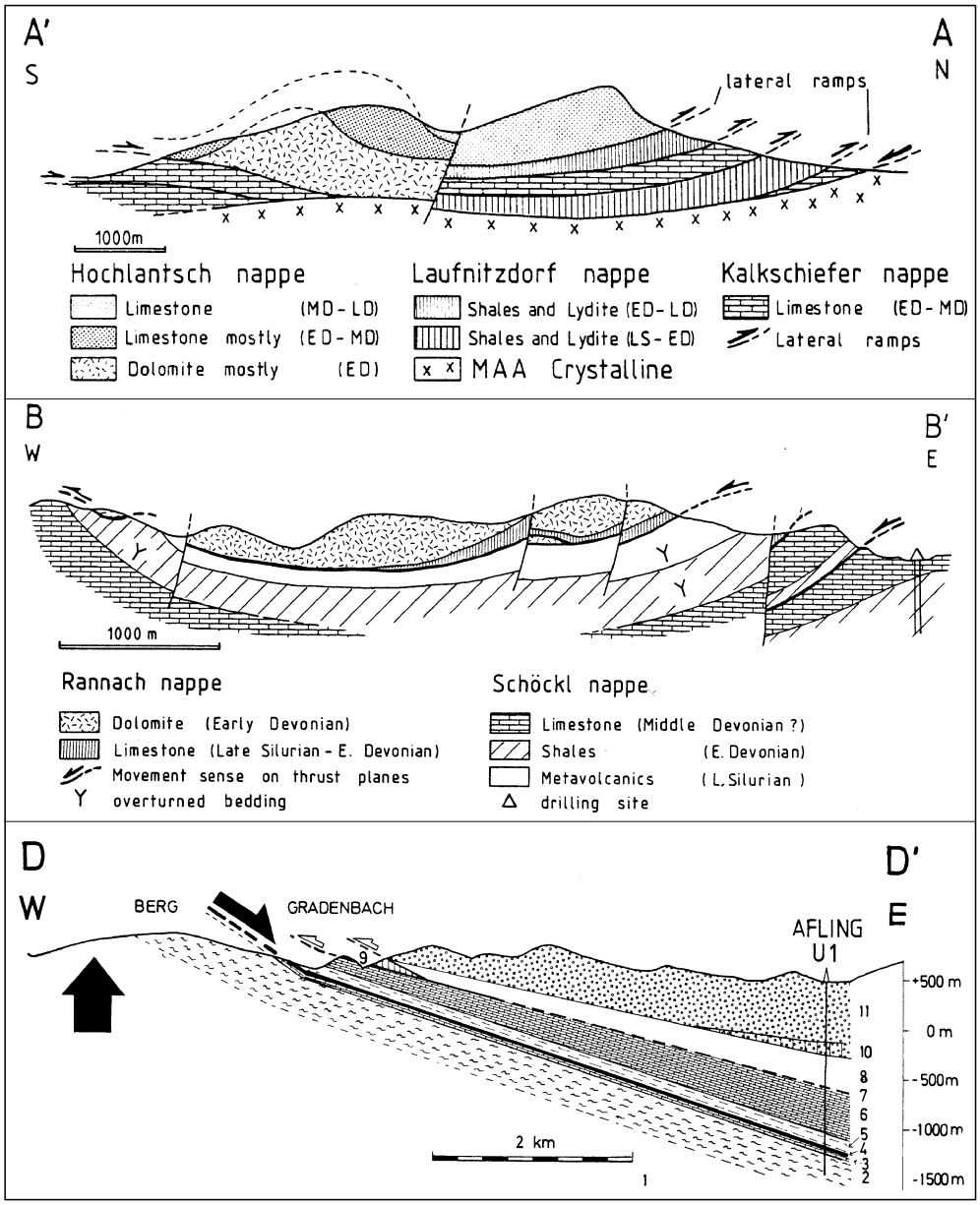


Abb. 158.
Profilschnitte durch das Grazer Paläozoikum und die auflagernde Kainacher Gosau.
Profil D–D': 1–3 = mittelostalpines Kristallin, 4 = duktile Abschiebung, 6–9 = Paläozoikum von Graz (9 = Kalkschiefer Einheit), 10–11 = Kainacher Gosau.
Lage der Profile in Abb. 155.
Aus FRITZ, H. et al. (1981).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ostalpine Kristallin und N–S-streichende Abschiebungen begleitet (Abb. 131).

Die post-gosauische Bruchtektonik präsentiert sich in E–W-verlaufenden Horst- und Graben-Strukturen und N–S-streichenden Störungen mit Abschiebung der östlichen Blöcke.

Die Bruchtektonik steht im Zusammenhang mit der E–W-Extension während der neogenen ostalpinen Escape-Tektonik (FRITZ, H. et al., 1991, 1992).

Kainacher Gosau

Nordwestlich von Graz wird der alpidische Deckenbau des Grazer Paläozoikums von Sedimenten der Kainacher Gosau (spätes Santon bis Maastricht) plombiert.

Zusammenfassende Darstellungen

GRÄF, W. (1975); BODROGI, I. et al. (1994); SCHIRNIK, D. (1994); NEUBAUER, F. et al. (1995).

Die Anlage dieses Beckens erfolgte synchron mit dem Aufstieg und der Abkühlung des metamorphen Kern-

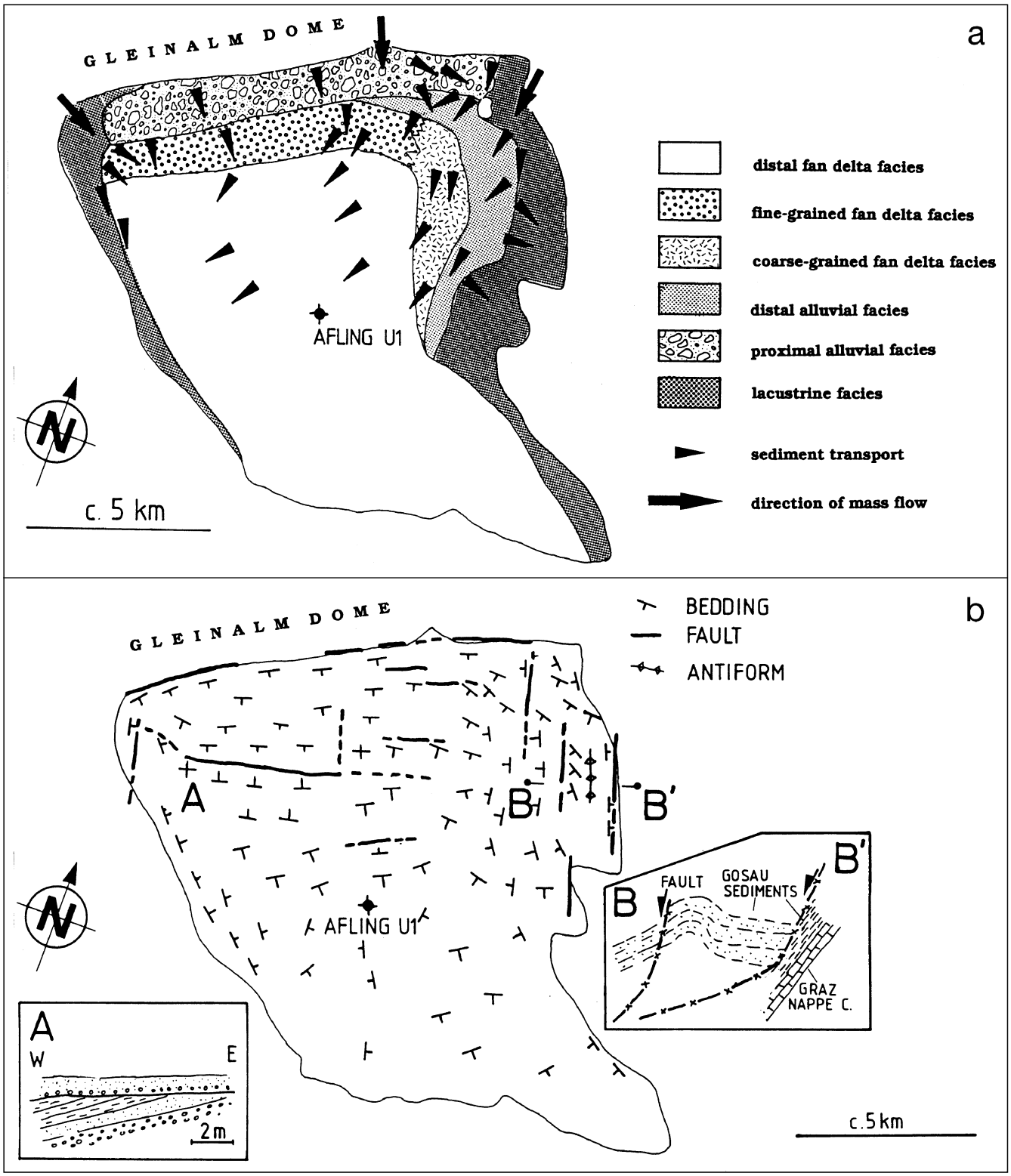


Abb. 159.
Vereinfachte Darstellung der Lithofazies (a) und Strukturkarte (b) in der Kainacher Gosau.
Aus NEUBAUER, F. et al. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Komplexes der Gleinalpe (Abb. 131; NEUBAUER, F. et al., 1995). Die Sedimentfüllung des Hauptbeckens besteht aus konglomeratischen, durch die Matrix rotfärbenden Alluvialentwicklungen, limnischen, durch kurzzeitige marine Events beeinflußten Bitumenmergeln und marinen Delta- und Fanbereichen, die mit turbiditischen Beckensedimenten verzahnen (Abb. 159). Im Nebenbecken von St. Bartholomä finden sich Zementmergel mit eingelagerten Hippuritenschuttkalken (GRÄF, W., 1975; BODROGI, I. et al., 1994; NEUBAUER, F. et al., 1995).

Die Geröllspektren der basalen Konglomerat-Serien deuten auf drei Liefergebiete: „ortsbeständiges" Material aus dem Grazer Paläozoikum, Permomesozoikum aus den Kalkalpen und den Südalpen. Auffallend ist dabei das Fehlen von Komponenten aus dem heute benachbarten Kristallin (GRÄF, W., 1975; GOLLNER, H. et al., 1987; SCHIRNIK, D., 1994).

Im zentralen Teil des Beckens wurde durch die Bohrung Afling U 1 eine Mächtigkeit um ca. 1000 m erbohrt (KRÖLL, A. & HELLER, R., 1978). Aufgrund der asymmetrischen Beckenform und der Lagerungsverhältnisse wird auf eine Gosau-Gesamtmächtigkeit von ca. 2500 m geschlossen (NEUBAUER, F. et al., 1995).

Weitere oberkretazische Konglomerate (Gams nordwestlich Frohnleiten; Bärenschützklamm/Mixnitz) sind am N-Rand des Grazer Paläozoikums an Störungen eines sinistralen Scherzonen-Korridors zwischen dem Grazer Paläozoikum und dem mittelostalpinen Kristallin eingeklemmt (Abb. 131). Dies und die stark streuenden Paläomagnetikdaten (AGNOLI, F. et al., 1989) weisen auf bedeutende nachgosauische tektonische Bewegungen.

Die *KW*-Exploration und Bohrung Afling U 1 geht auf obertägige Bitumenimprägnationen und eine Fehlbewertung der im NE auftretenden basalen und Muttergesteinsqualität (TOC-Gehalt 0,4–2,3 %) besitzenden Bitumenmergel-Folge (Bitumenmergelbezirk Kainacher Gosau) zurück. Diese max. 50 m mächtige Entwicklung stellt lediglich eine Randfazies und nicht das im gesamten Becken auftretende Liegende der turbiditischen Beckensedimente dar (BODROGI, I. et al., 1994). Inkohlungswerte vom Glanzbraunkohlen- bis zum Gasflammkohlenstadium zeigen Bereiche des beginnenden Ölfensters an; SACHSENHOFER, R.F. et al., 1995).

3.4.6.2.3. Prä-tertiäre Einheiten im Untergrund des Steirischen Beckens, der Südburgenländischen Schwelle, des Sausal und Remschnigg

Im südlichen Burgenland ist oberostalpines Paläozoikum aus dem Raum Hannersdorf, Burg, um Kirchfidisch und Güssing bekannt. Es erinnert in Lithologie und durch spärliche Korallen- und Brachiopodenfunde an mitteldevonische karbonatische Schichtfolgen der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums (SCHÖNLAUB, H.P., 1980e, 1984; EBNER, F., 1978c, 1988; FLÜGEL, H.W., 1988). Verbindende Elemente im Untergrund des Steirischen Beckens zur Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums sind Äquivalente der Dolomit-Sandstein-Formation in der Bohrung Blumau 1a und der Geothermiebohrung Fürstenfeld 1, unterdevonische Dolomite in Waltersdorf 1 (EBNER, F., 1978c) und tief oberdevone Flaserkalke in Arnwiesen 1 (EBNER, F., 1988). Problematisch ist die Korrelation phyllitischer und metabasitischer Gesteine (Wollsdorfer Metabasit-Formation; FLÜGEL, H.W in KRÖLL, A. et al., 1988).

Die geologische Karte des prä-tertiären Untergrundes zeigt im Steirischen Becken südlich und westlich der Linie Graz – Gleisdorf – Walkersdorf – Übersbach – Jennersdorf im Anschluß an das o.g. Paläozoikum in tektonisch tieferer Position zunächst einen Streifen mit ostalpinem Kristallin (FLÜGEL, H.W. in KRÖLL, A. et al., 1988). Dieses wird im Bereich der Mittelsteirischen und Leibnitzer Schwelle wieder von oberostalpinem Paläozoikum überlagert. Südlich und westlich dieser Schwellenzonen folgt ostalpines Kristallin, das im Untergrund des Weststeirischen Beckens zum mittelostalpinen Kristallin der Koralpe und des Remschnigg vermittelt.

Das südlich gelegene Paläozoikum mit Obertagsaufschlüssen im Sausal und Remschnigg ist eher mit dem Paläozoikum der Gurktaler Decke als dem des Grazer Paläozoikums vergleichbar. Bemerkenswert sind im vulkaniklastischen, grünschieferfaziell metamorphen Sausalpaläozoikum Einschaltungen ? oberordovizischer Porphyroide, silurisch–devonischer Metabasalte sowie unterdevonischer Kalke und Lydite (BUGGISCH, W. et al., 1975; EBNER, F., 1975, 1976; SCHLAMBERGER, J., 1987). In Metabasiten (mit Übergangschemismus von tholeiitisch zu alkalisch) finden sich im S des Sausal beiderseits des Sulmtales Lager und Linsen von *Roteisenstein* (Roteisensteinbezirk Sausal).

Im Remschnigg liegen über „mittelostalpinem" Kristallin altpaläozoische Gesteine (Diabase, Grünschiefer, Phyllite, Kalke) mit einem Auflager dunkler Schiefer (? Oberkarbon) und roten permischen Quarzsandsteinen (WINKLER-HERMADEN, A., 1933; BUGGISCH, W. et al., 1975; EBNER, F., 1975). Möglicherweise ist innerhalb des Paläozoikums eine tektonische Zweiteilung in „Murauer" und „Stolzalpen"-Decke möglich (EBNER, F., 1987). Interessant, aber nicht näher bearbeitet sind feinstverteilte *Sulfidmineralisationen*, die entlang der gesamten Grenze des Kristallins zum Paläozoikum oft mit Myloniten vergesellschaftet auftreten.

Im Bereich Heiligengeist (südlich Leutschach) liegt über dem Kristallin eine weitere vulkaniklastische Paläozoikumsdeckscholle, der nicht nur jungpaläozoische Schichten, sondern auch noch triadische Karbonate und Oberkreidegesteine (Mergel, Hippuritenkalke) auflagern. Von den im Remschnigg auftretenden paläozoisch–mesozoischen Abfolgen wurden weiter östlich im Untergrund des Steirischen Becken in der Bohrung Radochen 1 eventuell oberkarbone Schiefer und in der Thermalwasserbohrung Radkersburg 2 Oberkreidemergel angetroffen.

3.4.6.2.4. Gurktaler Deckensystem inkl. Mittelkärntner Permomesozoikum und Krappfeld Gosau

Das Gurktaler Deckensystem (mit dem Murauer und Gurktaler/Mittelkärntner Paläozoikum) wird als oberostalpine Deckscholle allseits von „mittelostalpinem" Kristallin umrahmt. In den Fenstern von Oberhof, Wimitz und dem Friesacher Halbfenster wird die kristalline Unterlagerung sichtbar. An der NW-Grenze trägt das unterlagernde Kristallin im Bereich Stangalm – Flattnitz gut ausgebildetes zentralalpines Mesozoikum. Das Altpaläozoikum der Gurktaler Decke besitzt im Bereich Königstuhl – Turrach – Kreischberg post-variszische, permokarbone Molassesedimente und eine reliktisch erhaltene Permotrias. Diese Abfolge liegt teilweise in inverser Position (Stangalpe) und aufrecht in Raum Griffen – Eberstein – Klein St. Paul, wo zusätzlich in der Krappfeld-Gosau eine Oberkreide–Alttertiär-Entwicklung auftritt.

Zusammenfassende Darstellungen

PISTOTNIK, J. (1980b); NEUBAUER, F. (1980a,b, 1987, 1992b); NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993); SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

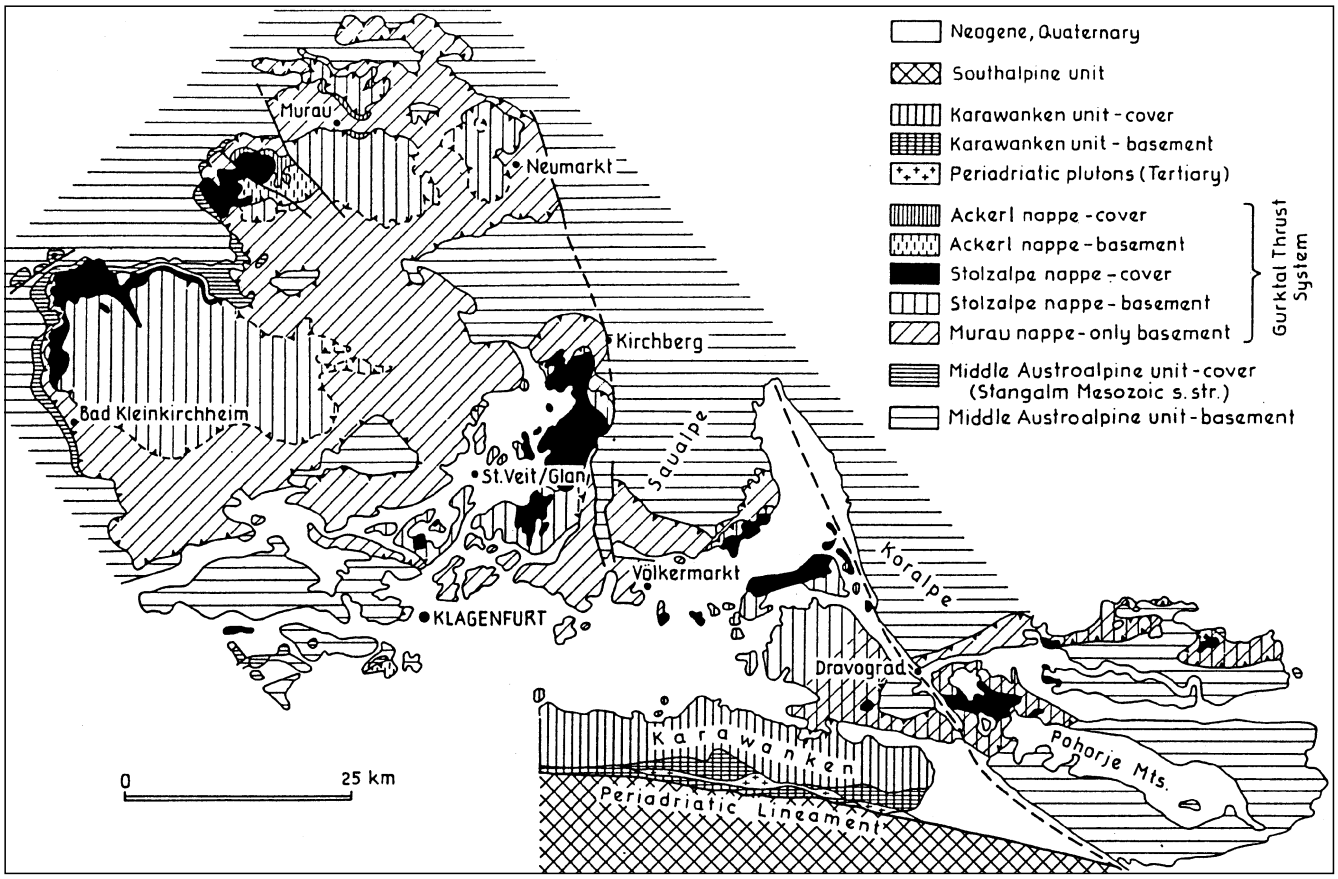


Abb. 160.
Tektonische Gliederung des Gurktaler Deckensystems.
Aus NEUBAUER, F. (1987).

Intern zeigt der Gurktaler Deckenkomplex mit der liegenden Murauer und der hangenden Stolzalpen-Decke zwei, sich in Fazies und Metamorphosegrad unterscheidende Deckeneinheiten. Dazu kommen in höchster Position die Ackerl-Decke mit kristallinen Gesteinen und permomesozoischen Decksedimenten. An der W-Grenze tritt zusätzlich die vermutlich zur Stolzalpen-Decke gehörige Pfannock-Einheit (Pfannockgneis und Permomesozoikum) auf (Abb. 160, 161). Die metamorphe Überprägung der Murauer Decke liegt im Bereich der oberen, die der Stolzalpen-Decke innerhalb der unteren Grünschieferfazies. Permomesozoische Deckenscheider treten zwischen beiden Decken nur im N auf.

In der Terrane-Klassifikation (FRISCH, W. & NEUBAUER, F., 1989) gehört das Paläozoikum der Gurktaler Decke dem Norischen Terrane an. Wichtig für die geodynamische Interpretation sind die im z.T. biostratigraphisch abgesicherten Schichtbestand beider Decken weit verbreitet auftretenden Vulkanite (Abb. 140, 162). NEUBAUER, F. (1992b) sieht in den tieferen Anteilen mit den kalkalkalischen und alkalischen Vulkaniten einen klastisch dominierten Back-arc-Bereich. Im Devon überwiegt Karbonatsedimentation mit Plattformkarbonaten in der Murauer- und pelagischen Kalken in der Stolzalpen-Decke.

Murauer Decke

In der Murauer Decke repräsentieren Karbonatgesteine den Zeitraum oberes Silur–Unterdevon. Darunter treten mächtige phyllitische Serien auf, in die diverse basische (mit z.T. alkalischer Zusammensetzung) und saure Vulkanite eingeschaltet sind (LOESCHKE, J., 1989a,b). Der Deformationsstil ist durch Isoklinalfalten, Schuppen- und Scherstrukturen dominiert. Vergleichbare Schichtentwicklungen finden sich auch in der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe (KLEINSCHMIDT, G. et al., 1975) und im nördlichen Karawankenvorland.

Stolzalpen-Decke

Die Stolzalpen-Decke zeigt eine interne Struktur mit Schuppen unterschiedlicher Obersilur–Unterdevon-Entwicklungen. Die Schichtfolge setzt generell mit mächtigen mafischen Vulkaniten ein, über denen pelitisch/psammitische Sedimente folgen, aus denen detritische Muskovite mit $^{40}Ar/^{39}Ar$-Plateaualtern von 560 Ma bekannt sind (DALLMEYER, R.D. et al., 1992).

Innerhalb der basalen vulkanischen Einheiten kann eine ordovizische (Magdalensberg-Formation, Nock-Serie, Kaserer-Serie) von der silurischen Entwicklung der Eisenhut-Gruppe unterschieden werden. Geochemisch entsprechen alle Vulkanite mit Ausnahme der Kaserer-Formation Intraplattenbasalten (z.T. mit Pillow-Laven und Sills), die über ausgedünnter kontinentaler Kruste gebildet wurden und örtlich auch vulkanische Inseln formten. Die oberordovizische Kaserer-Serie mit basisch bis intermediären, kalkalkalischen Laven/Tuffen und sauren pyroklastischen Gesteinen sind Bildungen eines magmatischen Bogens.

Im Wenlock setzt lokal Karbonatsedimentation ein, die bis ins Unterkarbon andauert. Im Visé endet die variszische Sedimentation mit flyschähnlichen (? synorogenen) Sedimenten. Aufgrund von Pflanzenfunden in der postvariszischen Molasse (Stangnock-Formation) muß die Deformation noch vor dem Westfal B/C erfolgt sein.

Weitere Angaben zur Schichtfolge finden sich bei RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970); NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984); NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985); GIESE, U. (1988);

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

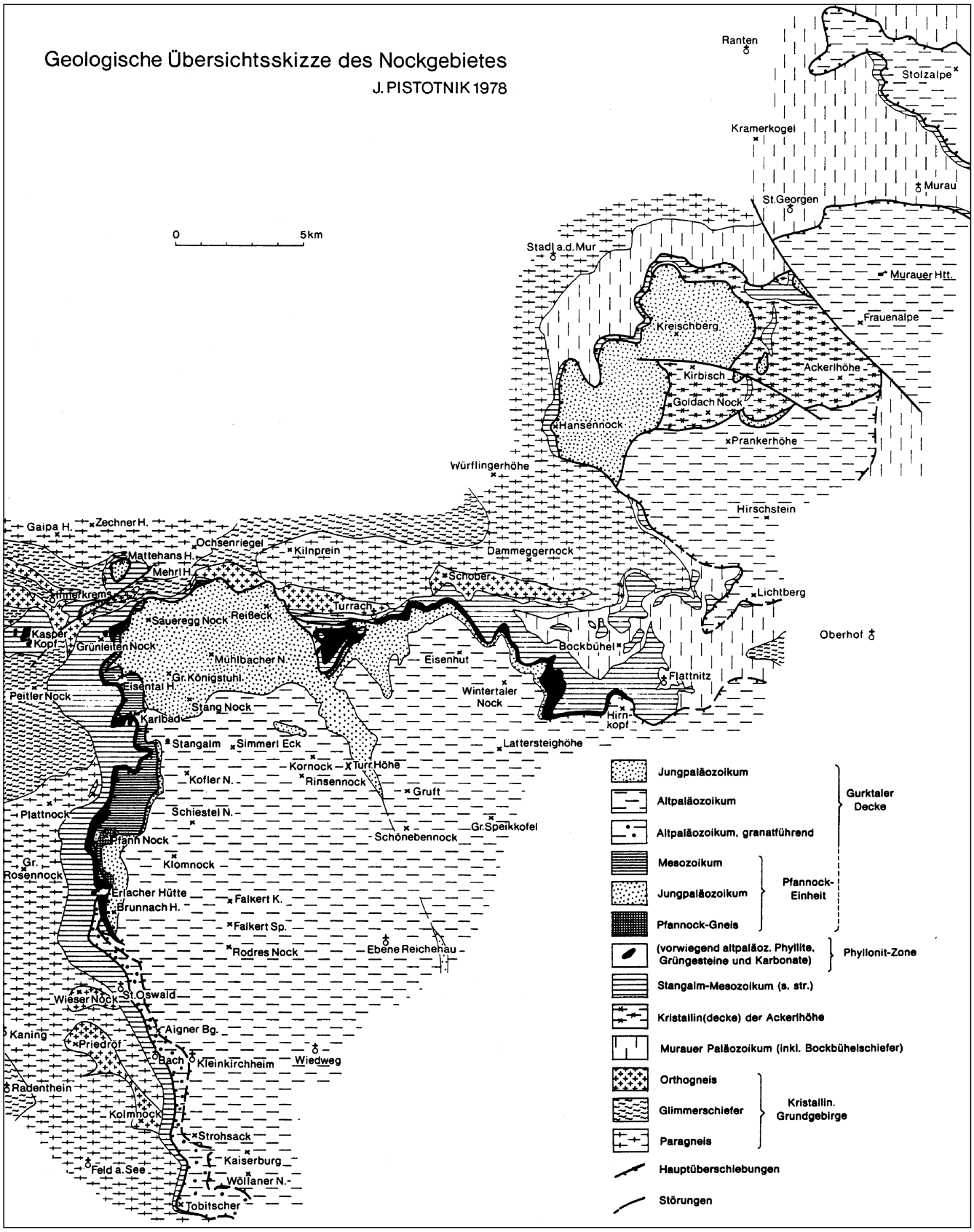


Abb. 161.
Geologische Übersichtsskizze des Nockgebietes mit spezieller Darstellung des Ackerl-Kristallins, der post-variszischen permokarbonen Molassegebiete, der Pfannock-Einheit und des Stangalm-Flattnitz-Mesozoikums.
Aus PISTOTNIK, J., (1980b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

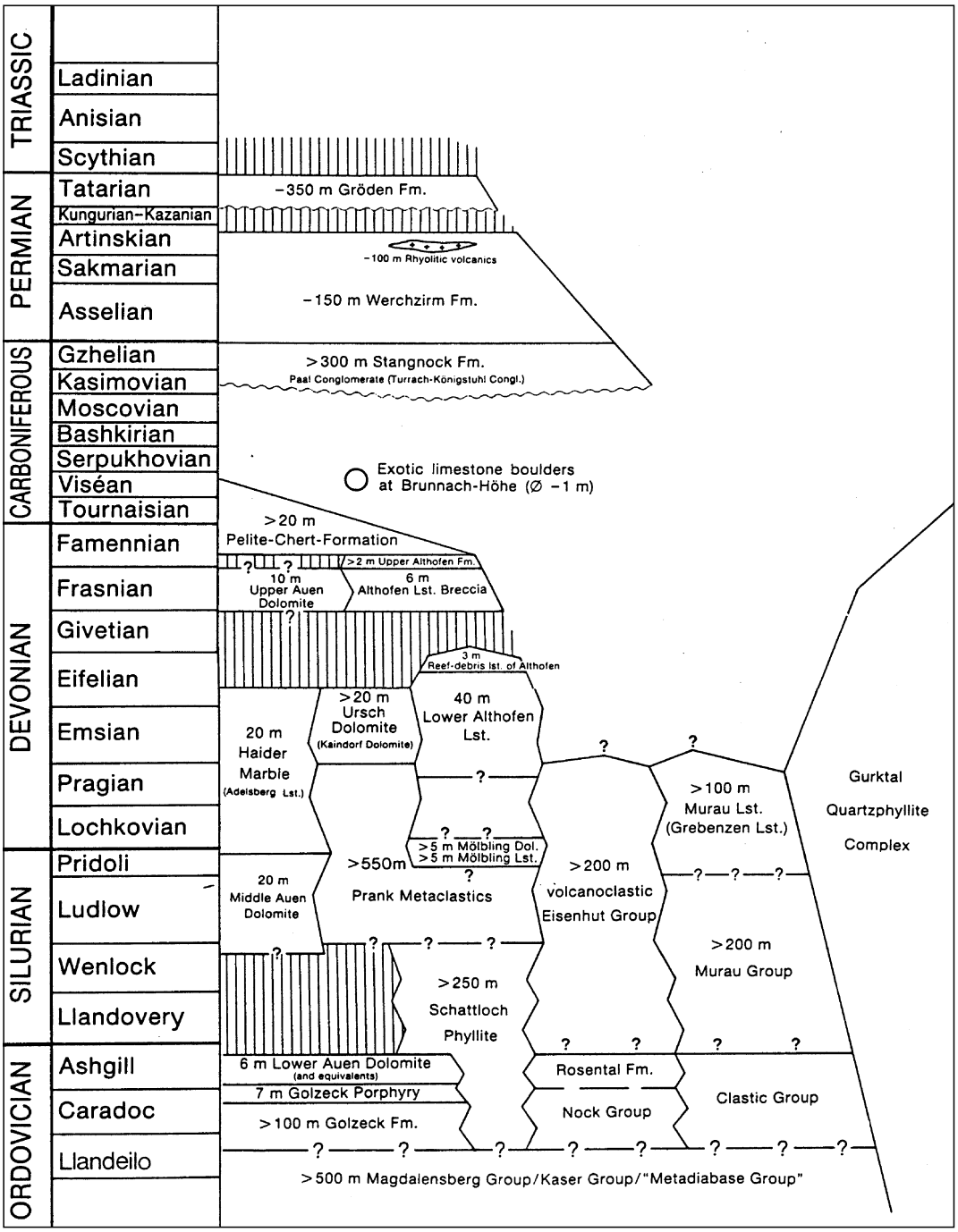


Abb. 162.
Der paläozoische Schichtbestand der Gurktaler Decke.
Der linke Teil entspricht der Stolzalpen-Decke, die Spalte mit dem Murauer Kalk der Murauer Decke.
Aus SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993).

LOESCHKE, J. (1989a,b) und LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993).

Aus dem Paläozoikum der Gurktaler Decke sind eine Reihe stofflich und genetisch unterschiedlicher, kleiner Erzlagerstätten bekannt. An die vulkanogen beeinflußten Gesteinsserien sind im Gesamtbereich syngenetische *Magnetit/Hämatit*-Vererzungen gebunden.

In der Stolzalpen-Decke finden sich im Raum Turrach in vulkanogenen und karbonatischen Gesteinsserien *Quecksilber*-Mineralisationen (Abb. 163). An die vulkanogene Eisenhut Gruppe sind weiters *Eisenkarbonat*-Vererzungen gebunden. Eine bemerkenswerte *W-Mineralisation* liegt am Mallnock. In einer Serie von Phylliten und Grünschiefern sind die Vererzungen (Scheelit, Ferberit) in vier Vererzungsphasen an Metakarbonate (Dolomit, Fereiches Karbonat) gebunden. Der an Dolomite gebundenen ersten Scheelitgeneration folgen zwei metamorph (?)/metasomatische Rekristallisations-/Mobilisationsphasen und zuletzt eine Gangmineralisation in jungen Zerrklüften.

Im Raum Gurk – Althofen treten genetisch unterschiedliche *Pb/Zn-Vererzungen* auf. Der Blei-Zinkerzbezirk Meiselding ist durch intensiv deformierte, prämetamorphe massive Sulfidvererzungen (Ag-haltiger Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit) definiert. Demgegenüber sind die gangförmigen Vererzungen im Blei-Zinkerzbezirk Vellach/Mettnitz durch NW–SE-verlaufende tektonische Strukturen kontrolliert. Nördlich und nordöstlich von Bleiburg finden sich in phyllitischen Gesteinen Ag- und Hg-führende *Cu-Vererzungen* (Polymetallischer Erzbezirk Schwabegg-Ruden).

Die *Gold-führenden Arsenopyritvorkommen* von St. Blasen bei St. Lambrecht sind an vornehmlich NNW–SSE-streichende Quarzgänge in phyllitischen Gesteinen der Murauer Decke gebunden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

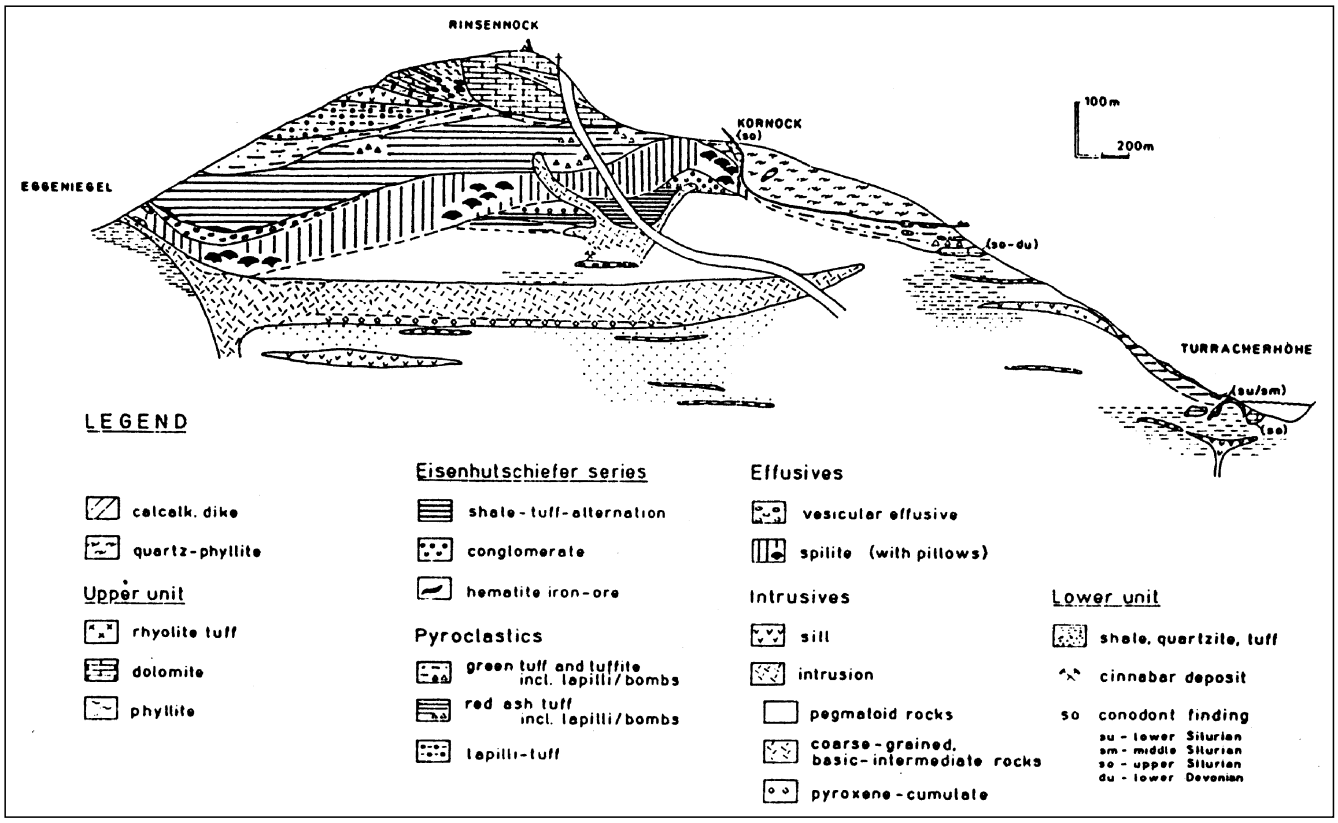


Abb. 163.
Profil durch die Eisenhutschiefer-Gruppe am Rinsennock mit Position der Hg-Vererzungen.
Aus GIESE, U. in NEUBAUER et al. (1992a).

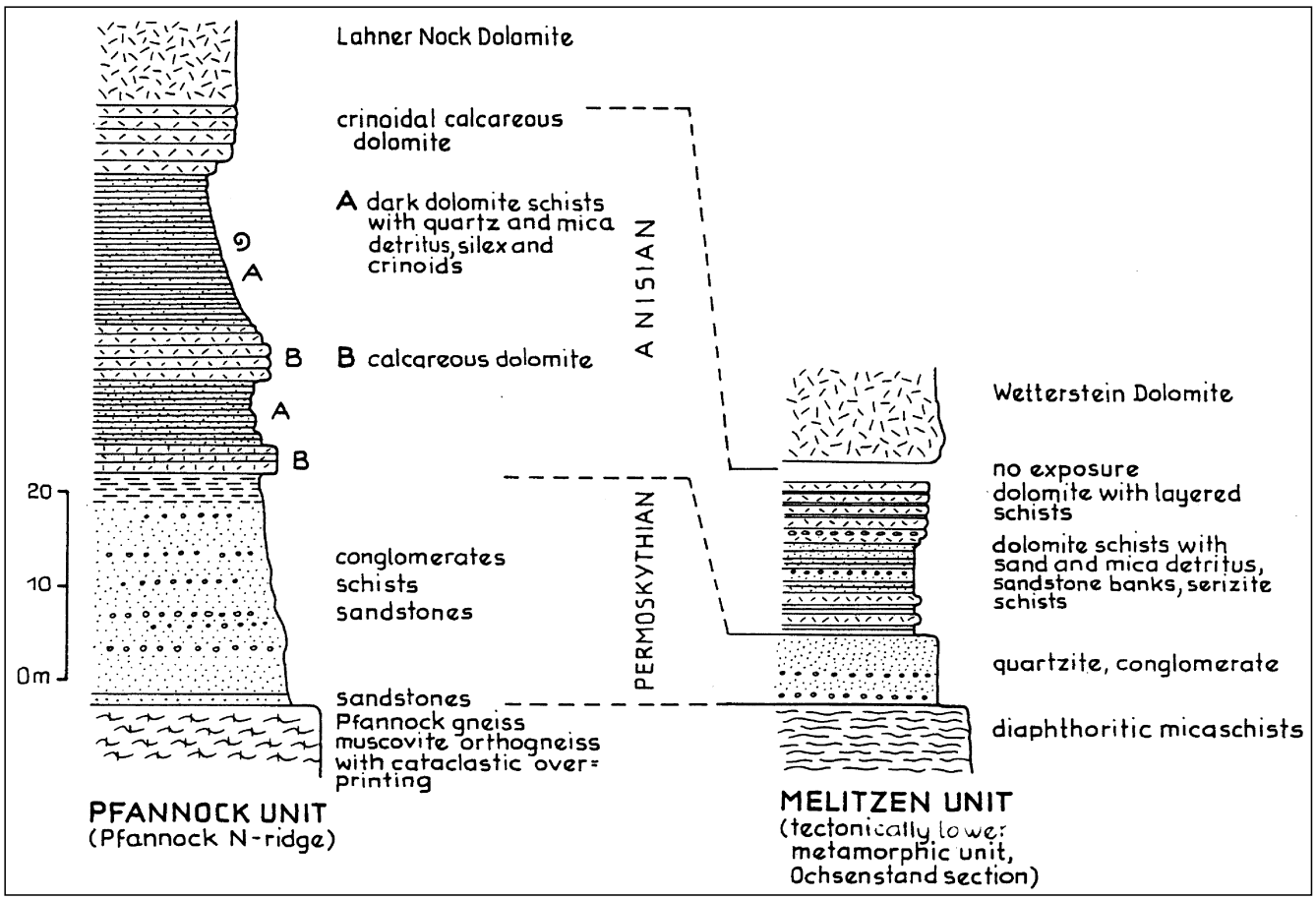


Abb. 164.
Der Schichtbestand des Stangalm-Permomesozoikums in der „mittelostalpinen“ Melitzen-Einheit und der oberostalpinen Pfannock-Einheit.
Aus FRANK, W. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

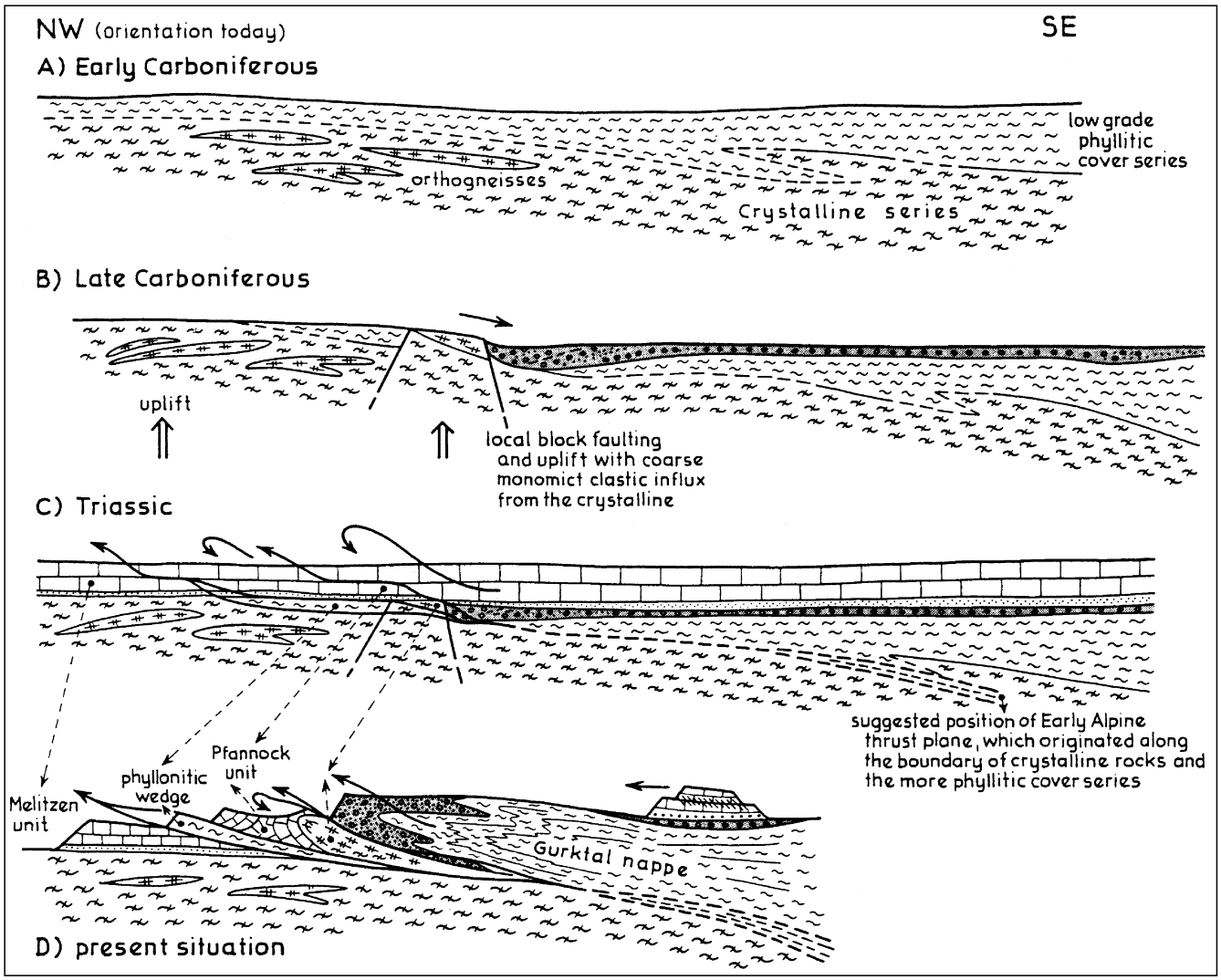


Abb. 165.
Sedimentär-tektonische Entwicklung der Stangalm-Region an der Basis der nordwestlichen Gurktaler Decke.
Die klassische „Mittelostalpin"/Oberostalpin-Grenze im Sinne von TOLLMANN, A. (1977a) liegt über der Melitzen-Einheit. FRANK, W. (1987) sieht hier dagegen keine Fernüberschiebung, sondern, wie dargestellt, nur eine lokale Aufschiebung ursprünglich benachbarter Einheiten.

Ackerl-Kristallin

Das Ackerl-Kristallin am NW-Rand der Gurktaler Decke ist ein mittelgradig metamorpher Komplex, der sich aus Glimmerschiefern (im Liegenden), Staurolith-Biotit-Plagioklasgneisen, selten Amphiboliten (Intraplattenbasalte), sauren Orthogneisen und Quarziten zusammensetzt.

Permomesozoikum

Die postvariszische Sedimenthülle ist vor allem am nordwestlichen Deckenrand und im Raum Griffen – Eberstein erhalten. Permokarbone Molassesedimente (Stangnock-Formation mit dem Anthrazitbezirk Gurktaler Decke – Turrach und der Werchzirm-Formation) sind an einzelne Schuppen gebunden (KRAINER, K., 1987, 1989). Die Pfannockschuppe am Westrand der Gurktaler Decke wird als Teil der Stolzalpen-Decke interpretiert. Sie zeigt teilweise überkippte Position und neben dem Pfannockgneis einen Schichtbestand vom Perm bis ins Nor (Abb. 164, 165). Die Schichtfolgen des Raumes Griffen – Eberstein setzten mit permischen klastischen Sedimenten ein und reichen bis in den norischen Hauptdolomit (APPOLD, T., 1989; LEIN, R., 1989). Den Abschluß der prä-neogenen Schichtfolge bildet die Gosauentwicklung des Krappfeldes (Abb. 166).

Krappfeld-Gosau

Die permomesozoischen Abfolgen Mittelkärntens werden nach Deformation und einer bis in das Niveau des Hauptdolomits hinabreichenden Erosion im Raum Griffen – Eberstein von der Oberkreide–Alttertiär-Entwicklung des Krappfeldes überlagert. Ihre Reste sind mit einer Mächtigkeit bis zu ca. 500 m in einer miozänen Grabenstruktur erhalten geblieben (VAN HINTE, J.E., 1963; BECK-MANNAGETTA, P., 1980a; NEUBAUER, F., 1992b).

Über konglomeratischen Basalbildungen (oberes Santon) folgt eine detritische, fossilreiche Karbonatfazies. Darauf leitet regionale Subsidenz zur Ausbildung einer bis ins tiefere Maastricht reichenden mergeligen Beckenentwicklung (mit Turbiditen und Olistolithen) über.

Die Anlage dieses ursprünglich weiter verbreiteten Bekkens ist im Zusammenhang mit der oberkretazischen Exhumierung des Saualmkristallins und der Anlage der Görtschitztal-Störung zu sehen (THIEDIG, F., 1975; NEUMANN, H.H., 1989; NEUBAUER, F., 1992b).

Im obersten Paläogen folgen über einer durch Roterden markierten Erosionsdiskordanz teilweise *Glanzbraunkohlen* (Braunkohlenbezirk Krappfeld – Gosau) und marine Kalke führende siziklastische Gesteine sowie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

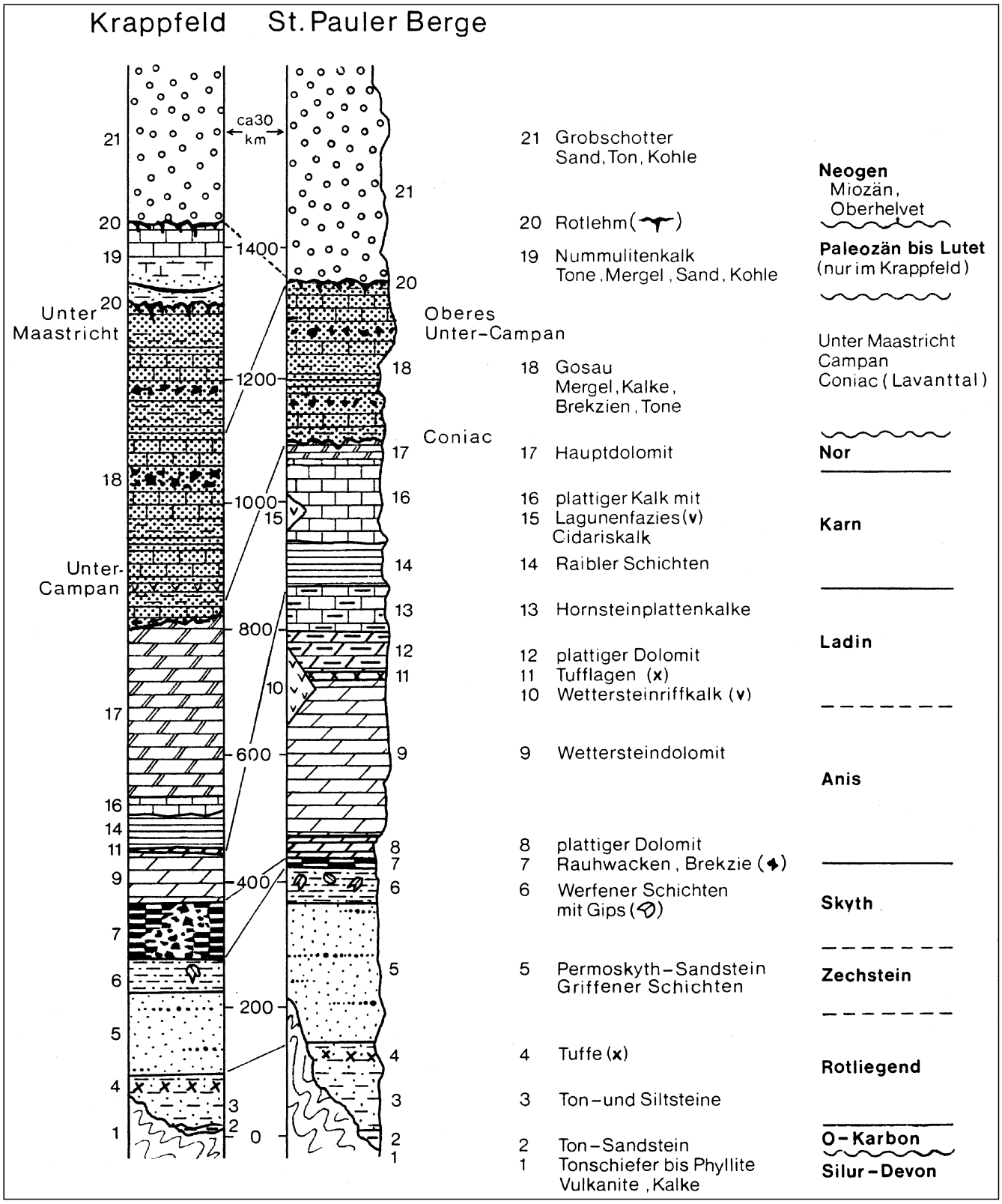


Abb. 166.
Säulenprofile durch die post-variszische Sedimentabfolge Mittelkärntens einschließlich der Krappfeld-Gosau.
Aus BECK-MANNAGETTA, P. (1980a).

bis ins untere bis mittlere Eozän reichende Nummulitenkalke (Abb. 168; WILKENS, E., 1989).

Überlagert wird die Oberkreide–Alttertiär-Entwicklung nach einem abermals durch ein mit Roterden markiertes Erosionsrelief durch die mittelmiozänen, grobklastischen Sedimente der Waitschach-Formation. Diese wurde westlich der Saualpe und am SE-Ende der Gurktaler Decke im Zuge miozäner Bruchtektonik entlang des Görtschitztales in einem Halbgraben (Zollfeld) und Pull-apart-Becken entlang des Lavanttales abgelagert (NEUBAUER, F., 1992b).

Tektonisch-metamorphe Entwicklung

Die Informationen über die prä-alpidischen Ereignisse sind unklar. Im Kristallin der Ackerl-Decke reflektiert ein

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

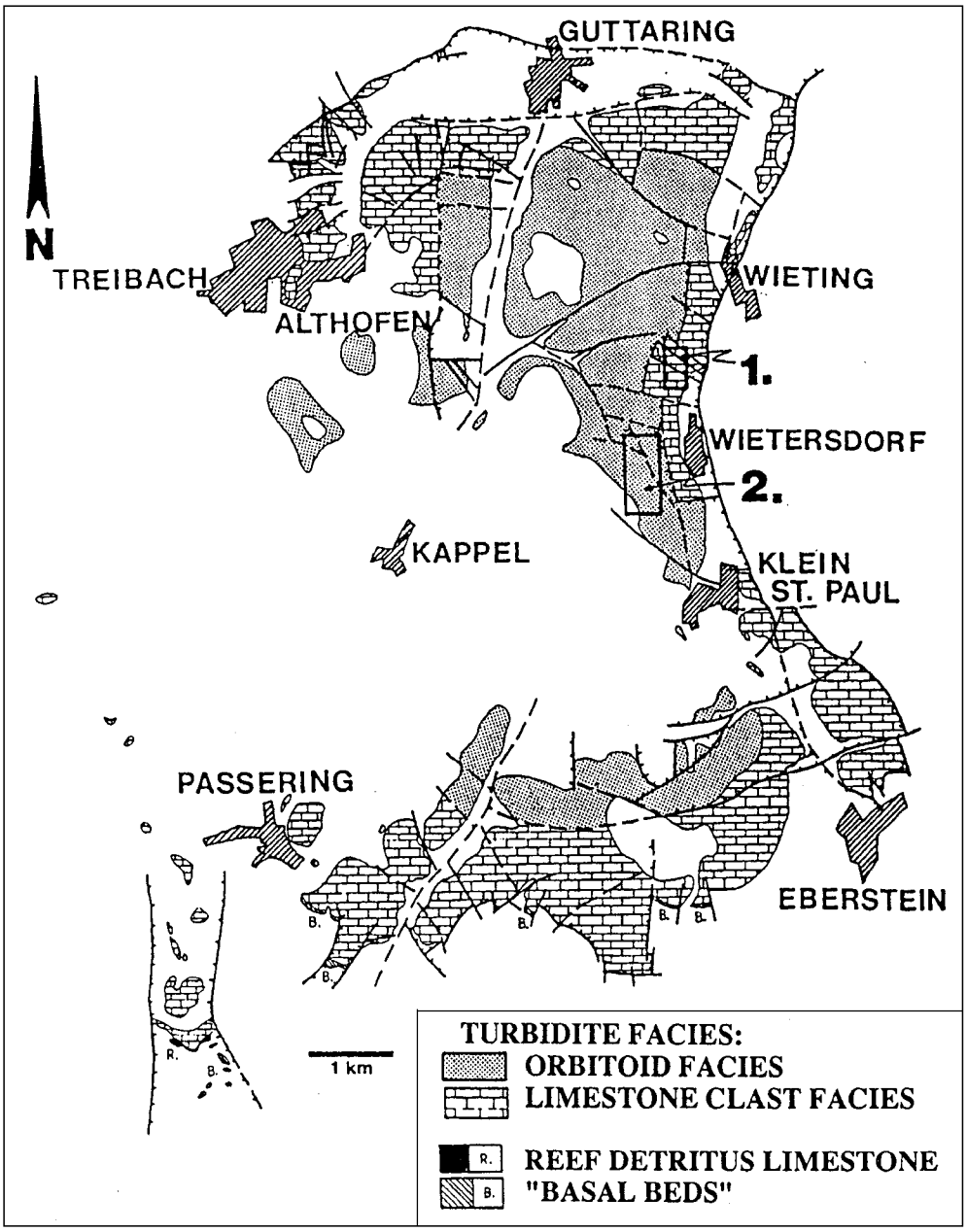


Abb. 167.
Geologische Karte der Krappfeld-Gosau.
Nach NEUMANN, H.H. (1989).

$^{40}Ar/^{39}Ar$-Alter von 310 Ma bei einer kretazischen Überprägung die variszische Metamorphose (NEUBAUER, F., 1980c; DALLMEYER, R.D. et al., 1992). Die winkeldiskordante Auflagerung der Stangnock-Formation in der Stolzalpen-Decke weist auf die variszische Deformation zwischen höherem Visé und Westfal B/C. Dadurch kann auch die variszische Metamorphose der Stolzalpen-Decke im Bereich der Grünschieferfazies bei einer alpidischen Überprägung im Bereich der niedrig- und niedrigstgradigen Metamorphose angegeben werden. Altersdatierungen der alpidischen Metamorphose gruppieren sich um 120 Ma (FRANK, W. et al., 1987).

Das alpidische Deformationsgeschehen setzt zum Metamorphosehöhepunkt mit W-gerichteter Stapelung der Stolzalpen über die Murauer Decke und das Permomesozoikum am N- und NW-Rand der Gurktaler Decke ein (Abb. 165). Danach werden in einer kompressiven Phase NNW–SSE-verlaufende Faltenstrukturen angelegt. Bei späteren E- bis ESE-gerichteten Scherprozessen werden die älteren duktilen Überschiebungen durch flache Abschiebungen unter Bildung von lt-Myloniten reaktiviert. Ein Alter von 80 Ma im mittelostalpinen Kristallin zeigt den Beginn der post-metamorphen Abkühlung und Heraushebung der Kerneinheiten an. Damit setzt auch die Subsidenz der Krappfeld-Gosau und die Anlage der Görtschitztal-Störung ein (FRANK, W., 1987; NEUBAUER, F., 1987; RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F., 1989; VON GOSEN, W., 1989).

3.4.7. Ostalpines Mesozoikum

Marines Mesozoikum tritt in allen ostalpinen Großdekkeneinheiten auf. Es entwickelt sich im Permoskyth durch die Transgression der Tethys aus den klastischen post-variszischen Sedimentserien. Die stratigraphische Reichweite ist in den einzelnen ostalpinen Deckensystemen unterschiedlich. Im Oberostalpin durchläuft es den gesamten alpidischen Zyklus bis in das Alttertiär, im zentralalpinen Mesozoikum des Unterostalpins und „Mittelostalpins“ ist es durch den schrägen Basiszuschnitt der alpidischen Deckensysteme tektonisch amputiert.

Die ostalpinen Faziesräume waren im älteren Mesozoikum derart angeordnet, daß der Bereich des Unterostalpins Stabil-Europa am nächsten lag und das Oberostalpin am weitesten nach SE zurückgenommen werden muß (Abb. 93, 94, 169). Bei der alpidischen Orogenese wurden die Mesozoika in unterschiedlicher Position in den ostalpinen Deckenstapel eingebaut.

In oberostalpiner Position findet sich Mesozoikum in den Kalkalpen an der N-Front der Ostalpen, über dem Grazer und Gurktaler Paläozoikum, im Drauzug und der Blaser Decke des Brenner-Mesozoikums.

Das im Bereich des Unterostalpins und „Mittelostalpins“ über metamorphem Untergrund abgelagerte zentralalpine Mesozoikum liegt heute in niedriggradig metamorpher Form in tektonisch tieferen Positionen und markiert in vielen Fällen die Grenzen zwischen den alpidischen Decken.

Das zentralalpine Mesozoikum in unterostalpiner und mittelostalpiner Position wurde, ebenso wie das Mesozoikum über dem Grazer- und Gurktaler Paläozoikum bereits im Zusammenhang mit seiner prä-alpidischen Unterlage besprochen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

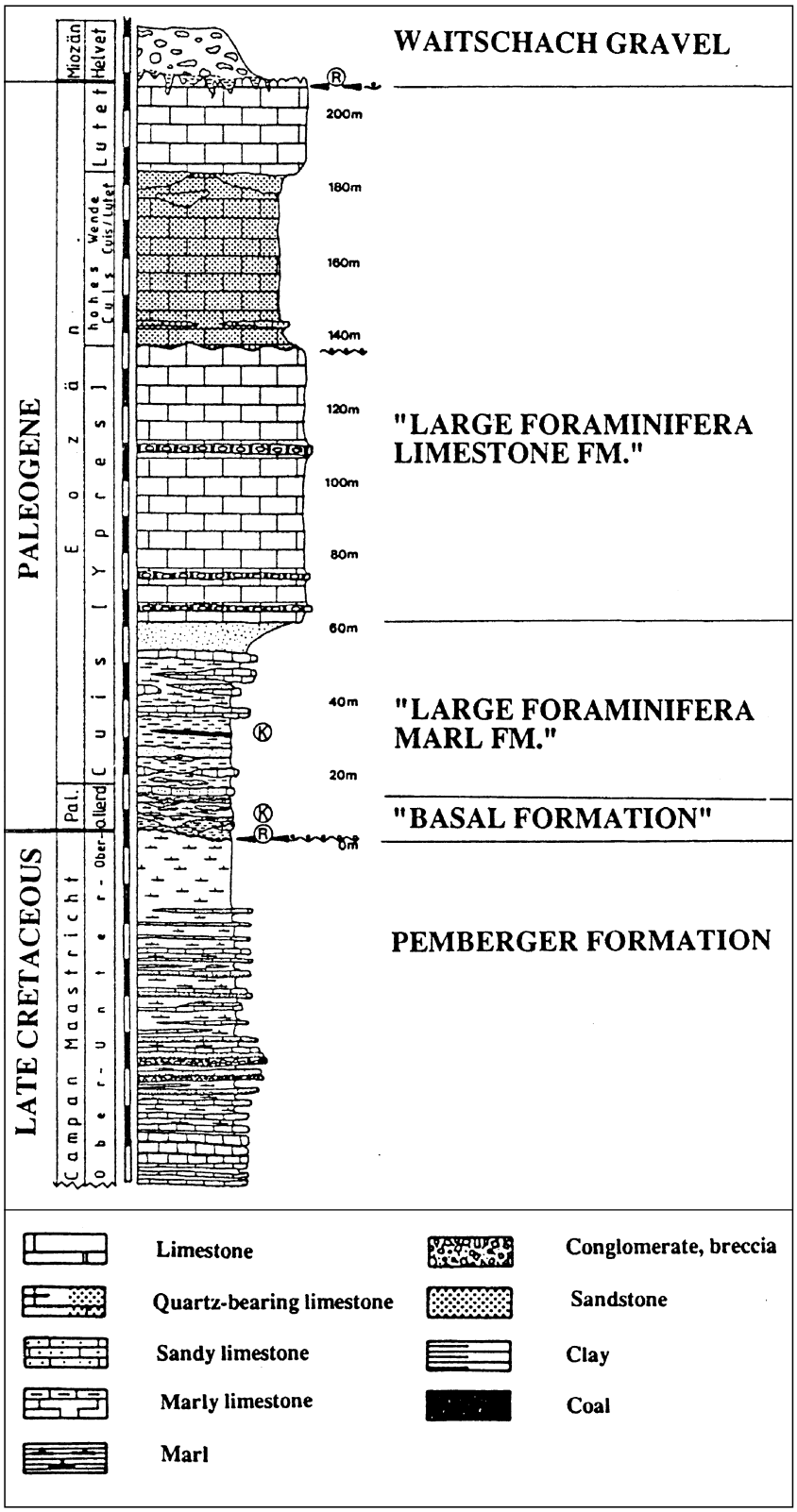


Abb. 168.
Das Paläogen des Krappfeldes.
Aus WILKENS, E. (1989).

3.4.7.1. Nördliche Kalkalpen

Die Kalkalpen sind als die am weitesten nach N über den Flysch geschobene Einheit des Ostalpins in mehrere Deckensysteme gegliedert (TOLLMANN, A., 1976b). Im S lagern die tekonischen Basiseinheiten der Kalkalpen zumindest lokal mit sedimentärem Verband der Grauwackenzone auf. Flyschfenster (z.B. Brettl, Grünau, Windischgarsten) und Ergebnisse von Tiefbohrungen deuten auf die Mindestweite der Überschiebung der Kalkalpen von ca. 40 km über die Flyschzone. Zusammenfassende Darstellungen: TOLLMANN, A. (1973, 1976a,b, 1985a); PLÖCHINGER, B. (1980a).

3.4.7.1.1. Permotrias

Die Schichtentwicklung der Kalkalpen (Abb. 170, 174, 179, 181) setzt im Oberperm mit einer bis in den Lias andauernden Rift-/Driftphase mit Sedimentation klastischer Sedimente (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) und evaporitischer Haselgebirgsentwicklung ein. Die Schichtfolgen sind an ihrer Basis häufig tektonisch reduziert. Auch die weiträumig über den Werfener Schichten auftretenden Rauhwacken (z.B. Saalfeldener Rauhwacke) repräsentieren Abscherhorizonte (KRYSTYN, L. & LEIN, R., 1996).

Das durch Sporen und Schwefelisotope ins Oberperm (KLAUS, W., 1965; PAK, E., 1974–1982; PAK, E. & SCHAUBERGER, O., 1981; SPÖTL, C., 1988) eingestufte Haselgebirge (ein brecciöses Gestein aus Ton, Anhydrit, Gips und Steinsalz) beherbergt bedeutende *Gips-, Anhydrit- und Steinsalzlagerstätten*, die vor allem im Mittel- und E-Abschnitt der Kalkalpen auftreten (Evaporitbezirk Salzkammergut; Evaporitbezirk östliche Kalkalpen).

Nach Abwicklung des kalkalpinen Deckenbaues soll diese Evaporitfazies beiderseits (nördlich und südlich) der Präbichl-Schwelle gelegen haben (TOLLMANN, A., 1985). Durch die Gleittektonik der Hallstätterzonen wurde die Evaporitentwicklung der S-Bereiche in einem Gleitschollenteppich, der heute zwischen Lofer und Hernstein das Tirolikum überlagert, nach N verfrachtet. TOLLMANN, A. (1985) faßt diese mit einer Vielzahl von Lokalnamen belegten Schollen unter dem Begriff Salzberg-Decke zusammen.

Die Struktur der Salz-Gips-Anhydrit-Lagerstätten ist einerseits durch die Deckentektonik, das schon im Diagenesebereich duktile Verhalten und nicht zuletzt durch „Diapirismus“ der Evaporitgesteine geprägt. In ihrer Lage werden sie teilweise Positionen an Überschiebungen (z.B. Hallstatt, Hallein) oder vor Deckenstirnen (z.B. Bad Ischl, Altaussee, Grundlsee – Wienern) zugeordnet (MEDWENITSCH, W., 1949a,b). Evaporite sind nach dem heutigen Kenntnisstand für Überschiebungen von größter Bedeutung, da sie die Reibung an der Basis ähnlich einem Luftpolster erheblich minimieren. Überschiebungsweiten, wie sie insbesondere in den Kalkalpen auftreten, wären somit ohne Evaporitbasis sogar undenkbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

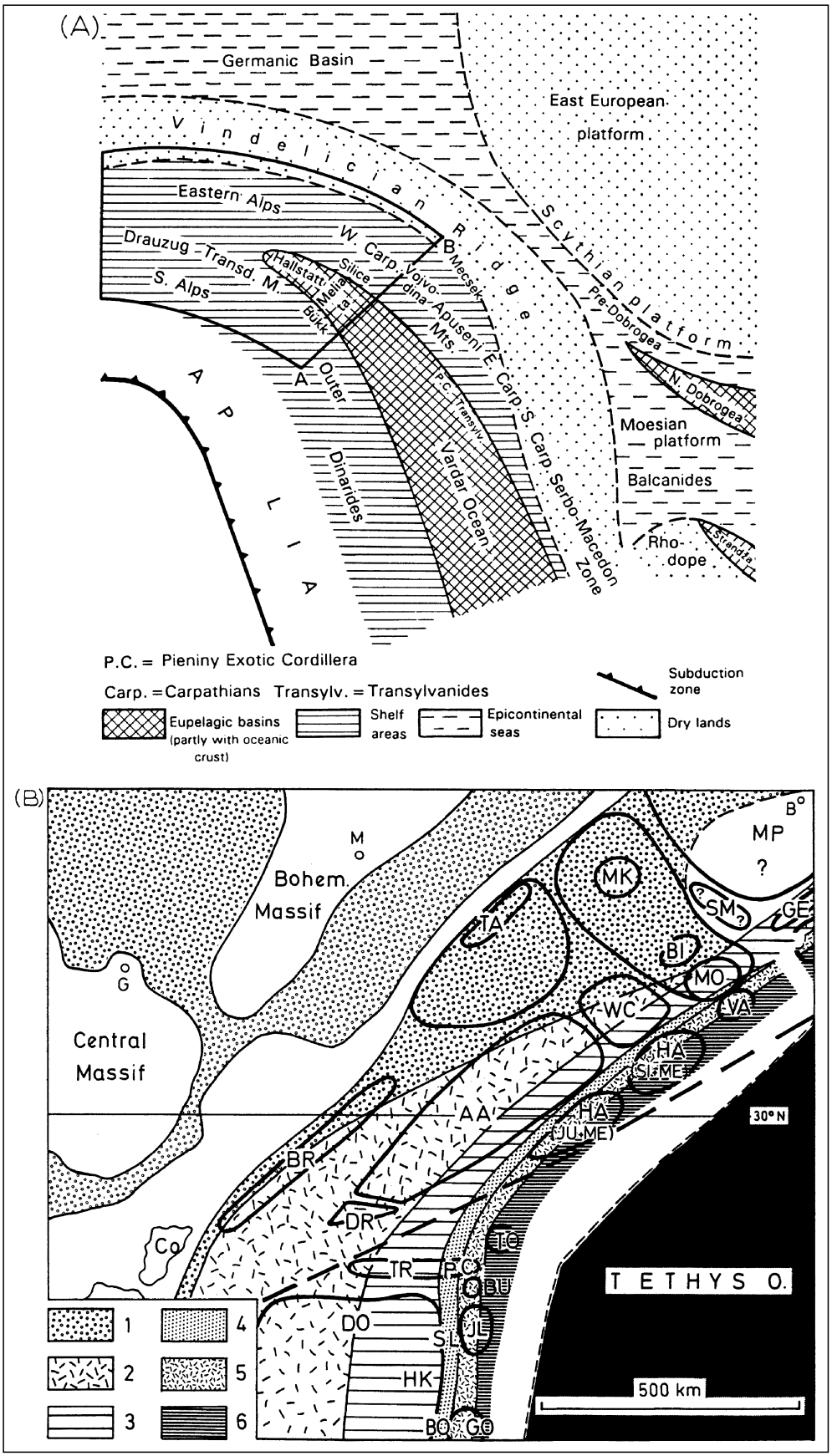


Abb. 169.
A) Paläogeographisches Schema der Mitteltrias mit Position der ostalpinen Faziesbereiche.
B) Paläogeographie der westlichen Tethys in der Obertrias.
1 = Keuperfazies; 2 = Hauptdolomitfazies; 3 = Dachsteinkalk-Loferitfazies; 4 = Hallstatt-Intraplattform-Becken; 5 = isolierte Dachsteinkalkriffe; 6 = pelagische Hallstattfazies.
G = Genf; M = München; B = Bukarest.
Für den ostalpinen Bereich wesentliche Abkürzungen: AA = Ostalpin; DO = Dolomiten; DR = Drauzug; HA = Hallstatt; JU = Juvavikum; ME = Meliatikum; WC = W-Karpaten.
Aus HAAS, J. et al. (1995).

In den östlichen Bereichen der Kalkalpen (Hinterstoder bis westlich von Wien) deuten die Schwefelisotopenwerte an, daß neben der oberpermischen auch eine oberskythisch–anisische Evaporitentwicklung auftreten kann. An diese sind stets graue bis weiße, nie aber rötliche Gipse gebunden (GÖTZINGER, M.A. & PAK, E., 1983). Bemerkenswert ist aus diesem Bereich auch in Dolomiten auftretender *sedimentärer Magnesit* (Kaswassergraben). In der Nähe von Gips treten in tief-anisischen Gutensteiner Kalken auch *Fluorit*-Gangmineralisationen auf, die aus einem hochsalinaren Fluid bei Homogenisierungstemperaturen zwischen 270 und 300°C gebildet wurden (GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W., 1992).

Aus dem Bereich der westlichen Kalkalpen ist mit der Lagerstätte von Hall/Tirol lediglich ein einziges größeres Salzvorkommen aus dem Permoskyth bekannt.

Der Evaporit-(Phosphat-)Bezirk Sulzau – Werfen ist an permoskythische Klastika mit Einschuppungen sulfatischer Evaporite gebunden. Er liegt in Gesteinen der Werfener Schuppenzone am Südrand des Tirolikums. Die Mineralisationen (*Gips, Breunnerit, Baryt, Quarz, Chlorit, Hämatit*, selten *Chalkopyrit*) treten in tektonisch stark zerlegten Linsen und in *Lazulith/Wagnerit*-Gangmineralisationen auf.

An der gesamten Basis der Kalkalpen treten *Fe-Vererzungen* (Eisenkarbonate, Hämatit) auf, die an die grobklastischen permischen Präbichl-Schichten oder feinklastische skythischen Werfener Schichten gebunden sind (Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

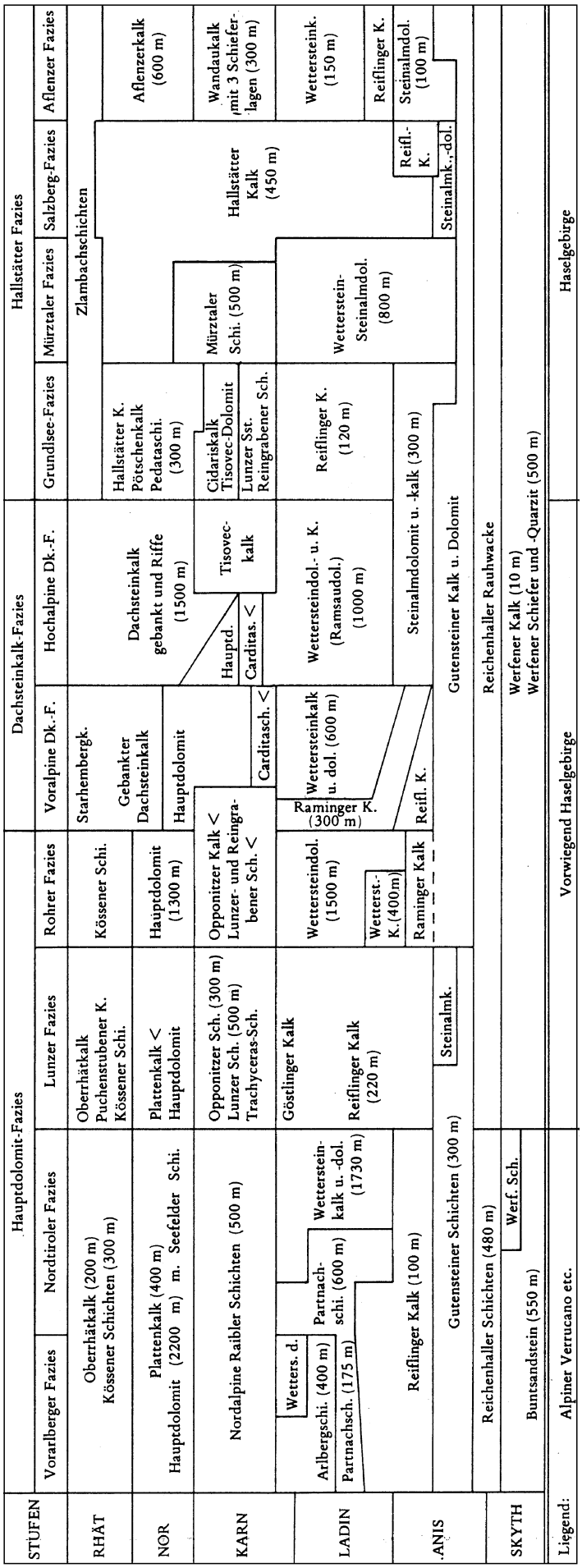


Abb. 170.
Schichtfolge der Trias in den Kalkalpen.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

Neben Hinweisen auf sedimentäre Erzbildung (z.B. schichtparallele, rhythmische Chamosit/Eisenkarbonat-Einschaltungen in Werfener Schichten) werden auch epigenetische Merkmale wie begleitende Sulfiderzklüfte, hydrothermale Nebengesteinsalterationen oder ihre Bindung an tektonische Strukturen beschrieben (BAUMGARTNER, W., 1976; WEBER, L., 1977). Mächtige schichtparallele Linsen von Eisenkarbonaten treten in den grobklastischen Präbichl-Schichten oft liegend der feinklastischen Sedimentabfolgen auf, die möglicherweise als Fluidstauer wirkten. In der Werfener Schuppenzone sind Lager und Linsen metasomatisch entstandener *Fe-Mg-Karbonate* mit Eisernen Hut-Bildungen aus Limonit an die Basis der Gutensteiner Kalke gebunden (Eisenerzbezirk Sulzau – Werfen).

Mit dem basalen Anis setzt im Gesamtbereich der Kalkalpen die Karbonatsedimentation ein. Unterschiedliche, z.T. rasche Subsidenz steuert das Sedimentationsgeschehen und differenziert den Ablagerungsraum. Flachwasser-Karbonatplattformen/Rampen (Wettersteinkalk/Steinalmkalk) und Internbecken (Reiflinger Kalke) steht das distal Radiolarit führende Hallstatt/Meliata-Becken mit flankierenden, pelagischen ammonitenführenden Karbonatentwicklungen (Hallstätter Kalk) gegenüber (vgl. KRYSTYN, L. & LEIN, R., 1996).

Karbonatgebundene *Pb-Zn-Vererzungen* treten in den Kalkalpen im Anis und Karn weit verbreitet auf. In den Tiroler Kalkalpen sind Ag-führende Pb-Zn-Vererzungen im Anis an dolomitische Anteile des Alpinen Muschelkalks gebunden. Besonders südlich des Inns im Raum Schwaz auftretende Lagerstätten zeichnen sich durch eine starke *Fahlerzführung* aus. Dadurch wird wahrscheinlich, daß es sich dabei um Mobilisate aus vererzten Dolomiten der Grauwackenzone handelt (Blei-Zink-[Fahlerz-]Erzbezirk Anis Nordtiroler Kalkalpen).

Im Karn der Nordtiroler Kalkalpen sind ausschließlich Bereiche des oberen Wettersteinkalks vererzt (Blei-Zinkerzbezirk Karn [Wettersteinkalk-, dolomit] Nordtirol). In den meist flächig entwickelten Vererzungen wurden die Erzgefüge von „Syngenetikern“ als typisch sedimentär und wenige diskordante Gänge als mögliche submarine Zufuhrspalten interpretiert. Alternativ dazu werden die Erzanreicherungen in Porenräumen und intratriadischen Karsthohlräumen aber auch post-diagenetisch gesehen (siehe dazu CERNY, I., 1984, 1989). Pyrit ist bei den Pb-Zn-Vererzungen des oberen Wettersteinkalkes ein ständiger Begleiter. Bereichsweise treten nur wenige m unter dem 1. Raibler Schieferhorizont lagen- und linsenförmige Derberzkörper auf, die nahezu ausschließlich aus Fe-Sulfiden bestehen (Kieserzbezirk Außerfern – Reutte).

In den östlichen Kalkalpen liegen Pb-Zn-Vererzungen überwiegend in Klüften und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

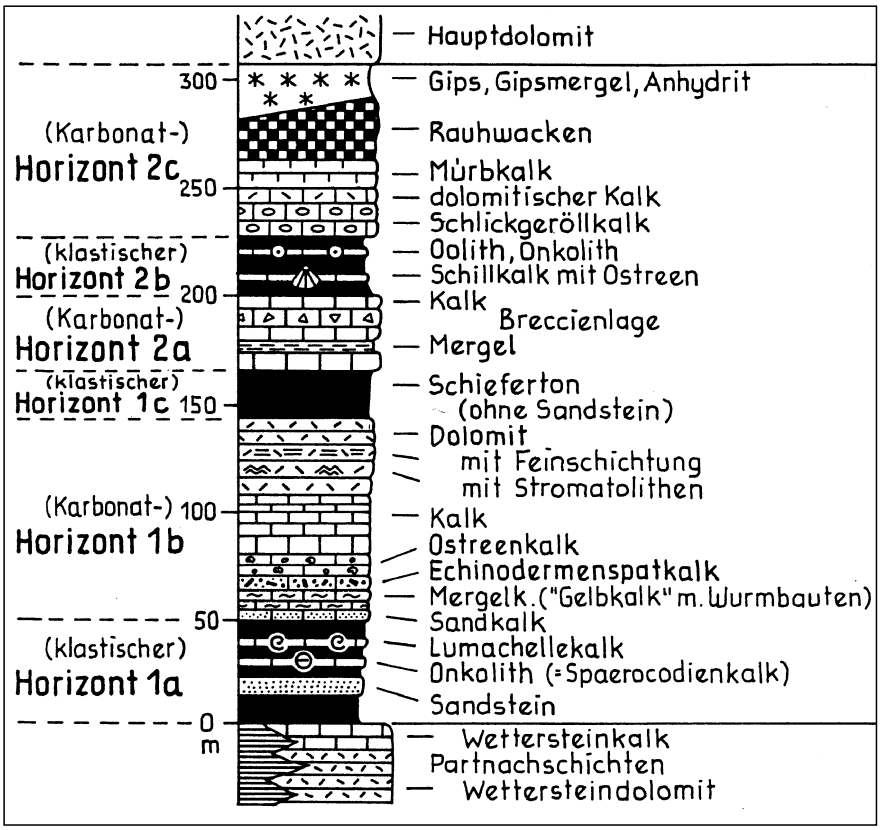


Abb. 171.
Profil durch die nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen.
Nach HARSCH, W. (1970) und SCHULER, G. (1968), aus TOLLMANN, A. (1985).

Scherzonen. Diese sind an Gutensteiner Kalke/Dolomite im Blei-Zinkerzbezirk Anis östliche Kalkalpen und Wettersteinkalke/-dolomite gebunden, die in ihrer faziellen Ausbildung an die Bleiberger Fazies erinnern (Blei-Zinkerzbezirk Karn östliche Kalkalpen).

Im hohen Unterkarn bringt eine Regression teilweise eine Einschränkung der Karbonatsedimentation, starken siliziklastischen Eintrag (Lunzer Schichten) mit Auffüllung des vorhandenen Beckenreliefs und eine, auch rohstoffmäßig relevante, starke fazielle Aufsplitterung („Reingrabner Wende" SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W., 1974).

Die Lunzer Schichten (Unterkarn) der östlichen Kalkvoralpen gliedern sich in einen 350 m mächtigen Hauptsandstein, einen Schieferton-Komplex und geringmächtige Hangendsandsteine. Im Steinkohlen-(Glanzbraunkohlen-)Bezirk Lunzer Schichten sind an die Schiefertone zahlreiche, vermutlich im Brackwasser gebildete Kohlenvorkommen gebunden, die in Abhängigkeit von der geographischen und tektonischen Position unterschiedliche prä-tektonische Inkohlungsmuster zeigen (SACHSENHOFER, R.F., 1987). Im Oberkarn folgen die Opponitzer Schichten, deren durch Kalke und Dolomite dominierte ca. 300 m mächtige Abfolge im Liegenden und Hangenden Rauhwacken führt. An den liegenden Rauhwackenhorizont sind *Gipsvorkommen* gebunden (TOLLMANN, A., 1966b, 1985).

Ein zeitliches Äquivalent der Lunzer Schichten sind in den westlichen Kalkalpen die bis zu 500 m mächtigen Nordalpinen Raibler Schichten mit dreimaligen fein-

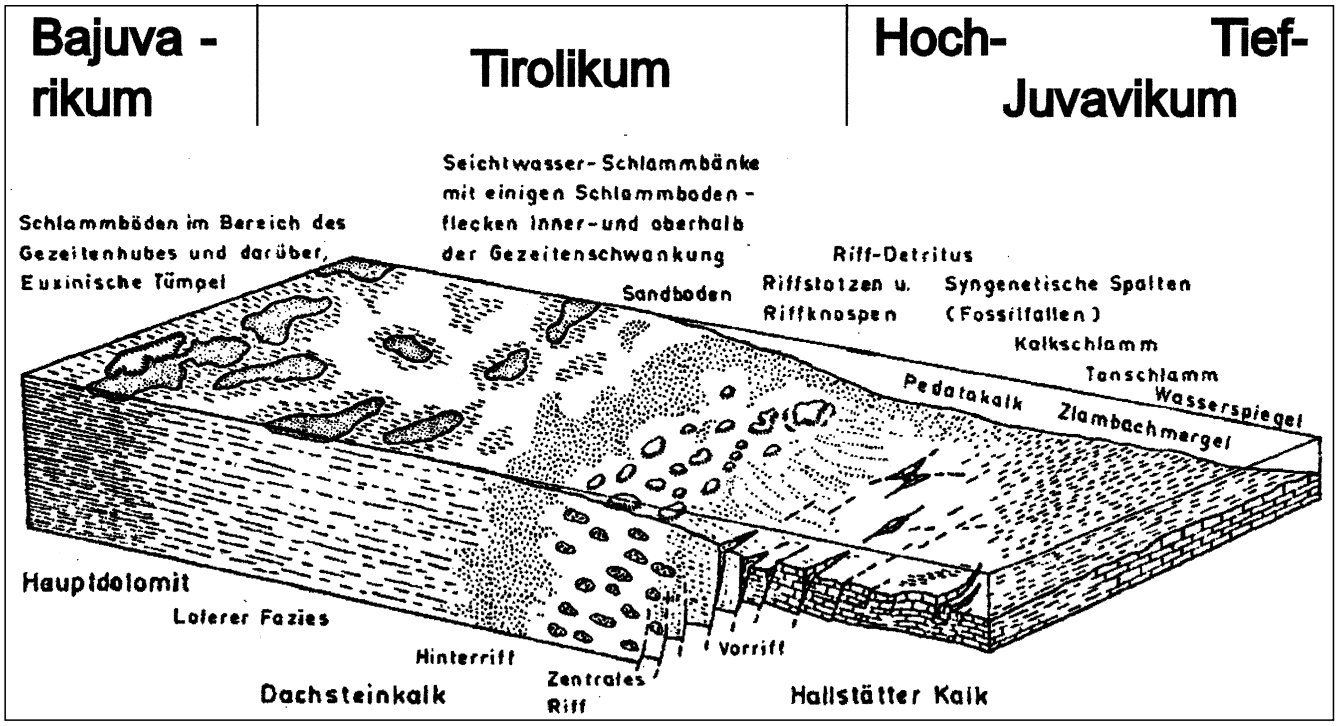


Abb. 172.
Faziesgliederung der höheren Trias in den Kalkalpen mit Zuordnung der einzelnen Faziesbereiche zu tektonischen Einheiten.
Abgeändert nach ZANKL, H. (1971), aus TOLLMANN, A. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

klastischen Einschaltungen innerhalb karbonatischer Flachwasserlithologien (Abb. 171, 197; HARSCH, W., 1970; SCHULER, G., 1968). In der unteren Schiefertonserie liegen eine Reihe von *Kohlenvorkommen*, die zum Steinkohlenbezirk Raibler Schichten zusammengefaßt werden. Sie sind auf Anreicherungen detritären Pflanzenmaterials rückführbar und zeigen beträchtliche Unterschiede im Inkohlungsgrad.

Das Hangende bilden *Gips/Anhydrit*-führende Dolomite und Rauhwacken (Abb. 171). Im Evaporitbezirk Montafon werden diese Abfolgen mit Sabkha- und Flachwasserevaporiten bis 400 m mächtig. Die Lagerstätten sind hier auf mehrere kalkalpine Schuppen, denen Gesteine der Arosazone tektonisch eingelagert sind, verteilt. Die Lagerstättenstrukturen sind durch die intensive Tektonik kompliziert und durch Diapirismus geprägt (ANGERER, H. et al., 1980). Auch der Evaporitbezirk Außerfern (Reutte) gehört demselben stratigraphischen Niveau an.

In der höheren Obertrias herrschen über lange Zeit gleichförmige Sedimentationsbedingungen mit Bildung einer mächtigen Karbonatplattform (Dachsteinkalk, Hauptdolomit, Oberrhätkalk). Von N nach S zeigte sich folgende Faziesabfolge (Abb. 172): flach lagunärer Hauptdolomit (lokal mit Ausbildung der Seefelder Ölschiefer-Fazies) – Riff/Lagunenkomplex der massigen und zyklisch gebankten Dachsteinkalke (Lofer-Zyklothem [FISCHER, A.G., 1964]; Abb. 173) – tiefmarine pelagische Hallstätter Kalke und Radiolarite (SPENGLER, E., 1956; ZANKL, H., 1971; LEIN, R., 1985; GAWLICK, H.J., 1993). In diesem Faziesverband nehmen die heute dem Bajuvarikum zugeordneten tektonischen Elemente die nördlichste (Hauptdolomit-) Position ein. Südlich lag das Tirolikum mit dem Dachstein-Riff- und Lagunenkomplex, dem beckenwärts anschließend juvavische Einheiten folgten.

Die 440–500 m mächtigen Seefelder Schichten des Ölschieferbezirks Seefeld wurden innerhalb der Hauptdolomitlagune in einem durch Bruchtektonik entstandenen Becken in reduzierendem Milieu bei Wassertiefen von max. 50–100 m abgelagert. Die eigentlichen Ölschiefer (Mergel), deren hoher Corg-Gehalt auf Algenmaterial rückführbar ist, sind bis zu 140 m mächtig. Sie wechsellagern mit geringer bitumenhältigen Kalk- und Dolomitlaminiten.

Am Ende der Trias bringt eine vermehrte klastische Einschüttung oder Einsenkung im Bereich der nördlichen Karbonatplattform ein langgestrecktes Becken mit tiefneritischer mergeliger Sedimentation (Kössener Schichten) mit sich, das an seinem S-Rand von bioklastischen Rampen bzw. Korallen-Biohermen (z.B. Adneter Riff) gesäumt wird (ZANKL, H., 1971; SCHÄFFER, P., 1979; FLÜGEL, E., 1981; SCHÄFFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B., 1981).

3.4.7.1.2. Jura

Durch die im Jura einsetzende Öffnung des Penninischen Ozeans driftet das Ostalpine Terrane von Stabil-Europa weg. Im bajuvarisch-tirolischen Raum drückt sich dies durch Krustenausdünnung, oberliassische Bruchtektonik (BÖHM, F. et al., 1995), verstärkte Subsidenz und Faziesdifferenzierung mit generell nach N vertiefenden pelagischen Kalk- und Mergelentwicklungen über den obertriadischen Karbonatplattformen aus. Im Oxford kommt es zur Anlage meist langgezogener Becken mit radiolaritischer Sedimentation (DIERSCHE, V., 1980; GAWLICK, H.J., 1996). Danach erfolgt im tiefen Malm eine Konvergenzphase, die mit der Schließung der Tethys im S in Zusammenhang steht. Die verstärkte tektonische Aktivität wird durch das Eingleiten juvavischer Elemente (MANDL, G., 1982) und verschiedener Breccienbildungen (z.B. im Rofan, Eisenspitz, Tauglboden, Strubberg) angezeigt (GAWLICK, H.J., 1992; LEIN, R., 1985).

Diese Entwicklung bewirkt im Lias die in Abb. 174 dargestellte Aufsplitterung in mehrere Lithofazies-Bereiche. Die größten Schichtmächtigkeiten sind im W- und N-Abschnitt der Kalkalpen über der Hauptdolomitfazies feststellbar, während der Jura des Juvavikums und über den Dachsteinkalken oft nur geringmächtig und lückenhaft entwickelt ist:

- Crinoiden-Brachiopoden-Bewegtwasserfazies in Untiefenbereichen (Hierlatzkalk, Vilserkalk, Mühlbergkalk).
- Bunte, kondensierte cephalopodenführende Knollenkalke in Becken und z.T. auf Untiefen. Erwähnenswert sind aus dieser Fazies die bunt gefärbten Lias-Gesteine des Adneter Raumes (Adneter Formation) mit Fe/Mn-Krusten regionaler Beständigkeit (BÖHM, F., 1992; BÖHM, F. & BRACHERT, T.C., 1993). Sie überlagern Rhätkalke oder infiltrieren in Spaltensystemen. Seit jeher werden die „Adneter Kalke“ als Dekorsteine genutzt (KIESLINGER, A., 1964; KRETSCHMER, F., 1992; WAGREICH, M. et al., 1996).

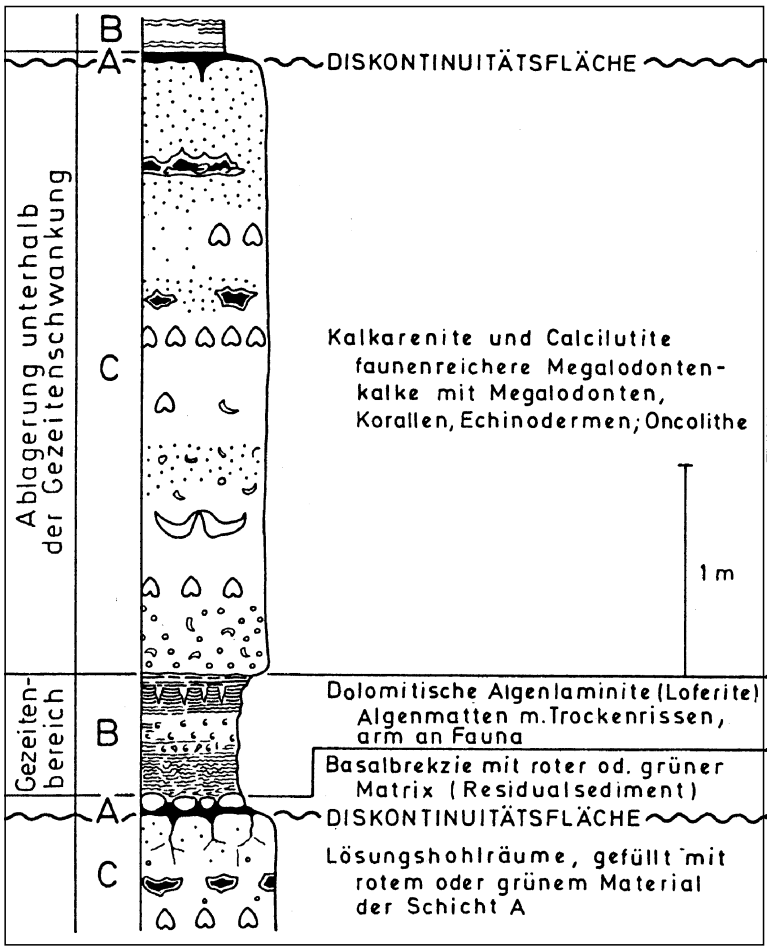


Abb. 173.
Schematische Darstellung des Lofer-Zyklothems im gebankten Dachsteinkalk.
Nach FISCHER, A.G. (1964), aus TOLLMANN, A. (1985a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

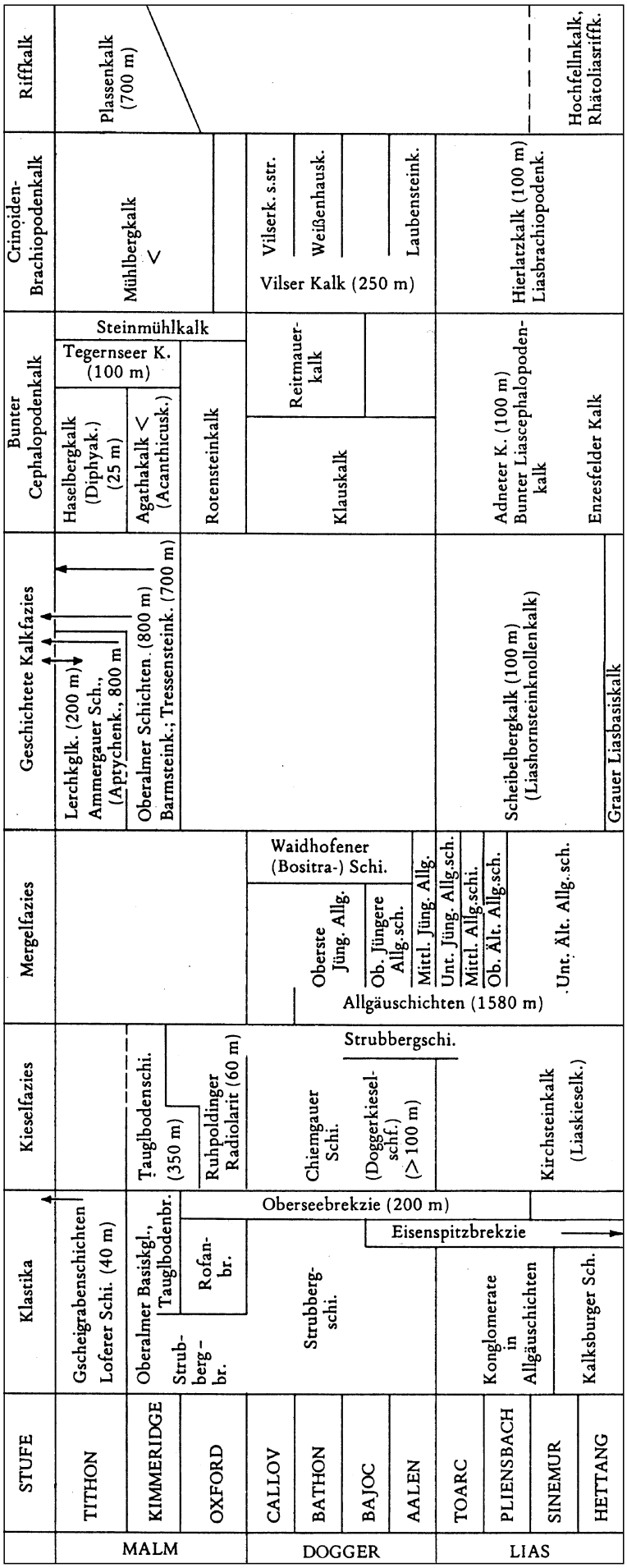


Abb. 174.
Die Schichtglieder des Jura in den Kalkalpen.
Aus TOLLMANN, A. (1985).

Bekannte Adneter „Marmor"-Varietäten sind: Bunt-, Weiß-, Rottropf: Buntgefärbte Oberrhätkalke mit Thecosmilien-Querschnitten; Scheck, Scheckbreccie: submarine Debris-flow-Breccien.

Im Dogger finden sich nur äußerst geringmächtige, stark kondensierte und teilweise lückenhafte Karbonatentwicklungen. Das Beispiel der Klaus-Schichten zeigt, daß der gesamte Dogger durch wenige m bunter Cephalopodenkalke (Klauskalk) und Filamentkalke (Reitmauerkalk) vertreten sein kann (Abb. 175; KRYSTYN, L., 1972; BÖHM, F., 1992).

Beckenentwicklungen mit geschichteten, pelagischen (Kiesel-) Kalken, sind durch „Fleckenmergel"-Entwicklungen bei größerer Wassertiefe sowie Radiolariten im tiefen Oberjura (HUCKRIEDE, R., 1971; DIERSCHE, V., 1980) charakterisiert.

Die Mergel sind in den östlichen Kalkvoralpen und vor allem in den westlichen Kalkalpen (Allgäu-Schichten) mit Mächtigkeiten bis zu 1600 m und einer stratigraphischen Reichweite vom Lias bis oberen Dogger entwickelt. Sie zeigen eine deutliche Gliederung in Fleckenmergel, die Bitumen- und Mn-reichen Mittleren Allgäuschichten und eine hangende Kalk-Mergel-Wechselfolge (JACOBSHAGEN, V., 1965).

Der Ölschieferbezirk Bächental liegt innerhalb der hangenden Teile der Mittleren Allgäu-Formation. Der Ablagerungsbereich der sapropelitischen Bächentaler Schichten lag in mangelhaft durchlüfteten und durch tektonische Verkippungen entstandenen Bekkenteilen. Das bauwürdige ca. 10 m mächtige Flöz (Mergelschiefer mit 6–13 % auf Algensubstanz rückführbaren Corg-Gehalt) wird von karbonatischen „scarp flow"-Breccien und 10–12 m mächtigen Mn-reichen Schiefern am Übergang zur Oberen Allgäu-Formation überlagert.

Kieselige „Tiefseesedimente" sind als dunkle Kieselschiefer des Dogger aus dem gesamten voralpinen Bereich als Chiemgauer Schichten und im Oxford als Ruhpoldiger Radiolarit (meist einige 10er-m mächtige Radiolarite und Tonschiefer) bekannt. Eine Sonderfazies der „Tiefseentwicklung" sind die Strubberg-Schichten am N-Rand des Tennengebirgs-Tirolikums mit Einlagerung der als „Mass-Flows" interpretierten Strubbergbreccie und Riesen-Hallstätter-Gleitschollen im Hangenden (HÖCK, V. & SCHLAGER, W., 1964; GAWLICK, H.J., 1996).

An die Mergel- und Tiefwasser-Radiolarit-Fazies sind in den gesamten Kalkalpen *Mn-Vererzungen* gebunden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

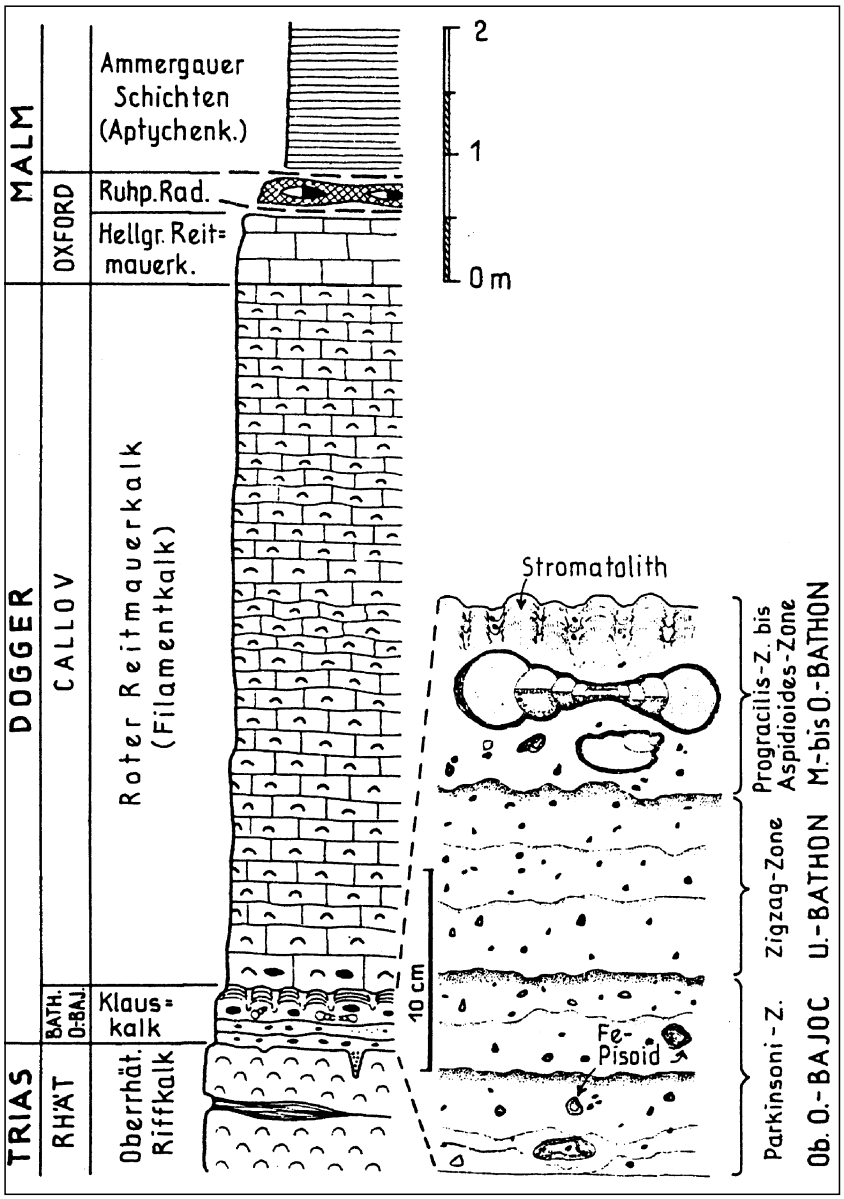


Abb. 175.
Die Klaus Schichten des Dogger in der Lunzer Decke bei Rodaun südwestlich von Wien.
Nach KRYSTYN, L. (1972), aus TOLLMANN, A. (1985).

(LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B., 1956; GERMANN, K. & WALDVOGEL, F., 1971; GÜNTHER, W. & TICHY, G., 1979b). Sie konzentrieren sich auf den Oberlias der Mittleren Allgäu Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen (Manganerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen) und die untermalmischen Strubberg-Schichten (Lammereck, Sattelberg, Vd. Strubberg am Nordrand des Tennengebirgs-Tirolikums; Manganerzbezirk östliche Kalkalpen) und den Grünbachgraben östlich des Untersberges. Örtlich errreichen die Mn-Schiefer einen Mn-Gehalt bis zu 30 % (CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B., 1962). Die Herkunft des Mn wird mit jurassischem Vulkanismus in Zusammenhang gebracht, wobei die Ca-Mn-Fe-Mg-Karbonate marin-sedimentär ausgefällt wurden, bzw. frühdiagenetisch kalzitische Organismenreste verdrängten (GERMANN, K., 1971–1973; BERAN, A. et al., 1983).

Ausdruck der starken Tektonik sind Breccien, die vor allem in der Beckenfazies weit verbreitet sind: Eisenspitzbreccie (Lechtaler Alpen), Oberseebreccie (Lunz), Strubbergbreccie (nördliches Tennengebirge), Rofan-Radiolarit-Breccie (TOLLMANN, A., 1976a).

Nach dem „Radiolarit-Event" im Oxford stellt sich im höheren Jura nach Hebung von Teilbereichen und Eingleiten juvavischer Schollen eine komplexe Schwellen-Becken Konfiguration ein (FENNINGER, A. & HOLZER, H.L., 1972): Riffe (Plassenkalke) – Riff-Flanke (Tressensteinkalke) – Untiefen mit Crinoidenkalken (Mühlbergkalk) – Tiefschwellen mit Cephalopodenkalken – pelagische Becken (Oberalmer-, Ammergauer = Aptychen Schichten) mit allodapischen Einschaltungen (Barmstein-Bänke). Die Flachwasserkarbonate und geschichteten pelagischen Kalke der Oberalmer- und Aptychen Schichten erreichen dabei Mächtigkeiten von ca. 1000 m (STEIGER, T., 1981, 1992).

3.4.7.1.3. Kreide, Tertiär

Die Aptychenkalk- und Mergelsedimentation überschreitet zunächst ohne Zäsur die Jura/Kreide-Grenze (Schrambach-, Neokom-Aptychenschichten). Danach treten die Kalke zu Gunsten der Mergel und sandiger Sedimente zurück. Im Barreme bringen tektonische Bewegungen (austroalpine Phase) im S-Teil der mittleren und östlichen Kalkalpen mit den Roßfeld Schichten flyschoide Gesteine (FAUPL, P. & TOLLMANN, A., 1979). Im Alb endet im S-Abschnitt der Kalkalpen die prä-Gosau-Sedimentation durch die weitere Überschiebungstektonik der Kalkalpen, während im nördlichen voralpinen Bereich die Sedimentation mit den in Abb. 176 dargestellten Schichtgliedern bis ins Turon anhält.

Diese vor-gosauischen Deckenbewegungen sind Ausdruck der Subduktion des südpenninischen Ozeans unter das Ostalpine Terrane. Das Roßfeldbecken wird dabei als Tiefenrinne in der Front des ostalpinen Akkretionskeiles interpretiert (Abb. 177; FAUPL, P. & TOLLMANN, A., 1979). Grauwackengesteine daraus haben teilweise vulkanogenes Mineralspektrum und Spurenelementchemismen, wie sie in Begleitung magmatischer Bögen über Subduktionszonen gebildet werden. Sie deuten auf einen magmatischen Bogen, wie er bislang aus den Ostalpen jedoch unbekannt ist (Abb. 96; NEUBAUER, F. & SCHWEIGL, J., 1996).

Die Situation in der Unterkreide in einem aktiven tektonischen Milieu dokumentiert sich auch in wechselnder Schwermineral- und Geröllführung. Kaersutit und Chromspinell der Roßfeld Schichten werden von einer südlich liegenden ozeanischen Suturzone (Hallstätter/Meliata-Sutur) bezogen. In höheren Anteilen treten zu den Turbiditen tiefmarine Debris Flows und weitere eingeglittene Hallstätter Deckschollen (DECKER, K. et al., 1987; POBER, E. & FAUPL, P., 1988; WAGREICH, M. et al., 1996).

Die bunten Fleckenmergel der bajuvarischen Tannheimer Schichten sind durch eine Schwermineralführung bestehend aus Chromit, Zirkon und Apatit gekennzeichnet (WOLETZ, G., 1967), während die Losensteiner Schichten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

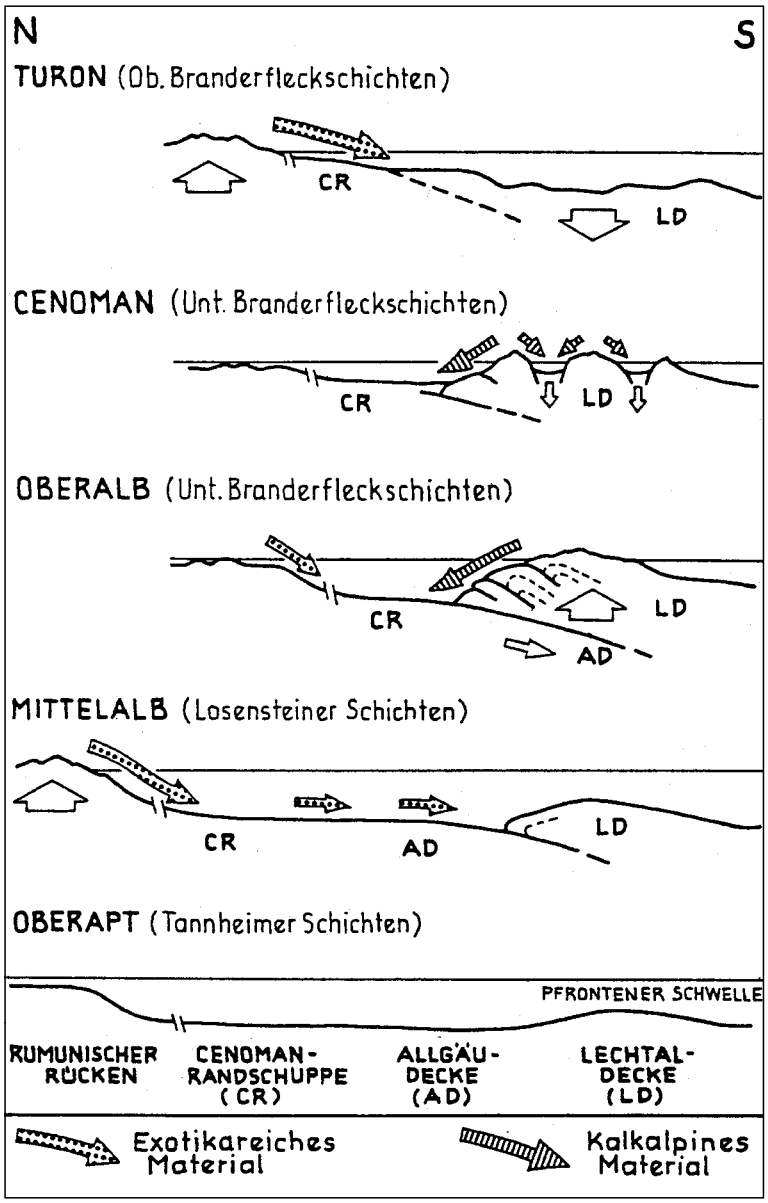


Abb. 176.
Sedimentation und progradierende kalkalpine Decken in der Mittelkreide des Bajuvarikums.
Nach FAUPL, P. (1984).

mit exotischen Geröllen (div. saure bis basische Vulkanite) durch ein Schwermineralspektrum mit Zirkon, Apatit und Turmalin gekennzeichnet sind (TOLLMANN, A., 1965a; MÖLLER, K., 1973; DECKER. K. et al., 1987). An der Stirn der Lechtal-Decke greifen die Losensteiner Schichten teilweise diskordant bis in die Obertrias hinab. Im Allgäu werden geröllreiche Losensteiner Schichten mitunter auch als Branderfleck-Schichten bezeichnet.

Die Gosau-Schichten (oberes Turon bis Eozän) reflektieren die tektonischen Bewegungen auf den nördlichen Teilen des Ostalpins nach den durch die schräge Subduktion des Penninischen Ozeans unter das Ostalpin hervorgerufenen vor-gosauischen Deckenstapelungen (WAGREICH, M. & FAUPL, P., 1994a,b). Lage und Stratigraphie der Gosaubecken ist aus Abb. 178, 179 ersichtlich.

In der tieferen Gosau werden zunächst in kleinen Pull-apart-Becken Flachwassersedimente abgelagert. Die untere Gosau ist nach einer Emersionsphase durch terrestrische bis flachmarine Schichtfolgen mit Sedimenteintrag vom N wie auch S gekennzeichnet. Im frühen Santon wird bei einem Meeresspiegel-Hochstand der Gesamtbereich des Ostalpins von einer Flachsee bedeckt. Nach einer kurzen Deformationsphase mit nachfolgender Erosion bilden sich bei einer von NW nach SE fortschreitenden Subsidenz turbiditische Tiefseeablagerungen. Die Oberen Gosau-Schichten deuten auf großregionale Absenkung und Kippung gegen NW. Dies ist eine Folge subkrustaler Erosion ostalpiner Gesteine bei der Subduktion des Penninikums unter das Ostalpin (Abb. 97; WAGREICH, M. & FAUPL, P., 1994a,b). Lokal reicht die Sedimentation der Tiefwassergosau bis in das Eozän (vgl. Abb. 180; WAGREICH, M. & FAUPL, P., 1994a,b).

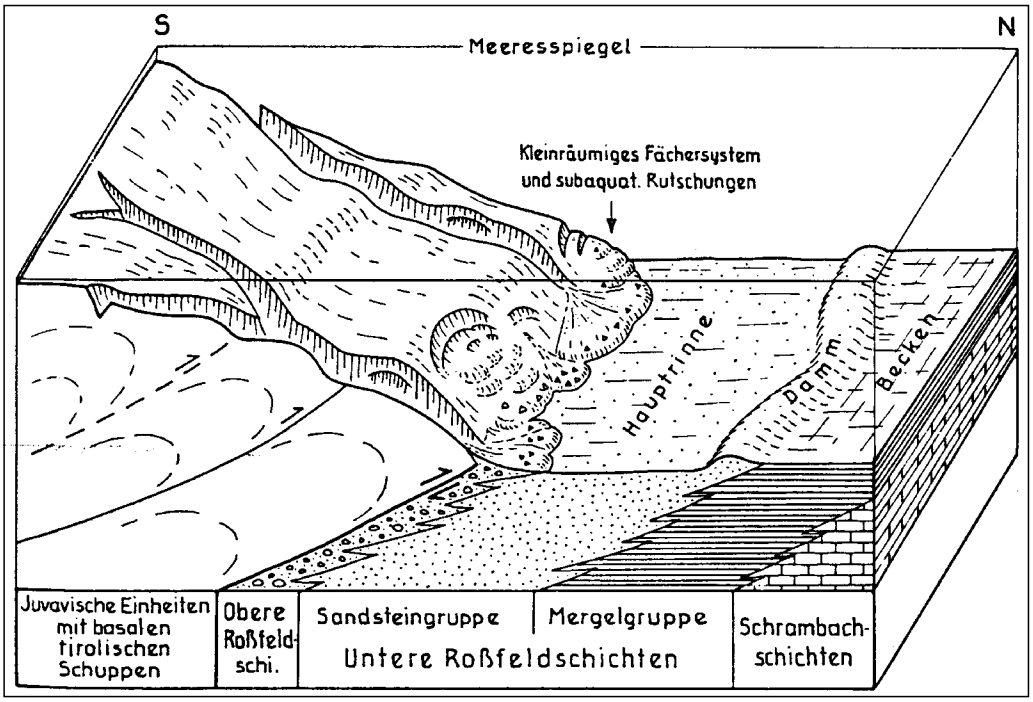


Abb. 177.
Die Roßfeld-Schichten als Bildungen einer Tiefenrinne an einem tektonisch aktiven Kontinentalrand.
Nach FAUPL, P. et al. (1979), aus TOLLMANN, A. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

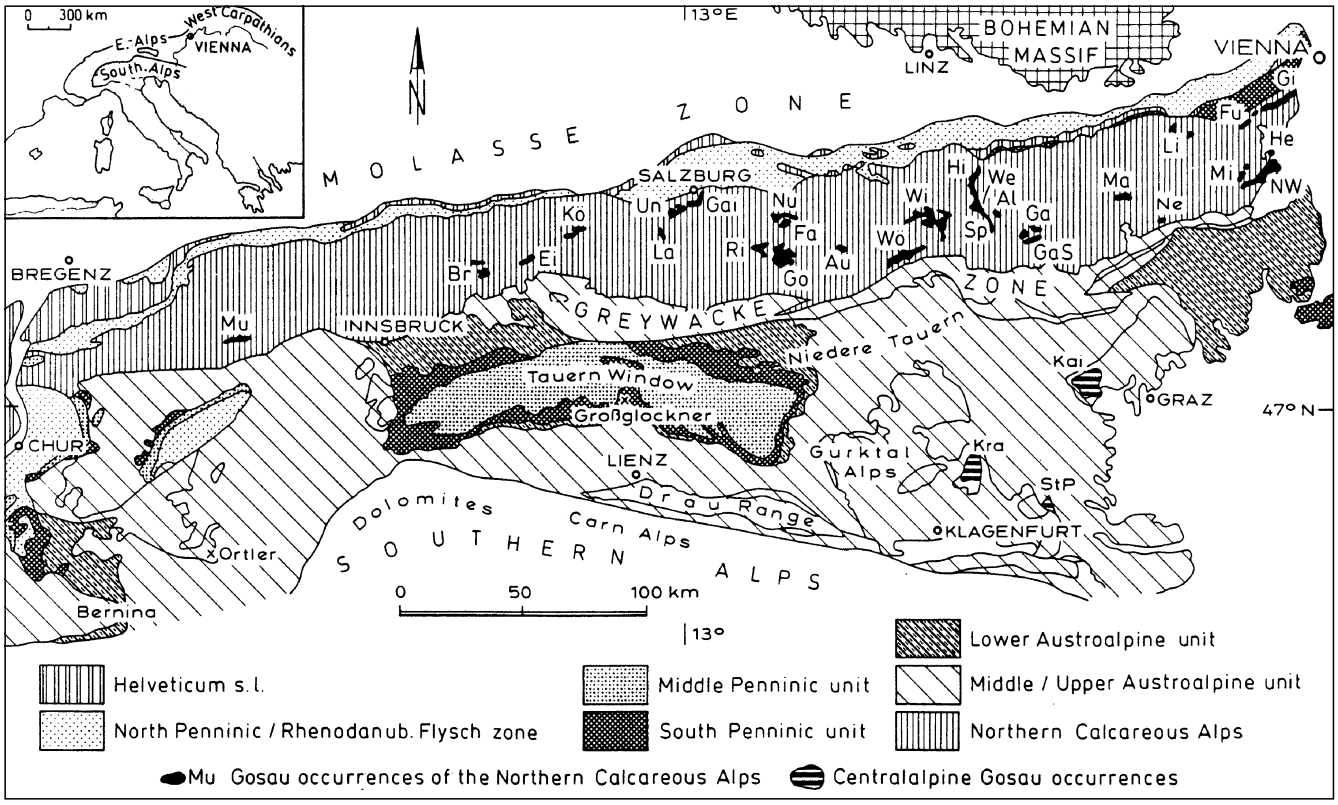


Abb. 178.
Verbreitung der Gosaubecken in den Kalkalpen, über dem Grazer Paläozoikum und der Gurktaler Decke.
Br = Brandenberg; Ei = Eiberg; Fa = Fahrenberg; Fu = Furth; Ga = Gams; Gai = Gaisberg; GaS = Gams Süd; Gi = Gießhübl; Go = Gosau; He = Hernstein; Hi = Hieselberg; Kai = Kainach; Kö = Kössen; Kra = Krappfeld; La = Lattengebirge; Li = Lilienfeld; Ma = Mariazell; Mi = Miesenbach; Mu = Muttekopf; Ne = Neuberg/Mürz; Nu = Nußensee; NW = Neue Welt; Ri = Rigaus; Sp = Spitzenbach; StP = St. Paul; Un = Untersberg; We = Weißwasser; Wi = Windischgarsten; Wö = Wörschach.
Aus WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994b).

An zahlreichen Lokalitäten treten an der unmittelbaren Basis der Gosau-Schichten in Depressionen über dem verkarsteten kalkalpinen Untergrund zusammengeschwemmte lateritisch-bauxitische Ablagerungen auf (Bauxitbezirk Nördliche Kalkalpen). Das Liefergebiet für diese Resedimente waren nicht nur kalkalpine Karbonatgesteine, sondern auch Haselgebirge, Siliziklastika und ? obduzierte penninische (basische bis ultrabasische) Gesteine, die während der prä-gosauischen Festlandsperiode der Verwitterung ausgesetzt waren. Nach der sedimentären Anreicherung war für die „Reifung" des Bauxites eine spezielle Chemofazies notwendig (LEISS, O., 1989).

An die tiefere Flachwassergosau sind verschiedentlich *Glanzbraunkohlen* gebunden. Am bedeutendsten ist der Glanzbraunkohlenbezirk Grünbach (Neue Welt). Hier wird die gröberklastische Kohlenserie (mit zwei bis vier Flözzonen) in Abhängigkeit von ihrer Position im Becken zwischen 250 und 900 m mächtig. Sie überlagert Bauxite, Konglomerate und fossilführende marin/brakkische Flachwassersedimente. In mehreren Gosaubecken finden sich in klastischen basisnahen Sedimenten mitunter ehemalige Drifthölzer, die im Faulschlamm-Milieu durch Bitumen zu *Gagat* imprägniert wurden. Diese geringmächtigen Lagen und Linsen wurden vielerorts als Schmuckstein abgebaut (Gagatbezirk Kalkalpine Gosau).

Die jüngsten Sedimentbildungen auf den Plateauflächen der Kalkalpen sind in Karsthohlformen erhaltene fluviatile Sedimente mit Quarz-und Kristallinkomponenten. Diese werden als Sedimente einer ehemaligen Landoberfläche (Augensteinlandschaft) des hohen Oligozäns bis tiefen Miozäns angesehen (TOLLMANN, A., 1986). Im Zusammenhang mit der ab dem ältesten Miozän erfolgenden Heraushebung der Kalkalpen und ihrer Aufgliederung in einzelne Gebirgsstöcke im Pliozän ist auch der Karst-„Eisenerz"bezirk Nördliche Kalkalpen zu sehen.

3.4.7.1.4. Tektonischer Bau

Die Kalkalpen sind durch eine vorgosauische, nach NW gerichtete großräumige Deckenstapelung und bis ins Miozän nachfolgende, kleinere, N-vergente Überschiebungen, die mit intensiver Bruchtektonik verbunden sind, geprägt. Abb. 180 zeigt die räumliche Verbreitung, Abb. 182, 183, 184 die Lagerungsbeziehungen der in weitere Teildecken untergliederten Großdeckensysteme. Generell findet sich von N nach S (tektonisch Liegend zum Hangenden) folgende Anordnung der Deckeneinheiten: Bajuvarischer, Tirolischer, Tief- und Hochjuvavischer Dekkenkomplex (vgl. auch Abb. 172; TOLLMANN, A., 1976a; DECKER, K. et al., 1994; LINZER, H.G. et al., 1995).

Für die Strukturprägung waren folgende Ereignisse maßgebend:

① Eingleiten hoch- und tiefjuvavischer Elemente (Hallstätter Zonen) im tiefen Malm (PLÖCHINGER, B., 1974, 1976, 1984; MANDL, G., 1982; LEIN, R., 1984, 1985, 1987b).

② NW-gerichtete Deckenstapelung schräg zum orogenen Vorland in einem dextral transpressiven System. Die Ablösung der Decken erfolgte an drei Abscherhorizonten, die infolge unterschiedlicher Kompetenz an Faziesübergängen ausgebildet sind. Abb. 181 zeigt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

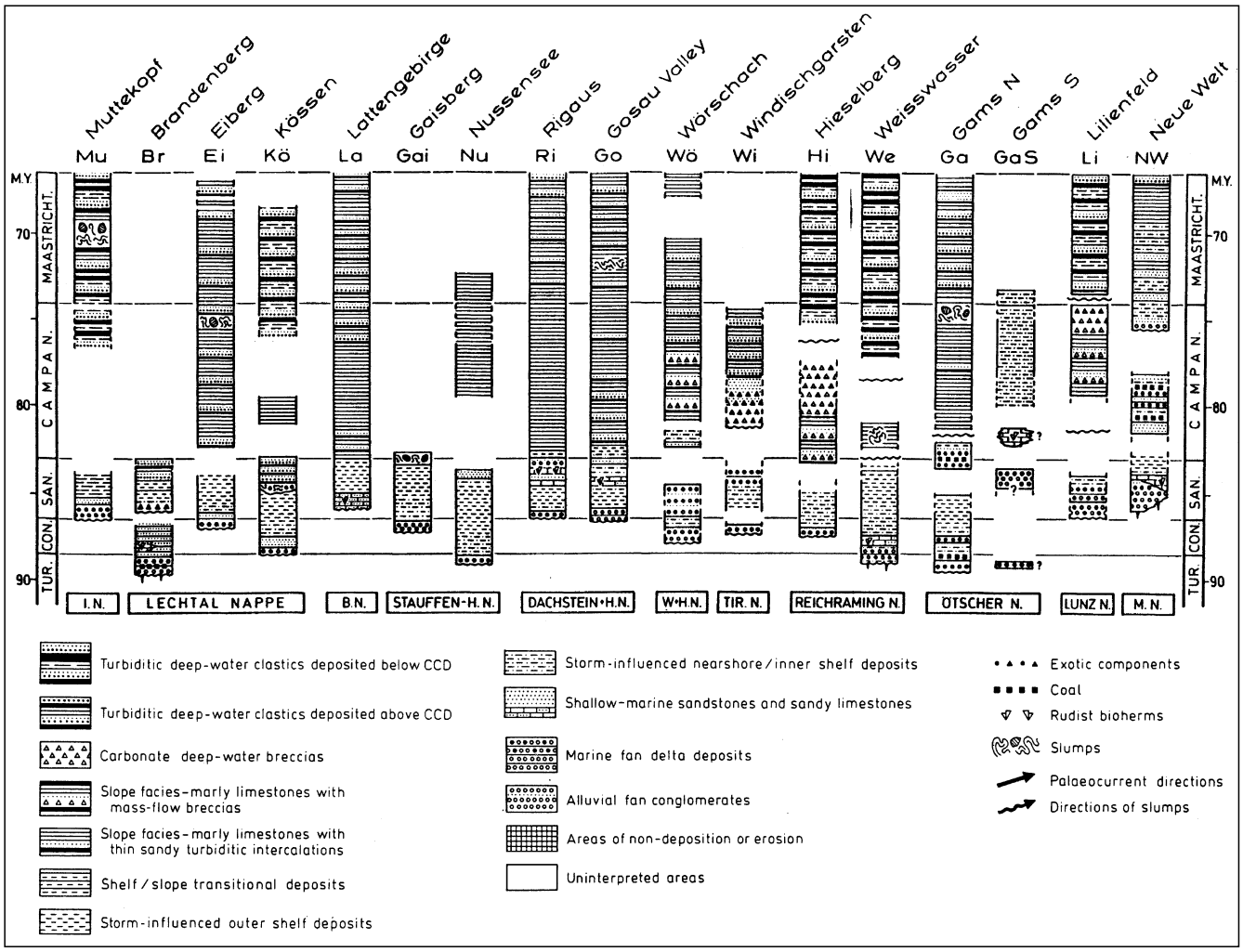


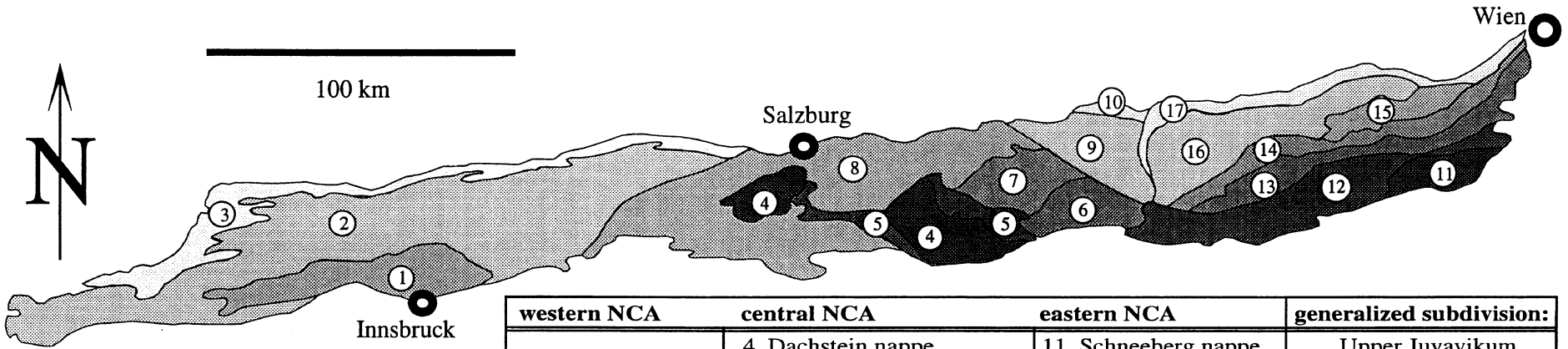
Abb. 179.
Schichtentwicklungen in wichtigen Gosaubecken der Kalkalpen.
Aus WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994b).
Nachstehende Vorkommen setzten sich folgend bis ins Alttertiär fort:
Paleozän: Tiefwassersedimente unter der CCD (Karbonatkompensationstiefe): Muttekopf, Weißwasser, Lilienfeld, Gießhübl; Tiefwassersedimente über der CCD: Kössen, Neue Welt.
Eozän: Tiefwassersedimente über der CCD: Lattengebirge, Gosau, Gams; Slope-Fazies: Wörschach.

die tektonischen Ablösungsflächen am Top der Werfener Schichten, im Niveau des Karns und jurassischer Mergel, sowie die dadurch enstehenden „ramp-flat"-Geometrien (LINZER, H.G. et al., 1995).
Das spät-unterkretazische Alter der Überschiebungstektonik ist aus radiometrischen Datierungen an Überschiebungsbahnen und synorogenen Unterkreidesedimenten (Roßfeld-, Losensteiner und Branderfleck-Schichten) abzuleiten (KRALIK, M. et al., 1987; FAUPL, P. & TOLLMANN, A., 1979; DECKER, K. et al., 1987).

③ Der Deckenbau wird durch die Gosau-Schichten, die teilweise auch schon syntektonisch zu Überschiebungen und dextralen Seitenverschiebungen abgelagert wurden, plombiert (WAGREICH, M., 1991). Die bei der Krustenstapelung kulissenartig angeordneten Falten- und Decken werden durch WNW-streichende dextrale Blattverschiebungen seitlich versetzt. Dadurch werden die Kalkalpen in große rhombische Blöcke zerlegt, die gleichzeitig die Großfaziesbereiche versetzen (Abb. 185). Die festgestellten Rotationen innerhalb der Kalkalpen ⩾30° (MAURITSCH, H. & FRISCH, W., 1978) stehen ebenfalls mit diesen dextralen Transfer-Störungen im Zusammenhang (LINZER, H.G. et al., 1995).
Große dextrale Blattverschiebungen waren dabei die Telfs-Störung (7,5 km), Lammertal-Störung (30 km), Wolfgangsee-Störung (10–15 km), Windischgarstener Störung, Hochwart-Störung (10 km). Die in Klammer angegebenen Werte beziehen sich auf in der Literatur beschriebene Verschiebungsweiten. Glimmeralter aus der Lammertal-Störung datieren diese Bewegungen zwischen 96 und 104 Ma (KRALIK, M. et al., 1987).

④ Sinistrale Verschiebungen im Miozän in Verbindung mit der E-gerichteten Escape-Tektonik der zentralen Ostalpen (vgl. Abb. 100).
Die E-gerichteten Escape-Bewegungen der Kalkalpen erfolgen an sinistralen NE–ENE-streichenden Blattverschiebungen und NE-vergenten Überschiebungen im km-Bereich in den Blöcken zwischen den Blattverschiebungen (DECKER, K. et al., 1994).
Große sinistrale Blattverschiebungssysteme (Seitenversatz): SEMP (Salzachtal–Ennstal–Mariazell–Puchberg-)Linie (400 km Länge; Versatz W: 70 km, E: 20 km; Königsee–Lammertal–Traunsee-Störung (S: 10–15 km; N: 5–7 km); Weyrer Störung (1,5 km); Göstlinger Blattverschiebung (Mitte 4 km; N: 1,5 km); Pyhrn-Störung (30 km).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



western NCA	central NCA	eastern NCA	generalized subdivision:
	4 Dachstein nappe	11 Schneeberg nappe	Upper Juvavikum
	5 Hallstatt nappe	12 Mürzalpen nappe	Lower Juvavikum
	6 Warscheneck nappe	13 Göll nappe	Tirolikum
	7 Totengebirge nappe	14 Unterberg nappe	Tirolikum
1 Inntal nappe	8 Staufen/Höllengeb. nappe	15 Reisalpen nappe	Tirolikum
2 Lechtal nappe	9 Reichraming nappe	16 Lunz nappe	Upper Bajuvarikum
3 Allgäu nappe	10 Ternberg nappe	17 Frankenfels nappe	Lower Bajuvarikum

Abb. 180. ▲△▲
Deckensysteme der Kalkalpen.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

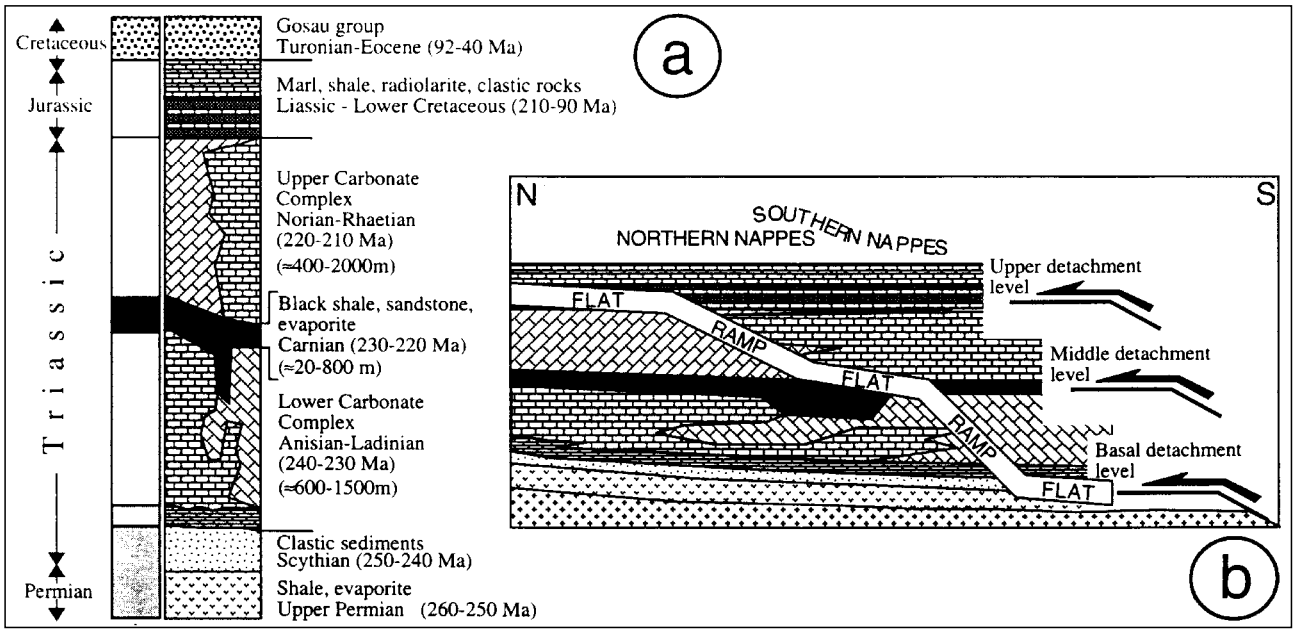


Abb. 181. ►▷►
a) Generalisierte Schichtsäule der Kalkalpen.
b) „Ramp-flat"-Geometrie: die tektonisch tieferen und nördlicheren Decken wurden in höheren stratigraphischen Niveaus abgeschert als die tektonisch höheren und südlicheren Bereichen entstammenden Decken.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

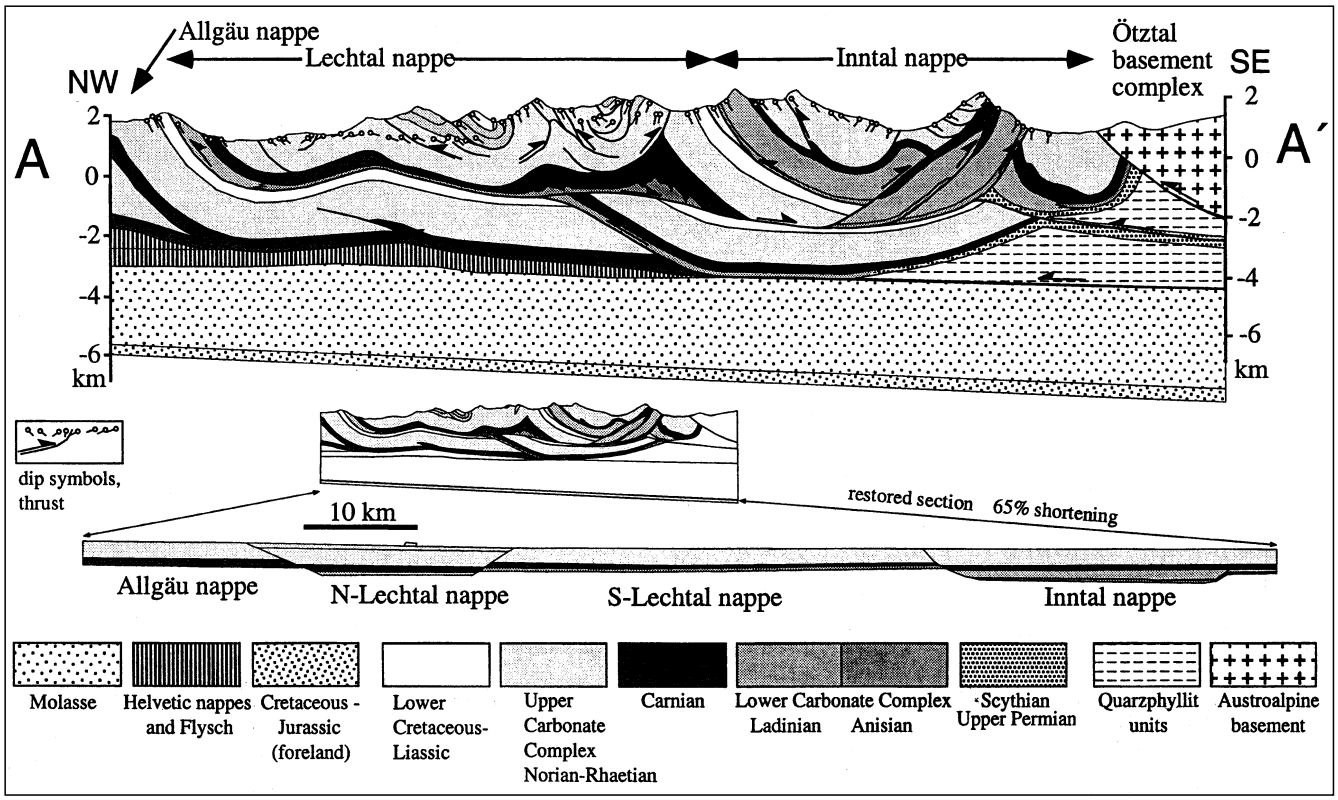


Abb. 182.
Balanciertes Profil durch die westlichen Kalkalpen.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

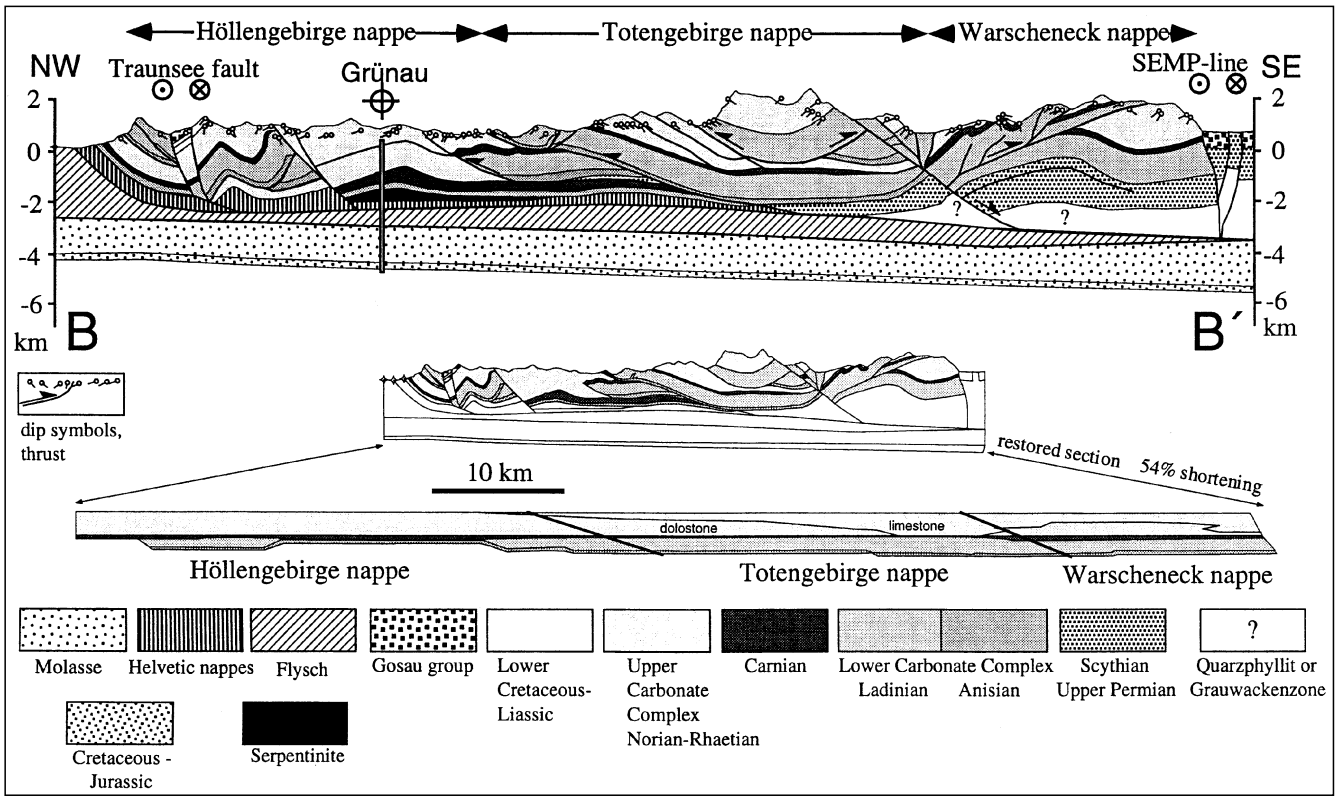


Abb. 183.
Balanciertes Profil durch die mittleren Kalkalpen.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

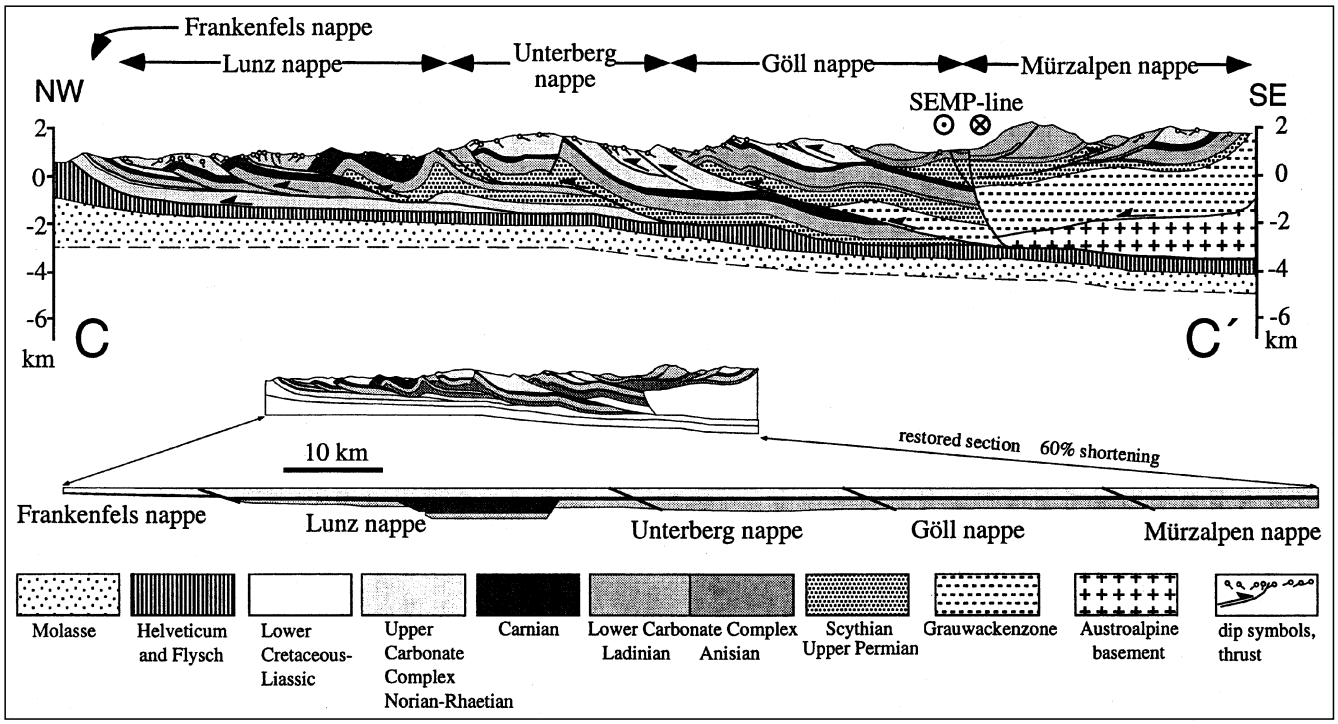


Abb. 184.
Balanciertes Profil durch die östlichen Kalkalpen.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

In den östlichen Kalkalpen zeichnen sich die Bereiche westlich der Weyrer Bögen durch N–S-gerichtete Konvergenz mit transpressiven Blattverschiebungen/Überschiebungen und östlich der Weyrer Bögen durch E–W-Divergenz mit divergierenden NNE-streichenden Blattverschiebungen und großen Abschiebungen aus. Ursache dafür ist die Nähe zum pannonischen Raum (RATSCHBACHER, L. et al., 1991b) und die Indentation des Bösenstein-Kristallins (DECKER, K. et al., 1994).

Das miozäne Alter dieser Tektonik kann im zentralen Teil, wo die SEMP-Linie während der Dekompression und Abkühlung des Tauern-Penninikums bei metamorphen Bedingungen agierte, durch Abkühlalter zwischen 25 und 13 Ma (BLANCKENBURG, F. et al., 1989) und für den Osten durch Sedimente in Pull-apart-Becken (z.B. das Wiener Becken) angegeben werden (ROYDEN, L.H., 1985).

LINZER, H.-G. et al. (1995) geben als Richtwert für die Krustenverkürzung innerhalb der Kalkalpen 54–65 % an. Die miozäne Extension der östlichen Kalkalpen kann mit ca. 5 % angegeben werden (DECKER, K. et al., 1994).

Detailbeschreibungen und Kartenskizzen zur miozänen Bruchtektonik finden sich bei: DECKER, K. & JARNIK, M. (1992); DECKER, K. et al. (1993); DECKER, K. et al. (1994); LINZER, H.G. et al. (1995); PERESSON, H. (1992); PERESSON, H. et al. (1993); PERESSON, H. & DECKER, K. (1996a,b).

Geothermische Rekonstruktionen zeigen für die Kalkalpen Bedingungen des Diagenesestadiums und gegen den S-Rand und im südlichsten Tiefjuvavikum (Lammermasse) höhergradige Metamorphosebedingungen (HEJL, E. & GRUNDMANN, G., 1989; SACHSENHOFER, R.F., 1992; KRALIK, M. et al., 1987; GAWLICK, H.J. et al., 1994). GAWLICK, H.J. et al. (1994) zeigen, daß diese Metamorphose älter als das oberjurassische bis unterkretazische Eingleiten des Juvavikums ist und eventuell mit tektonischer Versenkung in einem Akkretionskeil in Verbindung mit der Schließung des Vardar-Meliata-Hallstatt-Ozeans sein kann. Jüngst wurde nun im Bereich der Pailwand (westlich Abtenau) auch eine hp-Mitteltemperatur-Metamorphose in eingeglittenen Hallstätterkalken nachgewiesen, die in frühoberjurassischen Tiefseesedimenten einsedimentiert sind (GAWLICK, H.J. & HÖPFER, N., 1996).

3.4.7.2. Drauzug (Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen, Nordkarawanken)

Unter dem Begriff des Drauzuges werden geographisch die Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und der Karawanken-Nordstamm vereint. Tektonisch stellt er ein E–W-streichendes selbständiges Element des Oberostalpins dar. Im W beginnt er östlich der Drauquelle etwa an der italienisch/österreichischen Grenze. Über Osttirol, die Gailtaler Alpen und Südkärnten setzt er sich bis zum Bachern-Gebirge in Slowenien fort. Im S ist er durch das Periadriatsche Lineament gegen die Südalpen und im N durch zahlreiche ENE–WSW- und NW–SE-streichende Störungssysteme (Drau-, Isel-, Möll-, Gegendtalstörung) gegen das ostalpine Altkristallin südlich des Tauernfensters begrenzt (Abb. 187, 188). Die Anlage dieser Störungssysteme ist im Zusammenhang mit der ostalpinen Escape-Tektonik zu sehen, wobei die Rücknahme dextraler Seitenverschiebungen entlang des Periadriatischen Lineaments für das Tertiär in einer Größenordnung von 120–150 km erforderlich ist (KAZMER, M. & KOVÁCS, S., 1985; LAUBSCHER, H., 1991; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995; SPRENGER, W.L., 1996).

Der Drauzug stellt eine viel diskutierte Zone der Ostalpen dar. TOLLMANN, A. (1977a) gliedert ihn aufgrund fazieller Anklänge des Permomesozoikums mit den Kalkalpen dem Oberostalpin an und betrachtet diese Zone als die Wurzelzone des oberostalpinen Deckenkomplexes. Dem stehen Modelle gegenüber, bei denen der Drauzug als Terrane durch Lateralbewegungen in seine heutige Position gebracht wurde (z.B. BECHSTÄDT, T., 1978; FRANK, W., 1987; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995). Der Drauzug setzt sich aus folgenden geologischen Elementen zusammen:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

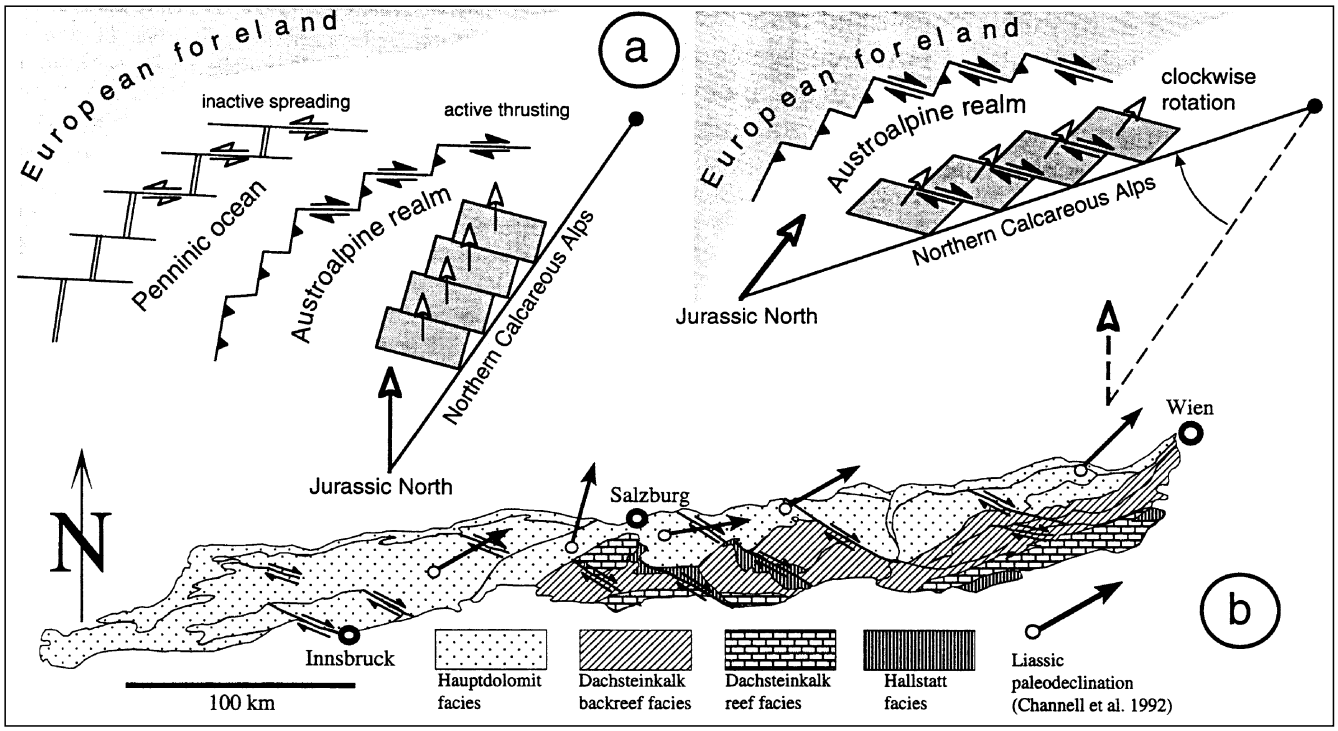
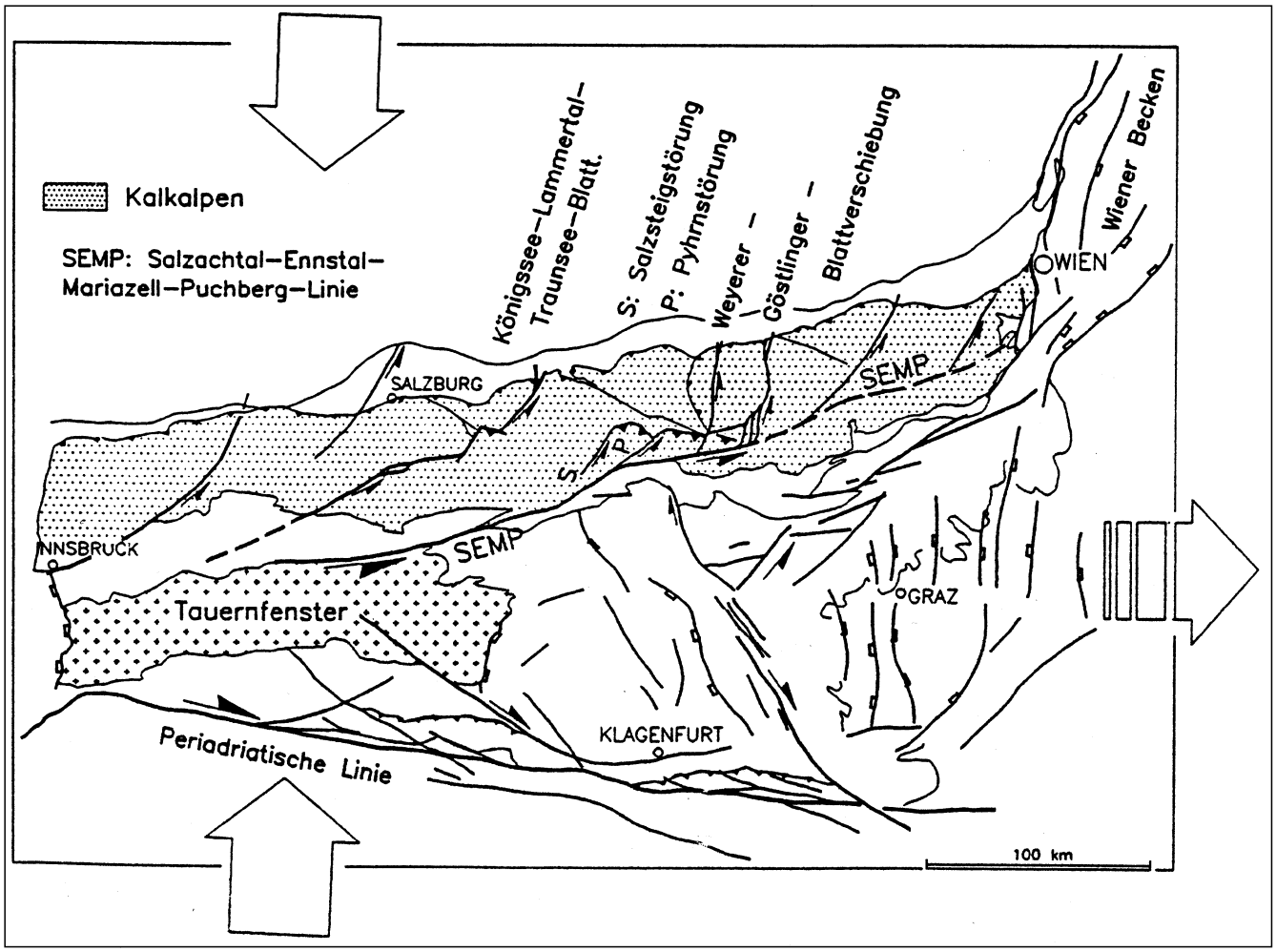


Abb. 185. ▲△▲
a) Geometrisches Modell zur Bildung wichtiger Strukturelemente in den Kalkalpen.
b) Die Zerlegung der Kalkalpen in Blöcke bedingt durch die schräge Konvergenz wird teilweise durch die Versetzung der Großfaziesbereiche nachgezeichnet.
Nach LINZER, H.-G. et al. (1995).

Abb. 186. ▼▽▼
Tertiäre Störungssysteme im Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen.
Nach DECKER, K. et al. (1994).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

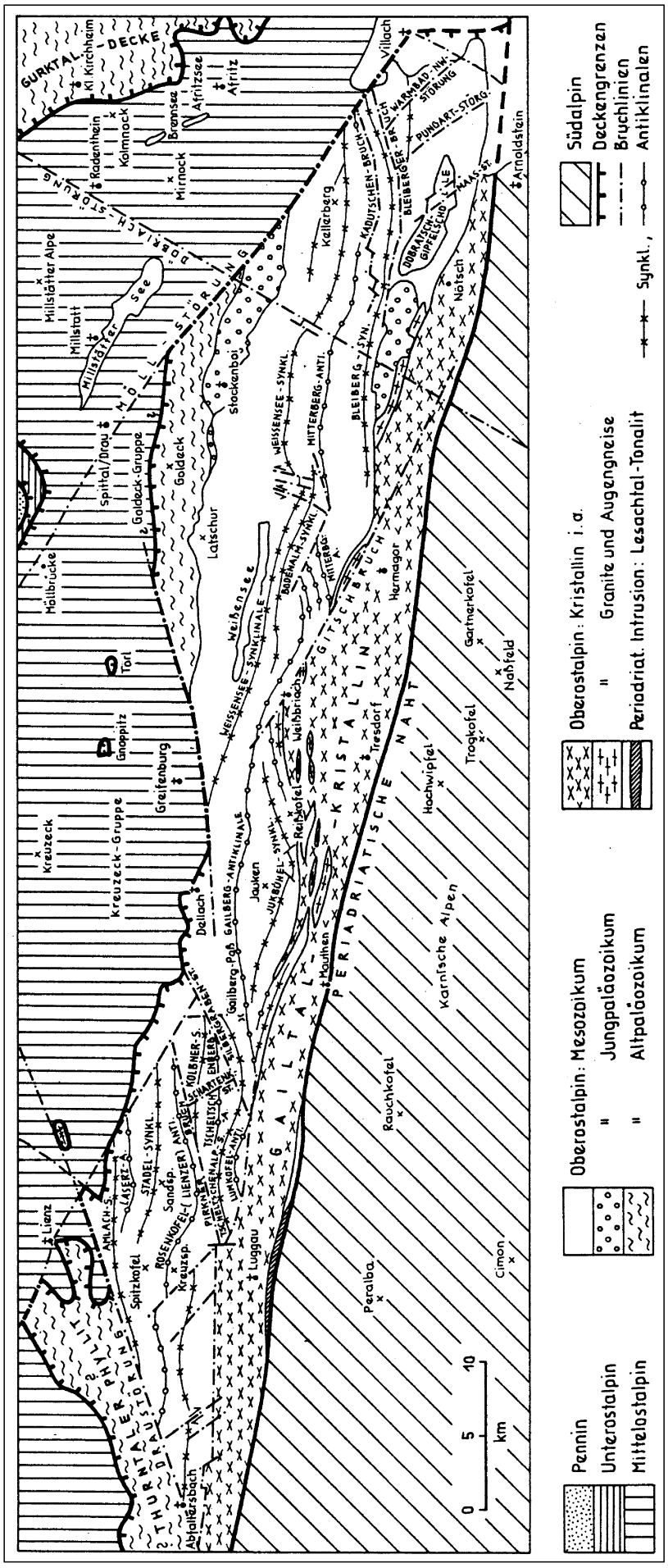


Abb. 187.
Tektonische Skizze des westlichen Drauzuges.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

- ○ Basiskristallin und Paläozoikum des Drauzuges (Gailtal-Kristallin/Paläozoikum; Eisenkappler Kristallin und Paläozoikum)
- ○ Karbon von Nötsch
- ○ Permomesozoikum.

Zusammenfassende Darstellungen

TOLLMANN, A. (1977); BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980a).

3.4.7.2.1. Basiskristallin und Paläozoikum des Drauzuges

Die prä-alpidische Basis des Drauzuges ist vom Permomesozoikum meist durch Störungen (Drauzug-Süd- und Nordrandstörung) abgetrennt. An einigen Stellen sind über post-variszischen Klastika jedoch sedimentäre Kontakte erhalten geblieben.

Gailtal-Kristallin/Paläozoikum

An der Basis der Gailtaler Alpen (Abb. 187) werden in der prä-alpidischen Basis vier lithologisch und metamorph unterschiedlich ausgebildete Einheiten abgetrennt (Abb. 112, 113; SCHULZ, B. et al., 1993):

a) Granatglimmerschiefer-Oligoklasblastengneis-Zone
b) Phyllonitzone
c) Staurolith-Granatglimmerschiefer-Zone
d) Gailtal-Paläozoikum.

Die Zonen (a–c) setzen sich überwiegend aus monotonen siliziklastischen Serien paläozoischen oder proterozoischen Alters mit geringmächtigen Einschaltungen magmatischer Gesteine (Metabasalte, Augengneise) zusammen. Lithologisch erinnern diese Zonen an den AMU- und MPU-Komplex des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters (SCHULZ, B. et al., 1993). Erwähnenswert ist auch der Granitzug (Granite, Diorite, Augengneise) von Nötsch mit seinen Begleitgesteinen (meist Bänderamphiboliten [EXNER, C., 1976], vgl. auch Kap. 4.).

In der östlichsten Zone (d) treten im diaphthoritisch ausgebildeten Kristallin ([Quarz-]Glimmerschiefer-) Einschaltungen von Grünschiefern, Amphiboliten, Bänderquarziten, Graphitschiefern und Marmoren mit lokal post-kinematisch gesproßtem Granat und Staurolith auf. HEINISCH, H. (1987) vermutet für diese Abfolgen ein ordovizisch bis devonisches Alter, das durch silurische Conodontenfunde im E eine wesentliche Stütze erfährt (SCHÖNLAUB, H.P., 1979).

Der prä-alpidische Anteil der Gailtaler Alpen ist ein mehrfach defor-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

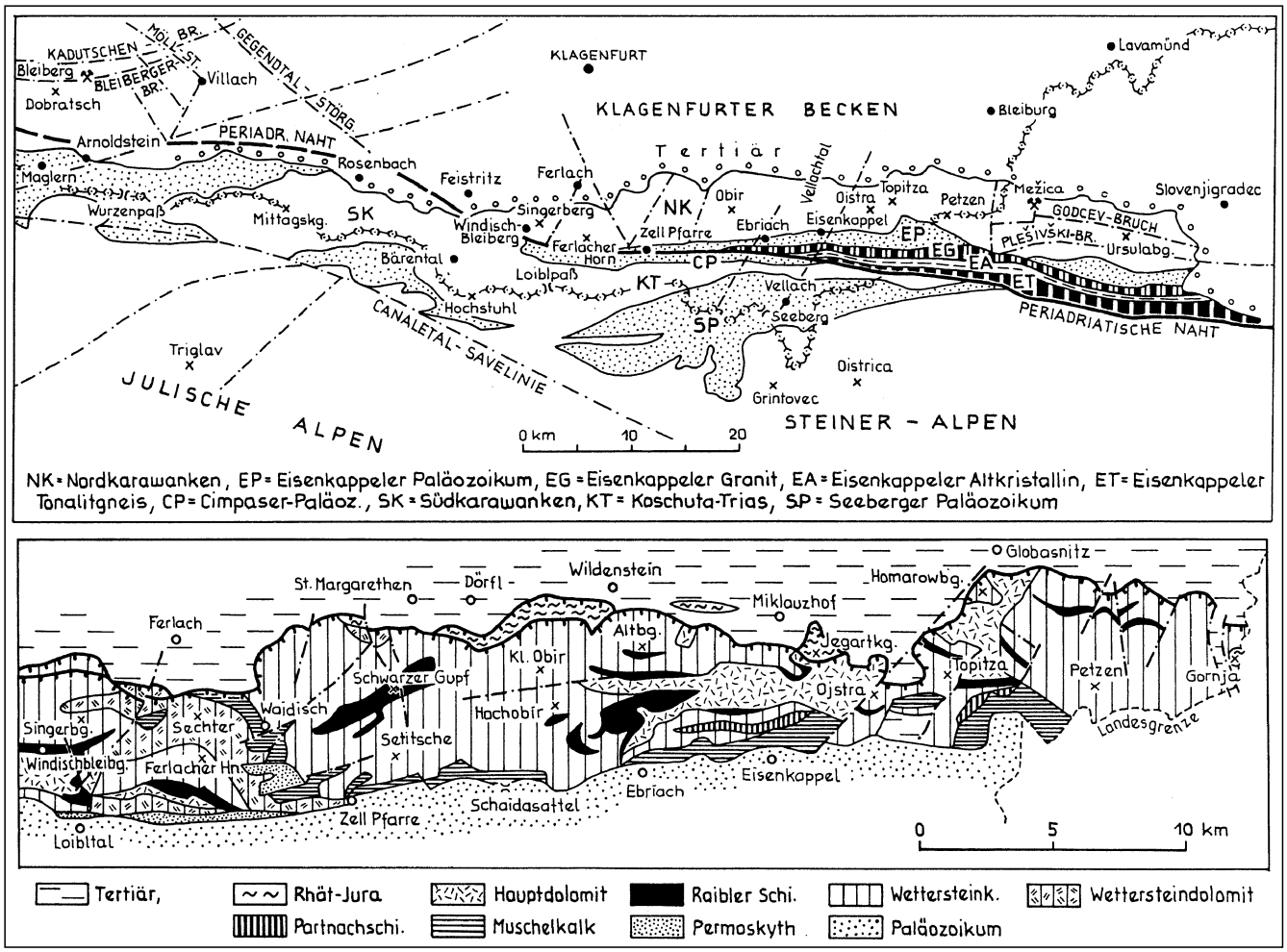


Abb. 188.
a) Tektonische Skizze des östlichen Drauzuges und der Eisenkappler Aufbruchszone im Bereich des Periadriatischen Lineaments. Aus TOLLMANN, A. (1975a).
b) Vereinfachte geologische Karte des Permomesozoikums in den Nordkarawanken. Aus TOLLMANN, A. (1977a).

mierter polymetamorpher Komplex, in dem mindestens zwei prä-alpidische und zwei alpidische metamorph/deformative Ereignisse dokumentiert sind. Die prä-alpidischen Ereignisse sind aufgrund der starken alpidischen Spröddeformation nur schlecht zu erkennen.

Prä-alpidisch ist eine von W nach E von der Amphibolit- bis zur Grünschieferfazies abnehmende Metamorphosezonierung erkennbar. Damit verbunden ist eine penetrative Schieferung und Anlage enger Isoklinalfalten. Darauf folgt eine zweite, grünschieferfazielle Metamorphose bei der die Phyllonite (Zone b) in einer duktilen Überschiebungsbahn oder Scherzone gebildet wurden (Argumente für ein variszisches Phyllonitalter werden bei SCHULZ, B. et al., 1993) diskutiert.

Alpidischen Alters ist eine niedrigstgradige metamorphe Überprägung, die an der S-Grenze des Gailtal-Kristallins durch die auflagernden post-variszischen Sedimente nachgewiesen ist (NIEDERMAYR, G. et al., 1984; RANTITSCH, G., 1995, 1996; LEIN, R. et al., 1997). Oligozäne Tonalite zeigen noch eine duktile Deformation. Die tektonometamorphe Geschichte endet mit einer vierphasigen, spröden Defomation, die teilweise unter niedrigstgradigen Bedingungen stattfindet und mit den dextralen Bewegungen entlang des Periadriatischen Lineaments in Zusammenhang steht (vgl. Kap. 4.).

Am W-Ende des Gailtal-Kristallins (Zone a) finden sich gangförmige fahlerzführende *Stibnit*-Vererzungen bei Abfaltersbach und Obertilliach sowie *Arsenopyrit*-Vererzungen (Rabland, Räderzeche, letztere Au-führend). Im E sind die Erzmineralisationen vor allem an das phyllitisch ausgebildete Gailtal-Paläozoikum um Hermagor gebunden. Dazu zählen Kleinvorkommen von linsenförmigen *Fe-Vererzungen* (Eisenkarbonate, Pyrit, Limonit), lagerförmige *Pb-Zn-Cu-Mineralisationen, polymetallische Gangvererzungen* und imprägnationsartige *Hg- und Au-führende Arsenopyrit*-Vererzungen.

Eisenkappler Kristallin/Paläozoikum

Dem unmittelbaren nördlichen Nahbereich des Periadriatischen Lineaments gehört in den Ostkarawanken auch das polymetamorphe Eisenkappler Altkristallin an, das als E–W-streichende tektonische Lamelle zwischen dem jungpaläozoischen Granitzug von Eisenkappel im N und dem oligozänen Eisenkappler Tonalit im S auftritt (Abb. 188, 189; EXNER, C., 1972). Es besteht aus Plagioklas-Paragneisen und (Graphit-)Quarziten mit spärlichen Einschaltungen von Amphiboliten und Ortho-Mikroklingneisen. Postkristallin wurde phyllitischer Gesteinshabitus und ein teilweise ebenfalls deformierter Mineralneubestand (Hellglimmer, Epidot, Chlorit) angelegt. Örtlich bestehen thermische Kontakte zu beiden Generationen der o.g. magmatischen Gesteine, die zur Gruppe der Periadriatischen Intrusivgesteine gehören (vgl. Kap. 3.). Zu den Graniten liegen sie in Form von Migmatiten, Hornfel-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

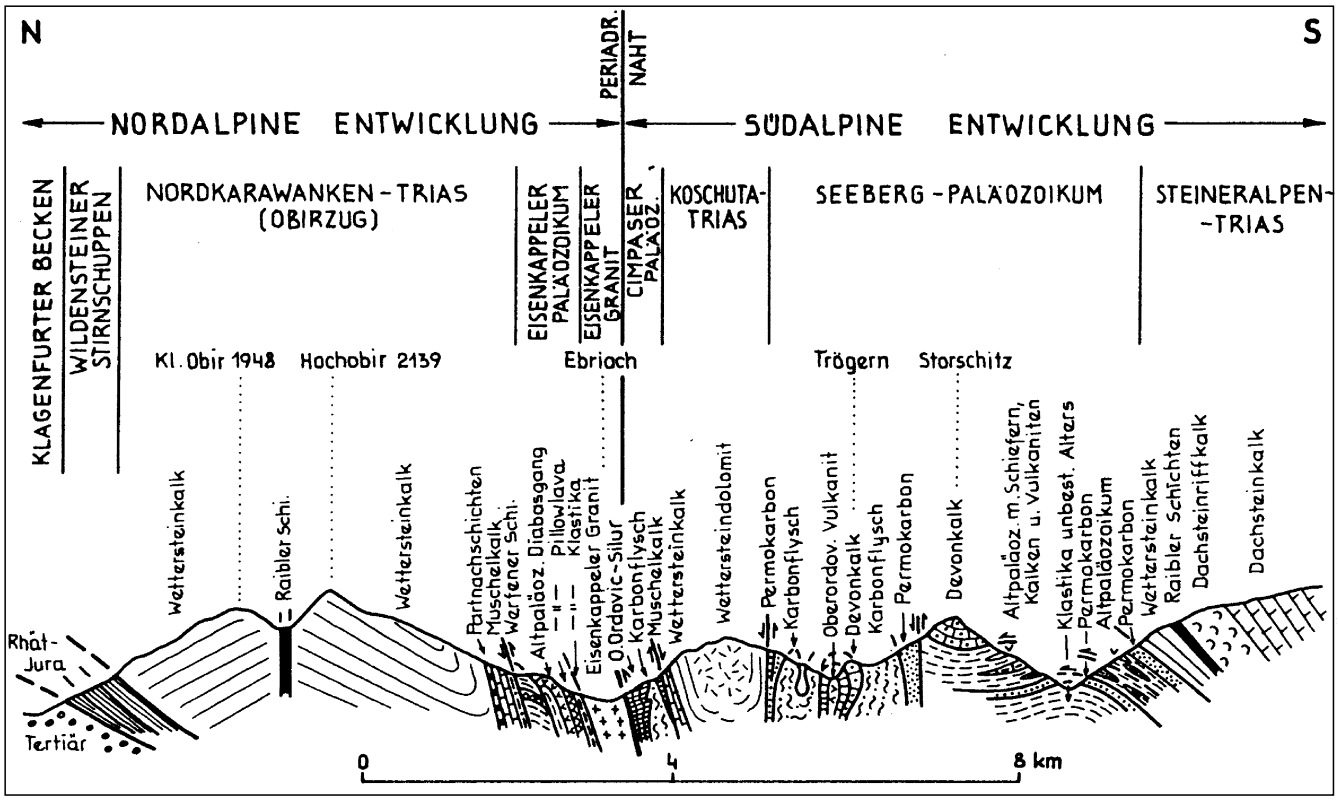


Abb. 189.
Querprofil durch die Nord- und Südkarawanken im Meridian des Hochobir mit Position des Eisenkappler Granits und Tonalits.
Das Eisenkappler Altkristallin schaltet sich weiter östlich als schmale tektonische Lamelle zwischen den beiden Generationen der Periadriatischen Intrusivgesteine ein.
Aus TOLLMANN, A. (1977a).

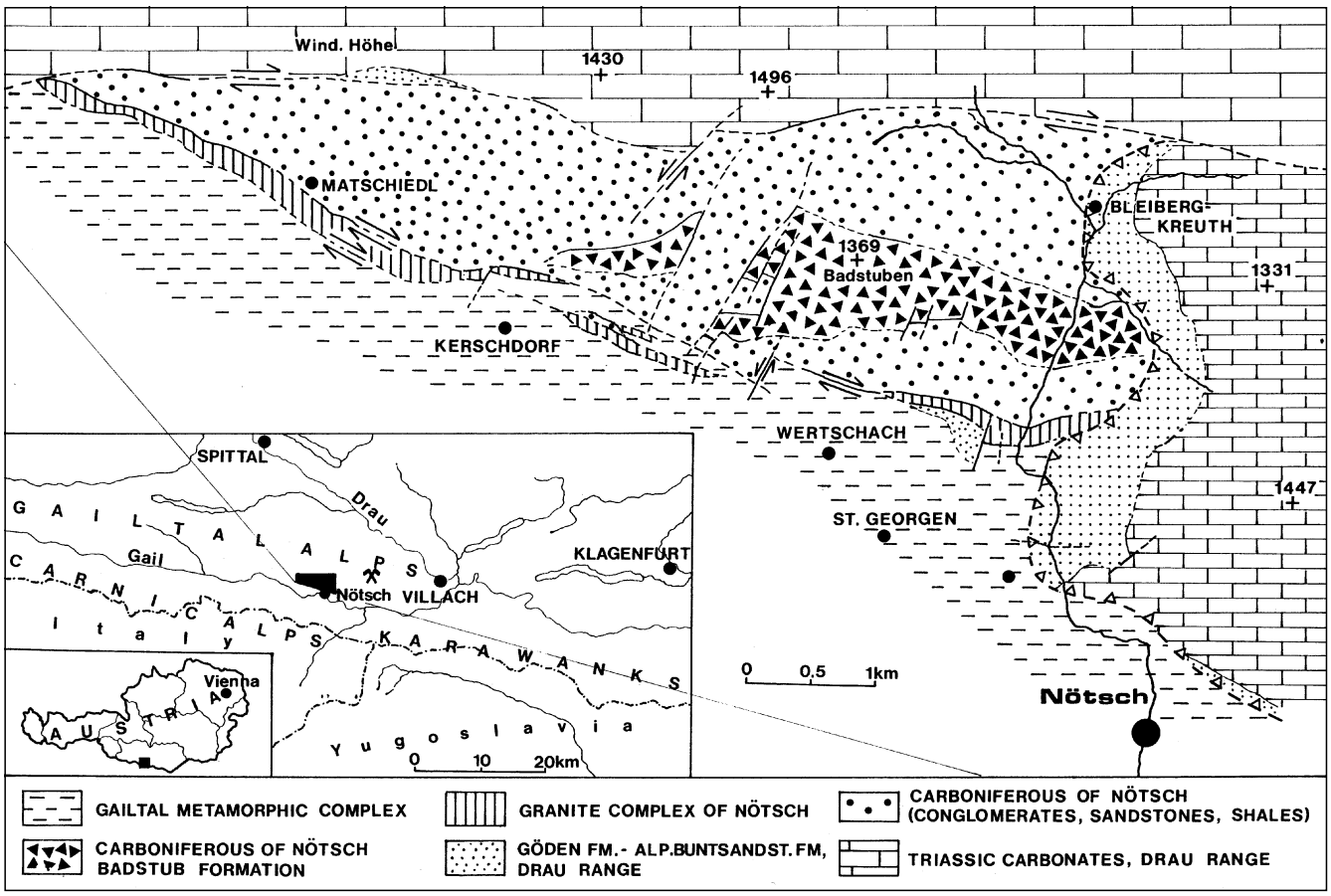


Abb. 190.
Lage und lithologische Gliederung des Karbons von Nötsch.
Aus KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991), nach SCHÖNLAUB, H.P. (1985).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

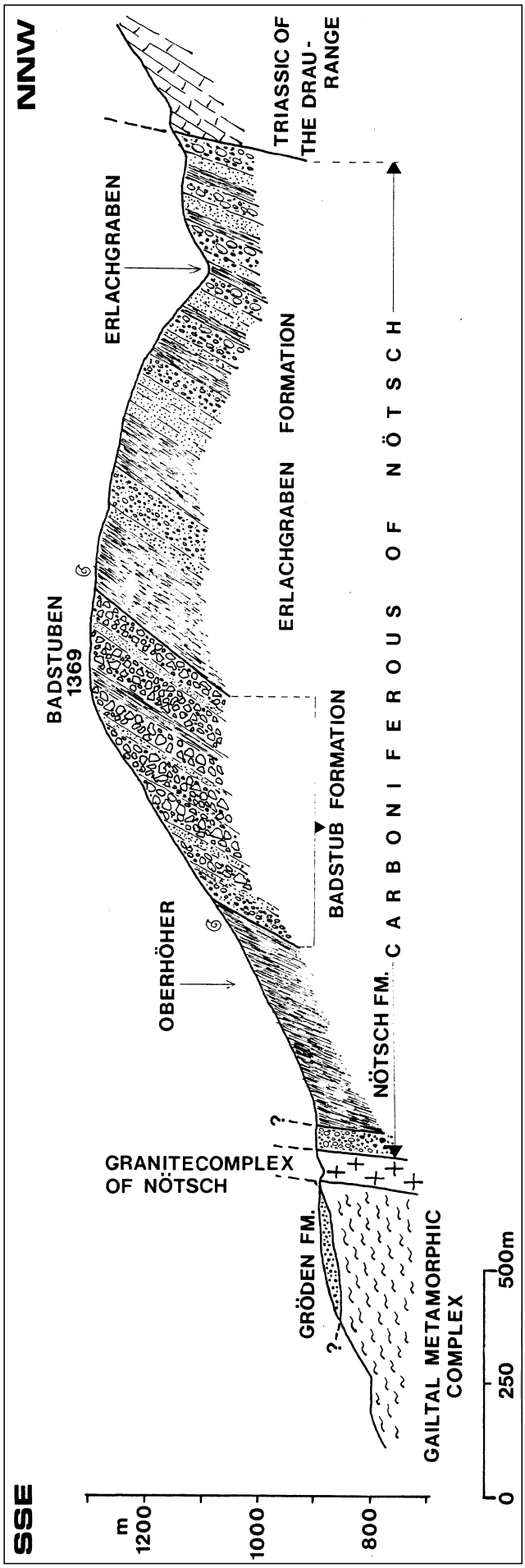


Abb. 191.
Lithologische Abfolge im Karbon von Nötsch und Kontaktsituation des Gailtalkristallin-Paläozoikums, des Nötscher Granitzuges und des Karbons von Nötsch.
Aus KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991).

sen und Cordierit/Andalusit-Gesteinen vor. Trotz der heute bestehenden tektonischen Kontakte ist das Altkristallin in Form lokaler Hornfelsbildungen auch noch als das Intrusionsdach der oligozänen Tonalite im S zu erkennen.

Das Eisenkappler Paläozoikum erstreckt sich als schmaler Streifen (maximale Breite 3,5 km) von Zell Pfarre über den Schaidasattel und Eisenkappel in E–W-Richtung bis nach Slowenien. Im N ist es dem Permomesozoikum der Nordkarawanken aufgeschoben, im S wird es vom Eisenkappler Granitzug, zu dem örtlich thermische Kontaktbildungen festzustellen sind, tektonisch überlagert (Abb. 189). Es besteht aus einer 350 m mächtigen Abfolge alkaliner Tuffe und Laven (teilweise Pillowlaven) spilitischer Zusammensetzung (Eisenkappler Diabaszug), die von pelitisch/psammitischen Sedimenten unter- und überlagert werden (Abb. 189). Ein altpaläozoisches (? ordovizisches) Alter wird aus der räumlichen Nähe zum Mittelkärntner Paläozoikum angenommen (LOESCHKE, J., 1970; BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a; BAUER, F.K. et al., 1983). Andererseits werden von KULLMANN, J. & LOESCHKE (1994) aber auch Argumente für Karbon vorgebracht.

Die massigen Spilite werden in der Ebriacher Klamm als *Hartgesteinslieferanten* genutzt. Im Verband mit den Grüngesteinen tritt im Lobninggraben ein Kleinvorkommen einer lagerartigen *Cinnabarit*- und bei Koprein einer gangförmigen sulfidischen *Buntmetallvererzung* auf.

Karbon von Nötsch

Das ca. 8 km lange und 2 km breite Karbon von Nötsch ist nördlich des Gailtales zwischen Windischer Höhe und der Villacher Alpe situiert. Es ist allseits von alpidischen tektonischen Linien, die teilweise parallel zum Periadriatischen Lineament verlaufen, begrenzt. Im N wird es durch eine dextrale Seitenverschiebung als Fortsetzung des Bleiberger Bruches, im S ebenfalls durch Seitenverschiebungen gegen die ausgedünnte Lamelle des Nötscher Granitzuges bzw. das Gailtal-Kristallin begrenzt. Im E ist die Situation aufgrund fehlender Aufschlüsse unklar, im W keilt das Nötscher Karbon tektonisch aus (Abb. 190, 191).

Die reiche Fossilführung (Brachiopoden, Bivalven, Trilobiten, Gastropoden, Korallen, Bryozoen, wenige Cephalopoden, Pflanzen) stufen die klastisch dominierten Schichten in den Zeitraum zwischen spätes Visé und frühes Westfal ein. Die thermische Beeinflussung liegt im Bereich der niedrigstgradigen Metamorphose (RANTITSCH, G., 1995). Die letzten Darstellungen der tektonischen, sedimentologischen und stratigraphischen Verhältnisse finden sich bei SCHÖNLAUB, H.P. (1985) und KRAINER, K. (1992a, 1993).

Bei generell steilem S-Fallen werden vom Liegenden (N) zum Hangenden (S) die Erlachgraben-, Badstub- und Nötsch-Formation unterschieden (Abb. 191). Erlachgraben- und Nötsch-Formation zeigen ähnliche pelitisch/psammitische, an Quarzkonglomeraten reiche Lithologien. Die Badstub-Formation ist durch Breccien mit Vorherrschaft kristalliner Komponenten in einer dunkelgrünen Matrix geprägt. Diese wird aus der Aufarbeitung ozeanischer Metabasalte abgeleitet (KRAINER, K. & MOGESSIE, A., 1991). Alle Formationen führen Turbidite und „Debris

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

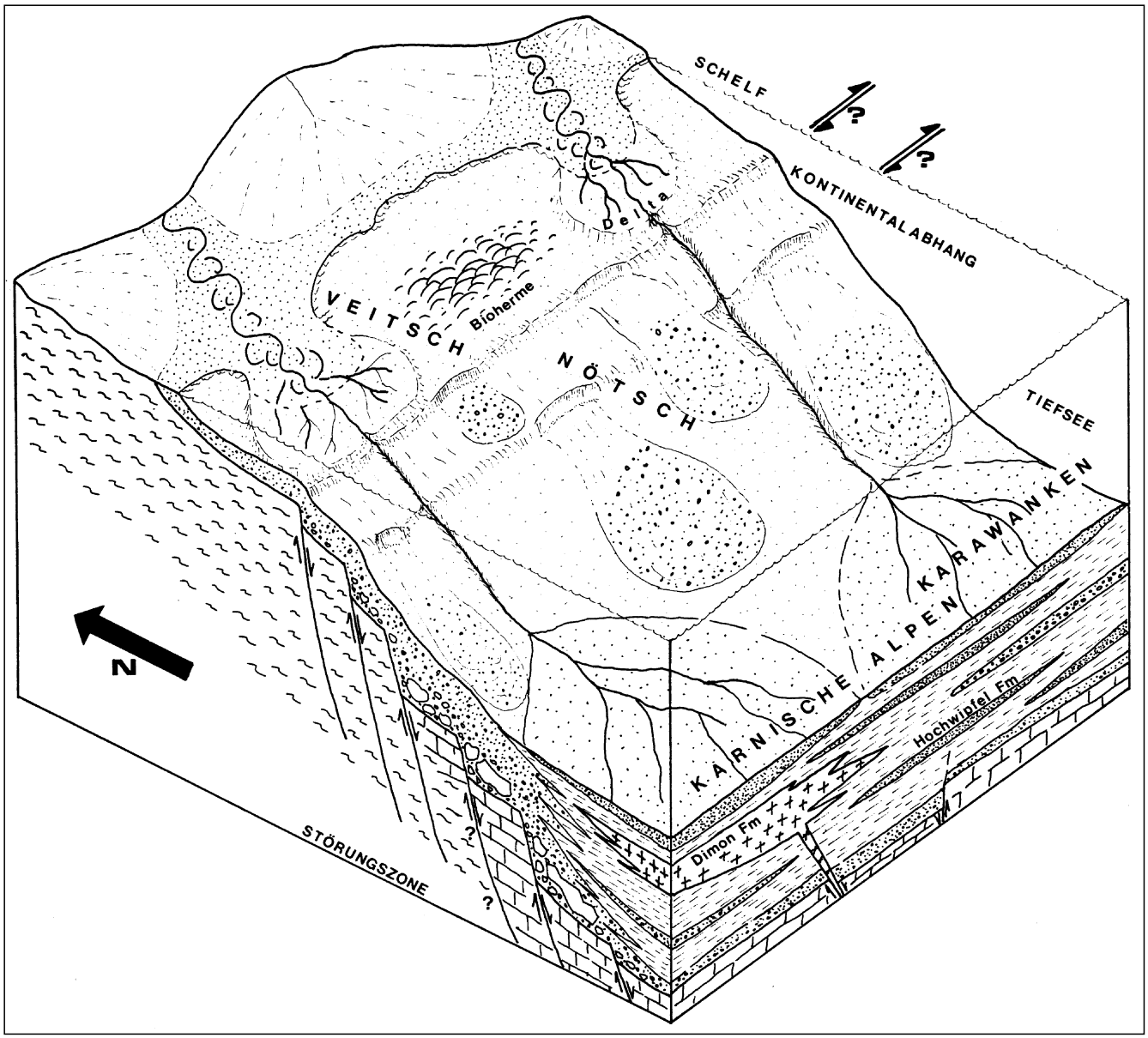


Abb. 192.
Der Ablagerungsraum der nach KRAINER, K. (1992a) synorogenen ost- und südalpinen Karbonvorkommen.
Veitscher Decke: Schelf; Karbon von Nötsch: Kontinentalabhang; Hochwipfelkarbon: Flyschbecken.
Aus KRAINER, K. (1992a).

Flows"; in den tiefen Anteilen der Erlachgraben-Formation findet sich eine für Tiefseeräume charakteristische Ichnofazies.

KRAINER, K. (1992a) sieht im Nötscher Karbon Bildungen eines Kontinentalabhanges, der sich nördlich eines schmalen ozeanischen Transform-Rifting-Beckens (Hochwipfelflysch-Trog der Südalpen) befand. Abb. 192 zeigt die fazielle Position des Nötscher Karbons und seine Beziehung zum südalpinen Hochwipfelflysch und dem Schelfbereich der Veitscher Decke.

KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W. (1970), SCHÖNLAUB, H.P. (1985), EBNER, F. et al. (1991) und EBNER, F. (1992a) sehen im Nötscher Karbon und dem Karbon der Veitscher Decke früh-variszische (bretonische) molasseähnliche, marine Sedimente, während KRAINER, K. (1992a) in ihnen variszische synorogene Sedimente sieht, obwohl eine variszische Deformation nicht nachweisbar ist.

Rohstoffmäßig ist lediglich die Badstubbreccie als Hartgesteinslieferant von Bedeutung.

3.4.7.2.2. Drauzug-Permomesozoikum

Die tektonische und fazielle Position des Drauzug-Permomesozoikums ist nach wie vor Gegenstand intensiver Diskussionen. TOLLMANN, A. (1977a) verweist auf die hier vermutete Wurzelzone der höheren ostalpinen Decken und unterstreicht die im Mesozoikum verbindende Position des Drauzuges als südlichstes nordalpines Fazieselement (Lizische Fazies [TOLLMANN, A., 1977a]) zum südalpinen Mesozoikum (Abb. 93).

In jüngerer Zeit wird die heutige Position des Drauzuges durch Seitenverschiebungsmodelle erklärt, wobei seit BECHSTÄDT, T. (1978) die Entwicklung des Drauzuges immer wieder mit den westlichen Kalkalpen in Verbindung gebracht wird. Andererseits werden aber auch Zusammenhänge mit der Lombardei herausgearbeitet (SCHMIDT, T. et al., 1991; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995).

Dieser laterale Einschub muß vor dem ostalpinen Deckenbau erfolgt sein, da entsprechende, den Deckenbau durchschneidende Lineamente fehlen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

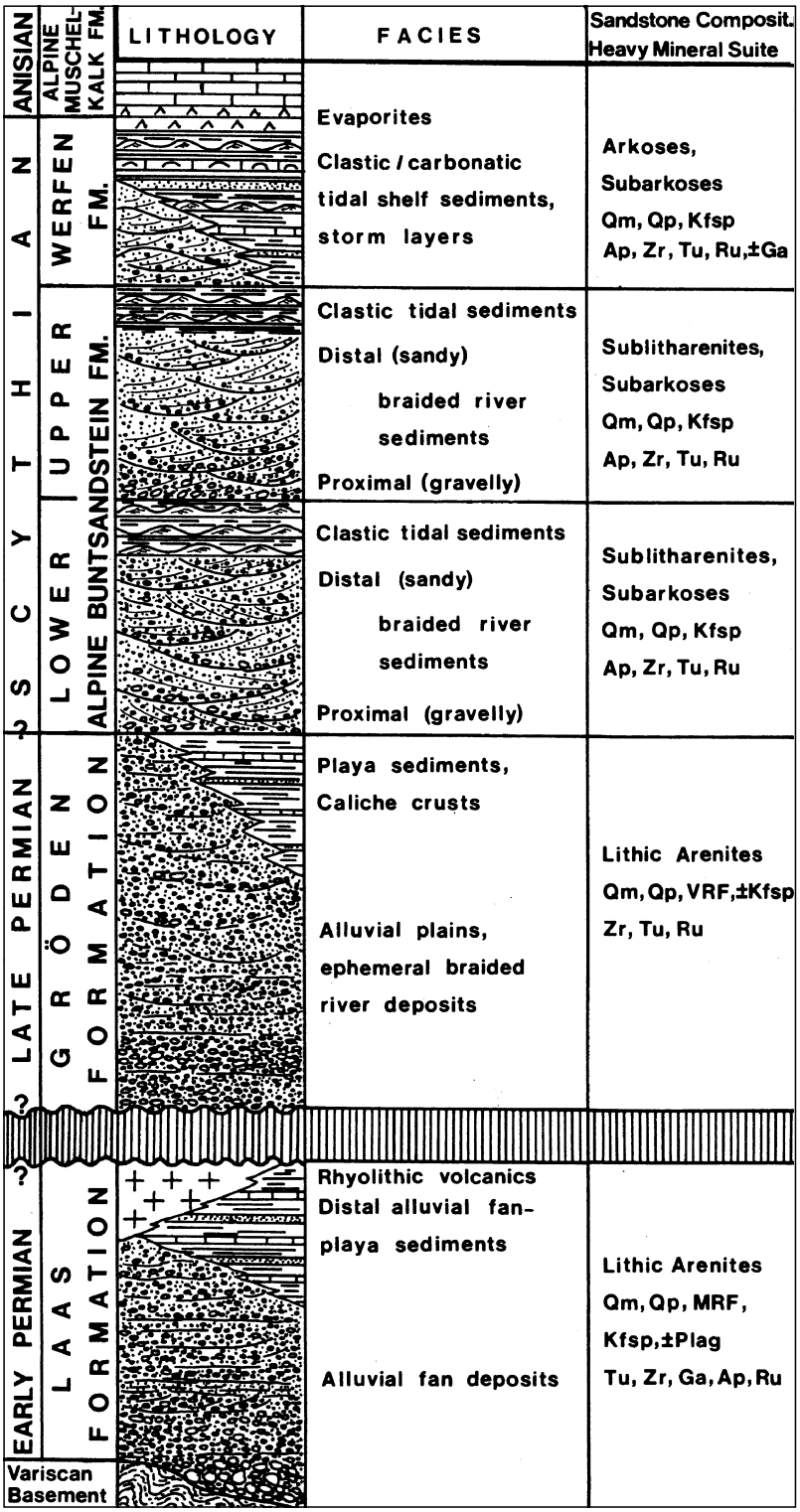


Abb. 193.
Lithostratigraphisches Profil und Fazies der permoskythischen Basisentwicklung des Drauzuges.
Sandsteinzusammensetzung: Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Kfsp = Kalifeldspat; Plag = Plagioklas; VRF = Vulkanitkomponenten; MRF = metamorphe Gesteinskomponenten; Schwerminerale: Ap = Apatit; Ru = Rutil; Ga = Granat; Tu = Turmalin; Zr = Zirkon.
Aus KRAINER, K. (1993).

Die Basis des Drauzug-Permomesozoikums wird durch klastisches Permoskyth gebildet, das an einigen Lokalitäten dem Gailtal-Kristallin noch mit Winkeldiskordanz auflagert. Den unterpermischen, in Grausedimenten pflanzenführenden Basalbereich bildet die teilweise rot gefärbte und in den hangenden Anteilen rhyolithische Vulkanite beinhaltende Laas-Formation (Alluviale Fan- und Playa-Sedimente). Nach einer Schichtlücke, die mit Vertikaltektonik an der saalischen Phase in Zusammenhang steht, folgen die bis zu 350 m mächtige, ebenfalls rot gefärbte Gröden-Formation (Braided-river-, Alluvialflächen- und Playa-Sedimente) und drei durch Transgressions-/Regressionsereignisse gesteuerte „Fining upward"-Megasequenzen (Untere und Obere Alpine Buntsandstein-Formation, Werfener Formation). Mit der Werfener Formation stellt sich ein karbonatisch/klastisch voll marin entwickelter Ablagerungsraum ein (Abb. 193; KRAINER, K., 1993).

Am Top der Werfener Formation treten, bedingt durch ein Regressionsereignis an der Skyth/Anis-Grenze, evaporitische Einlagerungen auf. An der Südseite des Drauzuges findet sich in diesem Niveau in den klastischen Gesteinen immer wieder *Gips* und frühdiagenetisch gebildeter *Magnesit* (Evaporitbezirk Basis Drauzug).

Als Besonderheit in der Trias-Entwicklung des Drauzuges wurde immer wieder auf das „sandige Anis" verwiesen, das allerdings nun auch in anderen ostalpinen Trias-Vorkommen festgestellt wurde. In den Lienzer Dolomiten wird dieses 150 m mächtig werdende Anis nun als Alplspitz-Formation bezeichnet (Abb. 194; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995). Die klastischen Schüttungen werden mit extensionaler Kippschollentektonik und Erosion bis ins kristalline Grundgebirge in Zusammenhang gebracht. Eine derartige für die westlichen Kalkalpen unbekannte Tektonik ist typisch für die Lombardischen Alpen und die Südalpen (TOLLMANN, A., 1977b; BRANDNER, R., 1984; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995). Über dem Zwischendolomit entwickelt sich in den Lienzer Dolomiten ein schlecht durchlüftetes Intraplattformbecken mit Lithologien (Fellbacher Plattenkalk, Abfaltersbach-Formation), die mit Entwicklungen der westlichen Lombardei vergleichbar sind. Die Obertrias in Hauptdolomit-Fazies entspricht den westlichen Kalkalpen, kann aber auch mit der Lombardei verglichen werden.

Die Entwicklung der Mitteltrias in den Gailtaler Alpen ist in Abb. 195 dargestellt. Bemerkenswert ist die Faziesdifferenzierung durch das Zerbrechen der Zwischendolomitplattform in eine Becken-(Plattenkalk-)Entwicklung, Karbonatplattformen (Wettersteinriff-/lagunenkalke) und mit Schwerpunkt südlich des Dobratsch Evidenz eines alkalibetonten andesitisch/trachytischen Vulkanismus sowie Ammoniten führender Rotkalke. Im Rücken der Wetterstein-Riffkalke bildeten sich gebankte Lagunensedimente (Bleiberger Fazies) mit einer charakteristischen zyklischen Entwicklung (BECHSTÄDT, T., 1975a,b) und Pb-Zn-Vererzungen in den hangenden Anteilen. Die Vererzungen sind innerhalb dieser Zyklen vor allem an Wechselfolgen von grünen Mergeln mit schwarzen, als Emersionsbildungen gedeuteten Breccien (= Edle Flächen) gebunden (Abb. 196).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

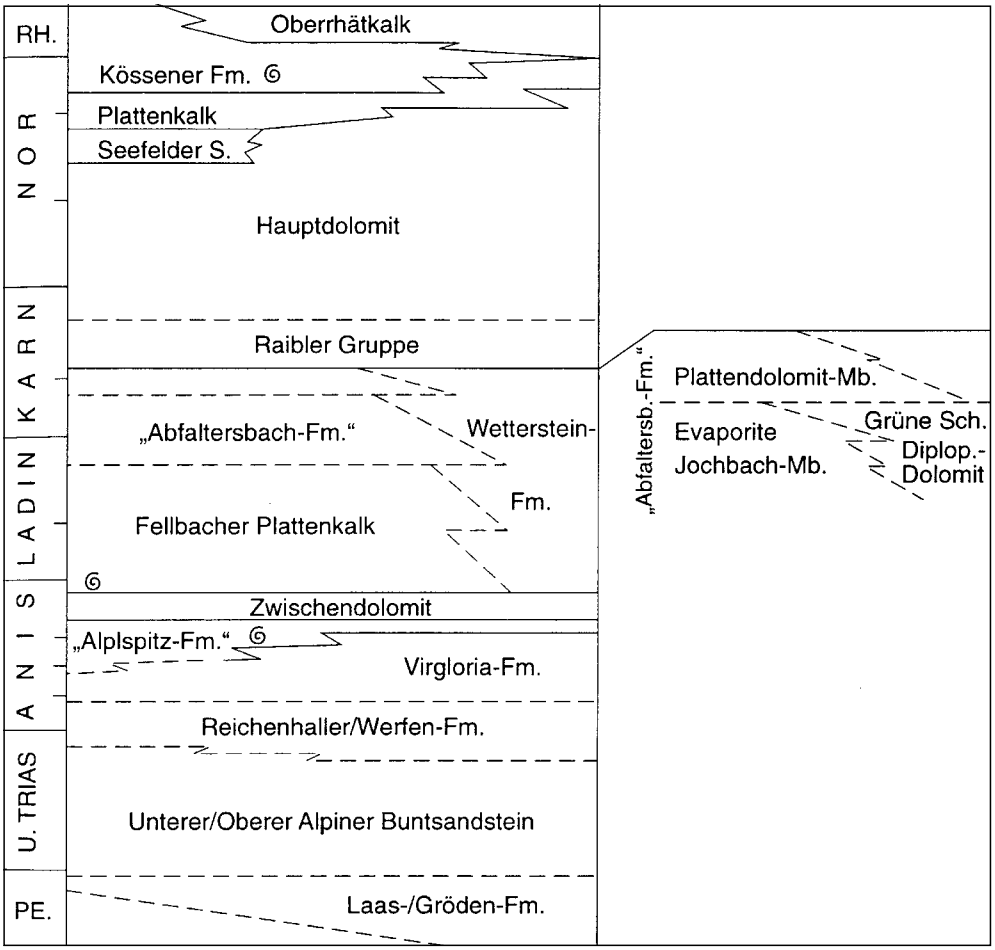


Abb. 194.
Stratigraphische Tabelle der Permotrias in den Lienzer Dolomiten.
Aus BRANDNER, R. & SPERLING, M. (1995).

LEIN, R. et al. (1997) sehen in dieser „Faziesaufsplitterung" allerdings verschiedene tektonisch isolierte Fragmente, die aufgrund ihrer Fazies ursprünglich zwischen den westlichen Kalkalpen und den Lombardischen Alpen einzugliedern waren. Einen Fremdkörper bildet der Dobratsch, der aufgrund seiner Buntkalkentwicklung und den schon im Ladin einsetzenden Wettersteinkalken mit der Inntaldecke zu korrelieren ist.

Beendet wird die Plattformentwicklung des Wettersteinkalkes durch die Raibler (Cardita-)Schichten, die einen dreimaligen Wechsel klastischer und karbonatischer Horizonte zeigen. Darüber entwickelt sich im Nor mächtiger Hauptdolomit, in dem bituminöse Plattendolomite und *Ölschiefer* (Seefelder Schiefer) eingeschaltet sind (CZURDA, 1973). Im Erlachgraben führen die Dolomite auch *Molybdänit* (CERNY, I. in SOLTI, G. & LOBITZER, H., 1989). In den

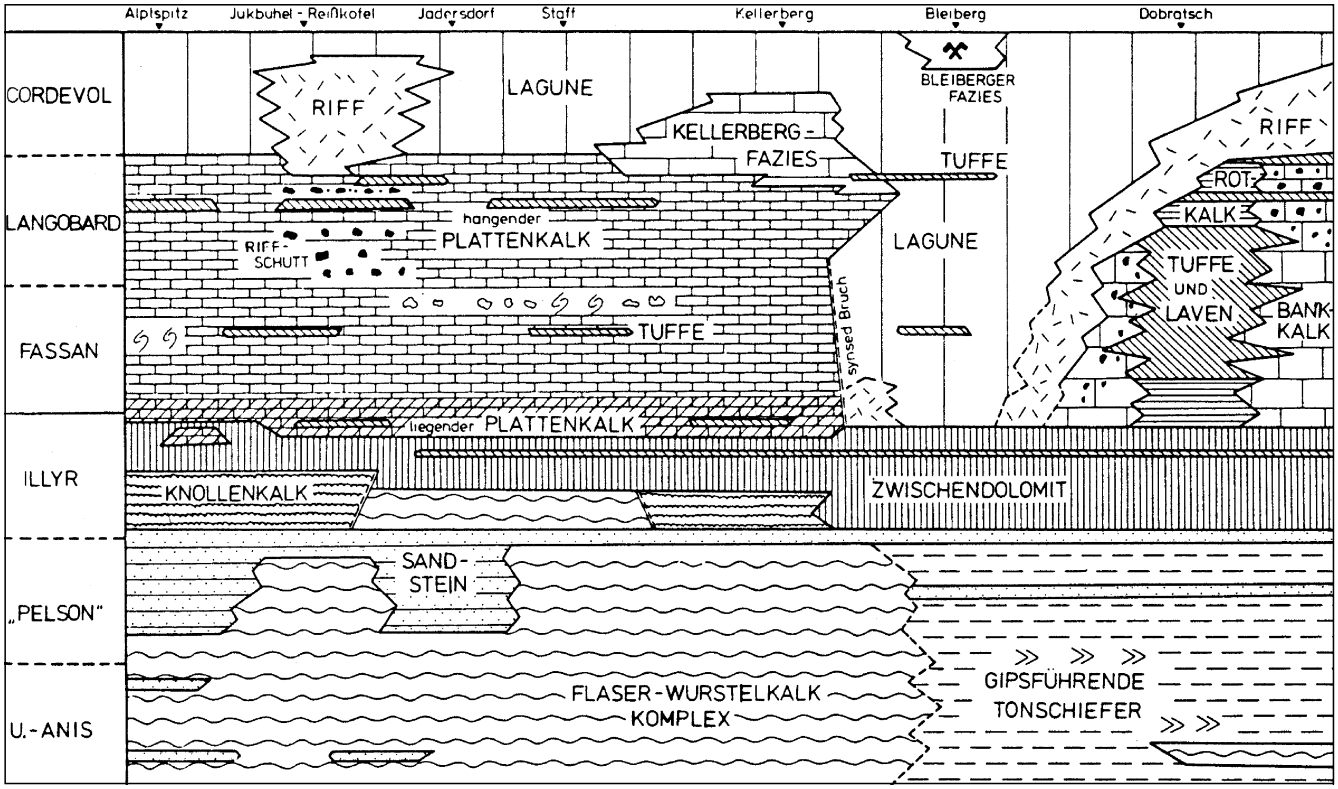


Abb. 195.
Die Faziesentwicklung in der Mittel- und tiefen Obertrias im westlichen Drauzug.
Aus TOLLMANN, A. (1977a) nach BECHSTÄDT, T. et al. (1976).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

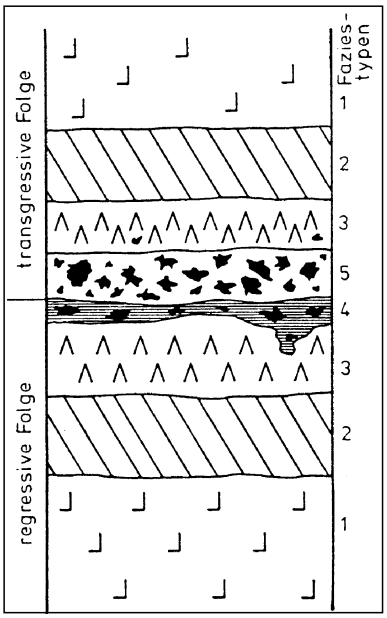


Abb. 196.
Standardzyklus im Wettersteinkalk der Bleiberger Fazies.
1 = heller subtidaler Megalodontenkalk; 2 = intertidaler Flaserkalk mit Fenstergefügen; Stromatolithlagen und Mergelhäuten; 3 = inter- bis supratidale Dolomite mit Fenstergefügen und Trockenrissen; 4 = graugrüne mergelige Dolomite („grüne Mergel"); 5 = schwarze Breccien.
Aus BECHSTÄDT, T. (1975a).

höchsten Anteilen der Trias sind klastische Kössener Schichten entwickelt.

Die Trias-Schichtfolge der N-Karawanken entspricht in weiten Zügen jener der Gailtaler Alpen.

Pb-Zn-Vererzungen sind im Drauzug weit verbreitet. Sie sind in Kleinlagerstätten am N-Rand der Gailtaler Alpen stratiform an den anisischen Zwischendolomit gebunden (Pb-Zn-Erzbezirk Anis Drauzugmesozoikum). In den Nordkarawanken fehlen Pb-Zn-Vererzungen in diesem Niveau.

Wirtschaftlich interessant waren vor allem *Pb-Zn-Vererzungen*, die in Schichtgliedern des Karn auftreten und im Raum Bleiberg die größte Vererzungsdichte aufweisen. Ein weiterer Schwerpunktbereich dieser karnischen Vererzungen liegt in den Nordkarawanken im Gebiet Petzen – Hochobir (Pb-Zn-Erzbezirk Karn Drauzugmesozoikum). Die Vererzungen dieses Bezirks unterscheiden sich im Pb-Zn-Verhältnis und der Geochemie signifikant von jenen des Anis. Im Raum Bleiberg-Kreuth sind insgesamt sechs zeitlich, räumlich und stofflich verschiedene Vererzungstypen zu unterscheiden:

- Wettersteinkalk-Vererzungen
  - In gebankten Karbonaten mit grünen Mergellagen (Maxer Bänke).
  - Im Erzkalk (Bleiberger Sonderfazies) gebunden an Resedimente (9 „Edle Flächen") innerhalb der zyklischen Lagunenentwicklung.
- Cardita-Vererzungen
  - Drei Cardita-Vererzungen jeweils im Hangenden der Cardita-Schiefer.
- Schwellen-Vererzung:
  - In der Kalkscholle bzw. Josefischolle, die durch intensive Dolomitisierung, dispersive Vererzung, massive Erzkörper und Breccienbildungen ausgezeichnet ist.

Hinsichtlich der Genese herrscht meist Übereinstimmung bezüglich einer Metallzufuhr durch niedrigthermale Lösungen (max. 200°C). Kontroversielle Ansichten bestehen jedoch über den Zeitpunkt der Erzanreicherungen (synsedimentär oder spätdiagenetisch/epigenetisch) im Zeitraum Obertrias bis Tertiär (zur Diskussion der genetischen Modelle siehe CERNY, I. & SCHROLL, E., dieser Band). Thermische Modellierungen und mikrothermometrische Untersuchungen an KW-Einschlüssen in Erzproben und authigenen Quarzen zeigen, daß Vererzungsprozesse zumindest z.T. auch im Zeitraum Mittelkreide bis Tertiär stattfanden (RANTITSCH, G. et al., in prep.).

Im Unterjura erfolgte im Zusammenhang mit der Öffnung piemontesischer/penninischer ozeanischer Räume durch synsedimentäre Blocktektonik in den Lienzer Dolomiten eine starke Differenzierung der Fazies in Beckenentwicklungen (Allgäu-Schichten), Übergangsbereiche (Buntkalke) und eine Schwellenfazies (Lavanter Breccie). Diese Schwelle blieb bis in die Unterkreide für die weitere Sedimentausbildung (Rotkalke vom Adneter Typus, Biancone, Kreide-Fleckenmergel) wirksam. Erst in den hangenden Anteilen wird mit siliziklastischen Flyschentwicklungen (Amlacher-Wiesen-Schichten; Apt/Alb) das vorgegebene Relief ausgeglichen (Abb. 198; FAUPL, P., 1977; BLAU, J. & GRÜN, B., 1995). In den Gailtaler Alpen sind keine Sedimente des Jura und der Kreide bekannt. In den Nordkarawanken sind nachtriadische Gesteine aus den Vorlandschollen (= überschobene Stirnschuppen der Nordkarawanken) in Form von liassischen Crinoiden- und Adneterkalken, Dogger-Klauskalken, malmischen roten Flaserkalken und Hornsteinkalken sowie Mergeln des Neokom bekannt (BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980).

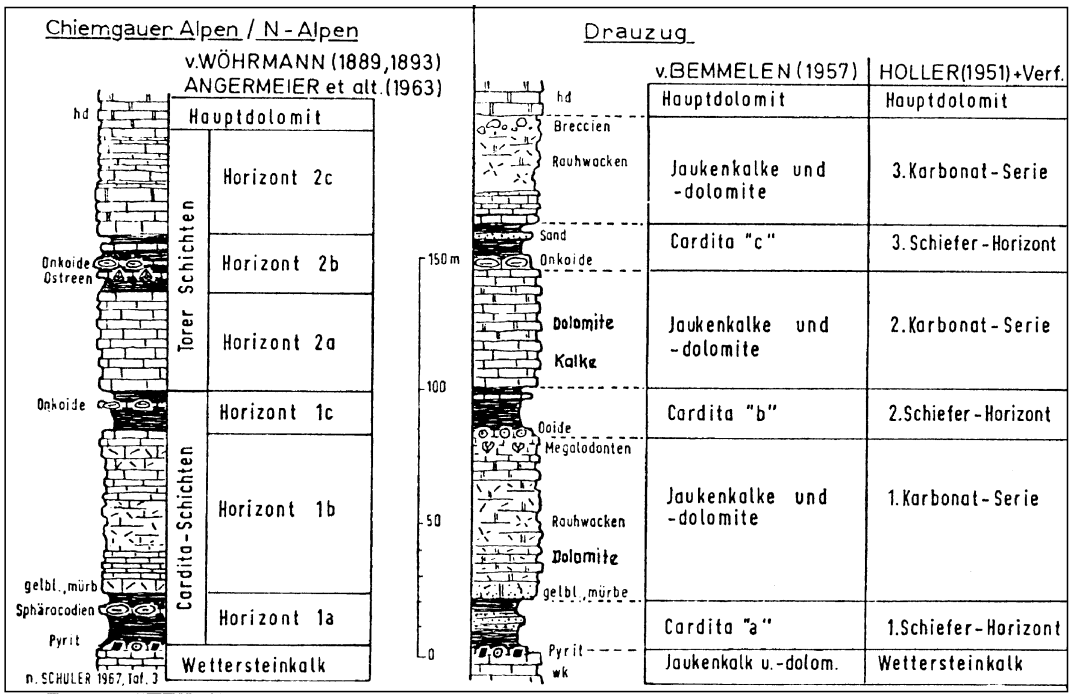


Abb. 197.
Normalprofil durch die Raibler Schichten des Drauzuges im Vergleich mit jenen der westlichen Kalkalpen.
Aus TOLLMANN, A. (1977) nach KRAUS, O. (1969).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

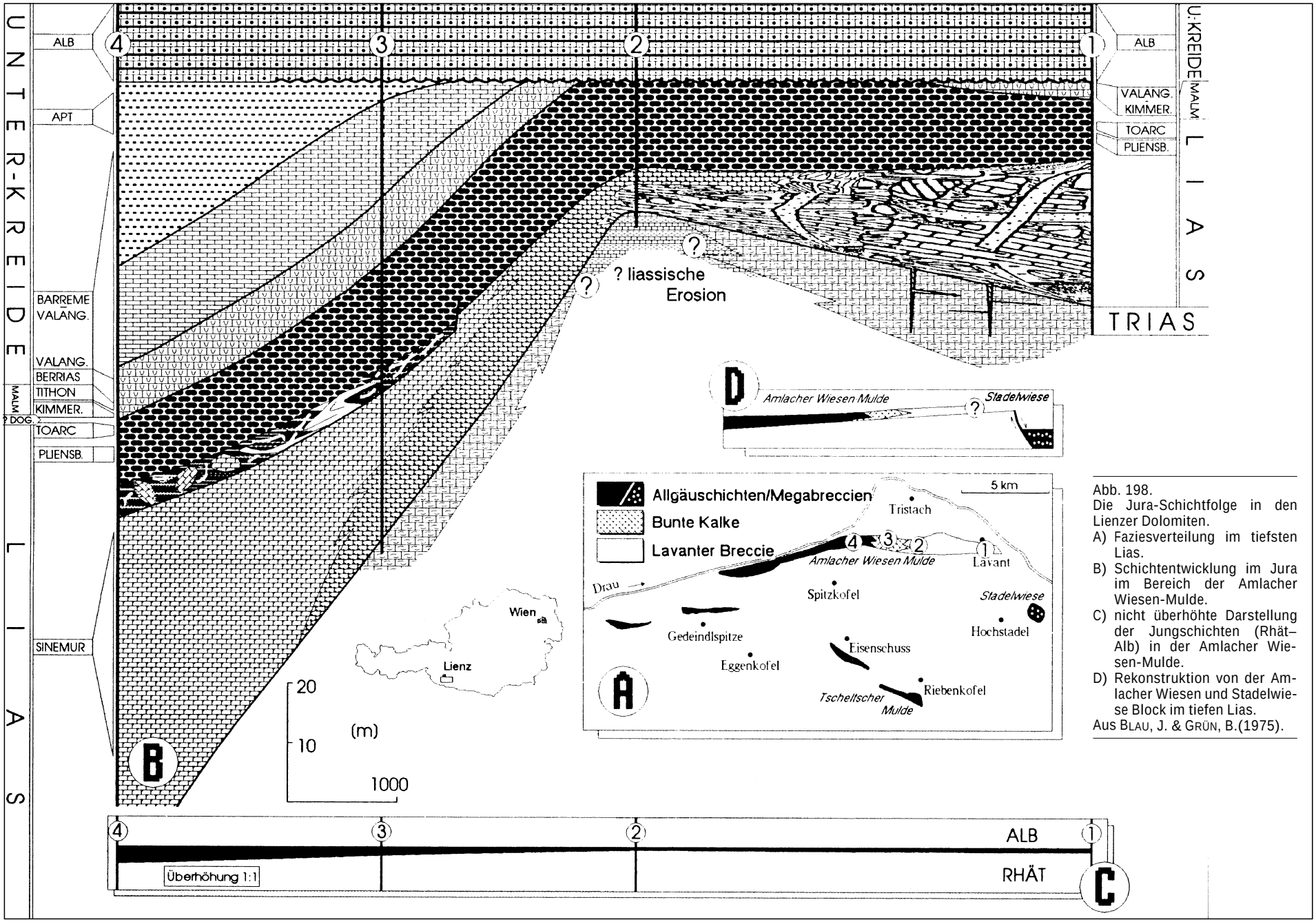


Abb. 198.
Die Jura-Schichtfolge in den Lienzer Dolomiten.
A) Faziesverteilung im tiefsten Lias.
B) Schichtentwicklung im Jura im Bereich der Amlacher Wiesen-Mulde.
C) nicht überhöhte Darstellung der Jungschichten (Rhät–Alb) in der Amlacher Wiesen-Mulde.
D) Rekonstruktion von der Amlacher Wiesen und Stadelwiese Block im tiefen Lias.
Aus BLAU, J. & GRÜN, B.(1975).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

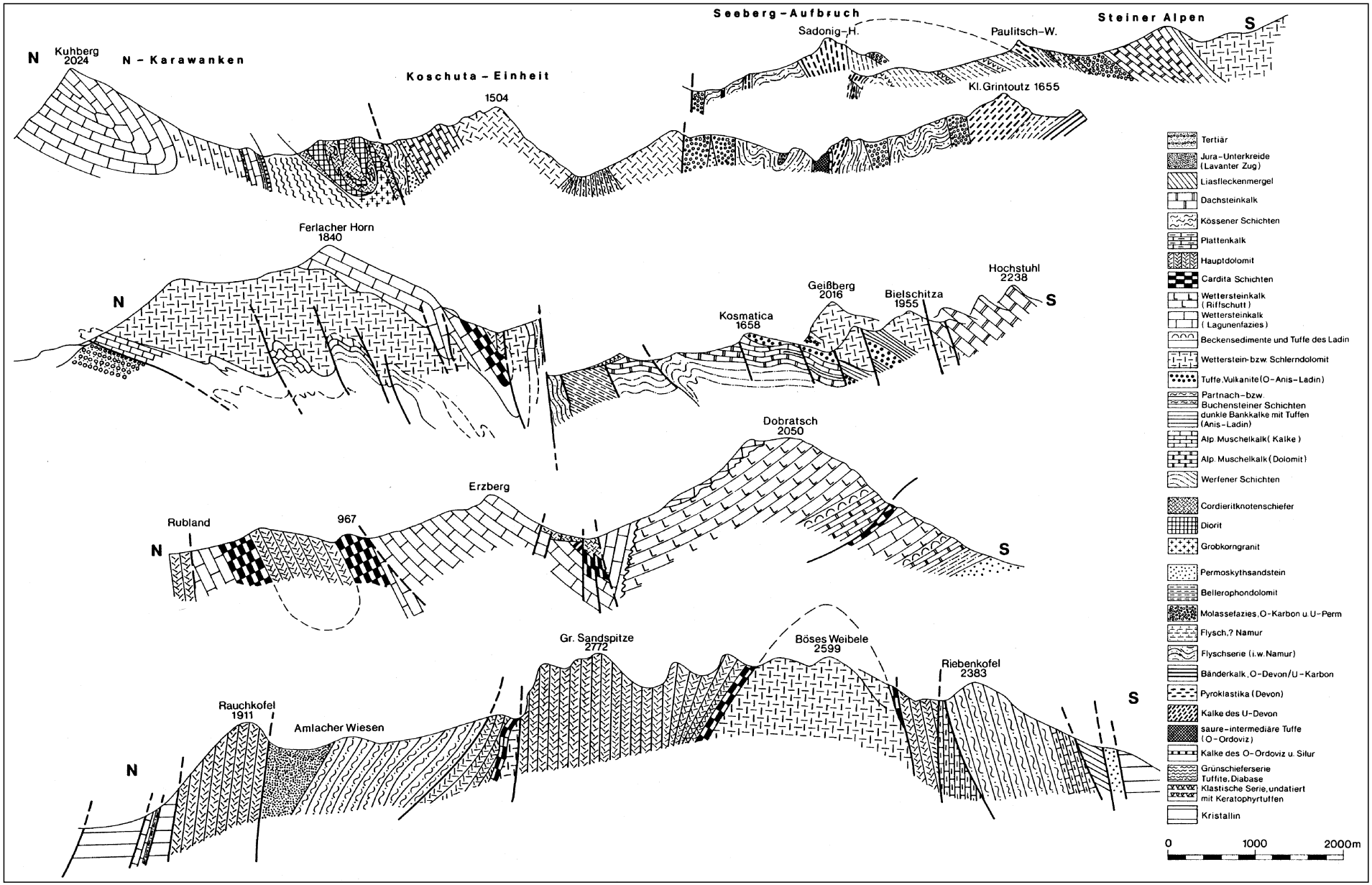


Abb. 199.
Profile durch den Drauzug.
Von oben nach unten: 1, 2 = Ostkarawanken; 3 = Gailtaler Alpen, Dobratsch; 4 = Lienzer Dolomiten.
Aus BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tektonik

Die Lienzer Dolomiten spitzen nach W bedingt durch den Verschnitt der Drautallinie mit dem Periadriatischen Lineament aus. Die weiter im W entlang des Periadriatischen Lineaments eingeklemmten Triasvorkommen von Kalkstein, Winnebach und Mauls sind als Fortsetzung des Drauzuges aufzufassen.

Die Lienzer Dolomiten präsentieren sich in einer Flower-ähnlichen Struktur, die einer polyphasen tektonischen Beanspruchung entstammt. Der eng gefaltete und teilweise nach N überkippte Schichtstapel (Abb. 199) ist durch eine Reihe dextraler Seitenverschiebungen zerschnitten. S fallende Abschiebungen (Ausmaß einige 100 m bis 1 km) erzeugen einen schrägen Basiszuschnitt der Schichtstapel und eine halbgrabenähnliche Struktur mit N-Kippung der Schollen zur Draustörung und Entblößung des Gailtal-Kristallins im S. Im Miozän werden die Lienzer Dolomiten in einem dextralen Streßfeld entlang von NNW- bis NW-streichenden Abschiebungen in mehrere Blöcke zerlegt, in denen unterschiedliche Krustenniveaus entblößt sind (SPERLING, M. & BRANDNER, R., 1990; BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995).

Profile durch die Gailtaler Alpen zeigen einen E–W-streichenden Antiklinal/Synklinalbau. Die Grenze gegen das Basiskristallin im S und N ist meist störungsbedingt (Drauzug-Süd- und Nordrandstörung), örtlich ist das primäre Auflager der permoskythischen Schichten auf den prä-alpidischen Basisschichten jedoch erhalten geblieben. Insgesamt erscheint das Permomesozoikum des Drauzuges in einer grabenbruchähnlichen Struktur eingesunken zu sein.

Kompliziert ist die Tektonik im E im Bereich des Dobratsch durch das Auftreten zweier faziell verschiedener Triasdecken (COLINS, E. & NACHTMANN, W., 1974), die im N entlang des E–W-streichenden Bleiberger Bruches auf die Bleiberger Einheit mit der Pb-Zn-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth aufgeschoben sind. Weiter im N ist die Bleiberger (Erzberg) Einheit über die Rublandeinheit, wieder mit charakteristischem Antiklinal-/Synklinalbau, aufgeschoben (Abb. 199).

Die Nordkarawanken sind an der Möllstörung gegenüber den Gailtaler Alpen versetzt. Sie zeigen einen den Gailtaler Alpen vergleichbaren engen Sattel-Muldenbau, der durch jüngere Störungen stark überprägt wurde.

An ihrer S-Grenze ist dem Permomesozoikum der N-Karawanken das Eisenkappler Paläozoikum aufgeschoben. Im N finden sich ein Reihe von Jura-Neokom-Schollen, die einer tektonisch tieferen Stirnschuppe der Karawanken angehören. Bemerkenswert ist auch, daß die Karawanken an ihrer N-Front noch ein Stück intrasarmatisch über das Jungtertiär des Karawankenvorlandes geschoben wurden (KAHLER, F., 1935; VAN HUSEN, D., 1976; BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a).

Die thermische Überprägung des Drauzug-Permomesozoikums liegt bei Gesteinsschichten bis zur tieferen Obertrias im niedriggradigen Bereich (NIEDERMAYR, G. et al., 1984; RANTITSCH, G., 1995, 1996).

4. Periadriatische Intrusivgesteine und Periadriatisches Lineament

Die Grenze zwischen Ost- und Südalpen ist das Periadriatische Lineament, das bereichsweise von großen Längstalungen (z.B. Pustertal, Gailtal) nachgezeichnet wird (Abb. 9).

Es trennt Orogenbereiche, die bei teilweise ähnlichen Schichtentwicklungen unterschiedlichen Baustil und geologische Geschichte zeigen. Die Ostalpen mit großräumiger alpidischer Deckentektonik und Metamorphose im N kontrastieren dabei die geringer tektonothermisch beeinflußten Südalpen.

Zusammenfassende Darstellungen

BÖGEL, H. (1975); EXNER, C. (1976); GRATZER, R. & KOLLER, F. (1993); SPRENGER, W.L. (1996).

Östlich des Pustertales verläuft das Periadriatische Lineament als eine bis zu 800 m breite kataklastische Zone im Bereich des Lesach- und Gailtales. Südöstlich von Villach trennt sie die Nord- von den Südkarawanken (Abb. 188, 189).

Die Anlage des Periadriatischen Lineaments steht im Zusammenhang mit dem komplexen tektonischen Geschehen im Kollisionsbereich der adriatischen und europäischen Platte. Seit dem Ende des variszischen Zyklus stellt sie eine tiefgreifende Schwächezone der Erdkruste dar, in die im Permokarbon und Oligozän Granitoide (Periadriatische Intrusivgesteinskörper) intrudierten. Örtlich treten größere Intrusionskörper (z.B. Rieserferner-Tonalit) in einiger Entfernung zum Lineament im Altkristallin auf. Weiters sind div. Ganggesteinsfolgen (Malchit, Tonalit, Andesit, Porphyrit) im Zusammenhang mit den Periadriatischen Intrusivgesteinen zu sehen.

In einem engen Wechselspiel mit der Tektonik entlang des Periadriatischen Lineaments ist auch die Geschichte des Drauzuges zu sehen. Entsprechend der Rekonstruktion von BECHSTÄDT, T. (1978) wird das Permomesozoikum des Drauzuges im Westen an die oberostalpinen Decken (Kalkalpen) angeschlossen. Daraus ist ein alt-alpidischer sinistraler Einschub in der Größenordnung von 200 km entlang einer das Ostalpin schräg durchlaufenden Scherzone abzuleiten, die auf die unterschiedlichen Bewegungen der europäischen und adriatischen Platte zurückzuführen ist. Die Rolle des Periadriatischen Lineaments ist dabei allerdings unklar.

In der Konvergenzphase der adriatischen und europäischen Platte fungiert das Gailtal-Kristallin als Megascherzone. Zeitweilige Extension führte aber auch zu grabenbruchähnlichen Strukturen, wodurch die Einsenkung des Drauzug-Permomesozoikums ins Gailtal-Kristallin verständlich wird (VAN BEMMELEN, R.W. & MEULENKAMP, J.E., 1965; HEINISCH, H. et al., 1984; UNZOG, W., 1989; SPRENGER, W.L., 1996).

Die Tonalite wurden nach ihrer Intrusion im Oligozän in einem sinistralen transpressiven System zunächst duktil bis semiduktil deformiert. Bei fallenden Temperaturen bilden sich aus friktionell aufgeschmolzenem und verdrängtem Tonalitmaterial Pseudotachylitgänge in 10–15 km Krustenteufe und 2,7–3,5 kb. Aus diesen können für diesen Krustenstreifen Hebungsraten von 0,3–0,5 mm/a seit dem Oligozän/Miozän errechnet werden.

In weiterer Folge sind bei wechselnden Paläospannungsrichtungen mindestens vier Spröddeformations-Phasen festzustellen, die im Zusammenhang mit der Indentation der adriatischen Mikroplatte in die europäische Platte und daraus resultierenden dextralen Escape-Bewegungen des östlichen Ostalpenkörpers stehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

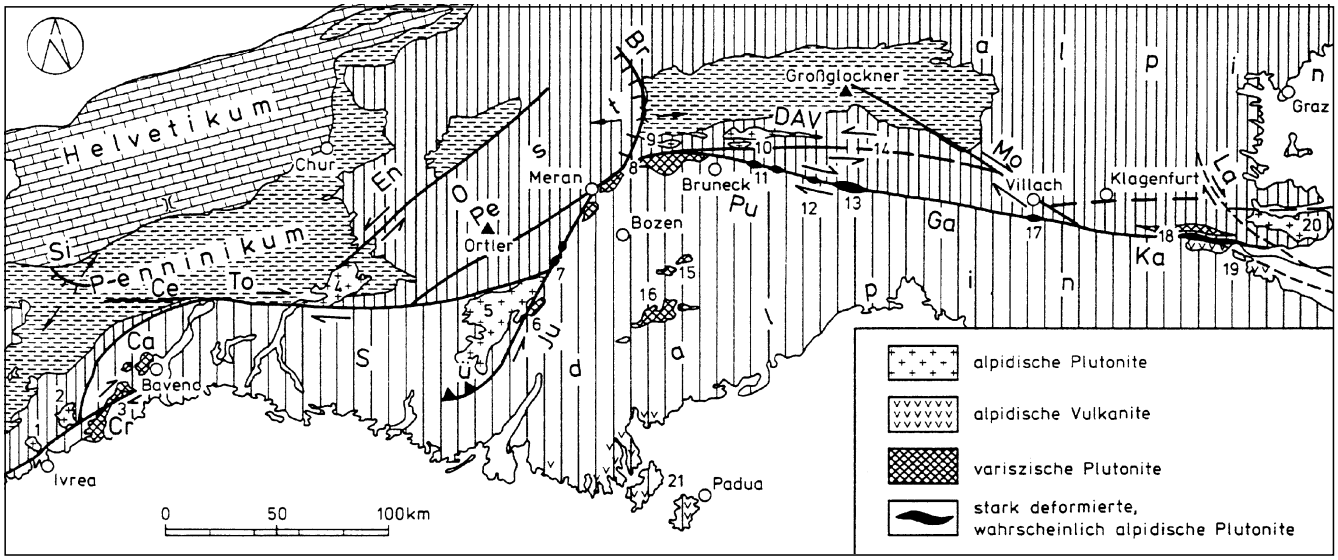


Abb. 200.
Der Verlauf des Periadriatischen Lineaments und Lage der periadriatischen Intrusivgesteinskörper.
Zusatzerläuterungen für den österreichischen Teil: 9 = Rensen-Granit; 10 = Rieserferner-Tonalit; 11 = Pustertal-Tonalite; 12 = Hollbruck-Granodiorit; 13 = Lesachtal-Tonalit; 14 = Tonalitgänge im Iseltal; 17 = Tonalit von Finkenstein; 18 = Granit und Tonalit von Eisenkappel.
Pu = Pustertallinie; Ga = Gailtallinie; Ka = Karawankenlinie.
Aus SPRENGER, W.L. (1996), nach BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976).

Aus Faziesvergleichen und Strukturuntersuchungen kann seit dem Oligozän–Miozän ein dextraler Seitenversatz in der Größenordnung von 120 km errechnet werden. Weiters scheint zwischen den Ost- und Südalpen entlang des Periadriatischen Lineaments ein Krustenstreifen in der Größenordnung von 50–60 km zu fehlen. Dies kann durch S-gerichtete Subduktion, weiträumige Seitenverschiebungen bzw. eine Kombination beider Vorgänge zurückgeführt werden. Die in diesem transpressiven Regime in den letzten 30 Ma erfolgten Deformationen sind in

Ereignis (Regime)	Alter	Gefügemerkmale	Spannungsfeld (σ_1)	Kinematik
Tonalit-Intrusion	Oligozän (30 Ma)		N-S	
		Plättung und Drucklösung von Quarz in den Tonalitlamellen	N-S	Aufschiebung
K_1 (F/QP)		Seitenverschiebung mit hohen Versatzbeträgen: Kataklasite, Ultrakataklasite, 1. Pseudotachylitgeneration	NW-SE (?)	?dextrale Blattverschiebung
		Temperung (niedrigstgradig) in den Pseudotachyliten	N-S	Aufschiebung
K_2 (F/QP)		2. Pseudotachylitgeneration; konjugierte RIEDEL-Brüche	NW-SE bis NE-SW (?)	dextrale bis sinistrale Blattverschiebung, Aufschiebung
K_3 (F)	Frühmiozän (20 - 10 Ma)	Transpression am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung; konjugierte RIEDEL-Brüche; Satellitenbild-Lineamente; Harnische; Gesteinsmehl, Kataklasite	NE-SW	sinistrale Blattverschiebung, Aufschiebung; Hebung des Südblockes
K_4 (F)	Spät- bis Postmiozän (10 - 4 Ma)	prominente dextrale Seitenverschiebung innerhalb des Gailtalkristallins; Transpression; konjugierte RIEDEL-Brüche; markante Satellitenbild-Lineamente; Harnische; Gesteinsmehl, Kakirite, Störungsbrekzien	E-W bis NW-SE	dextrale Blattverschiebung, Schrägaufschiebung
	rezent	Erdbeben: Villach, 1348 Kartitsch, 1862 Friaul, 1976	NNW-SSE	dextrale Blattverschiebung, Aufschiebung; Hebung des Südblockes

Abb. 201.
Postoligozäne Spröddeformationen am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung.
Aus SPRENGER, W.L. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 201 zusammengefaßt. Neben den Seitenverschiebungen erfolgte dabei eine Hebung des Südalpenblocks und infolge der Transpression auch N-gerichtete Bewegungen. Diese dokumentieren sich beispielsweise in den jungen N-Bewegungen der Nordkarawanken oder auch dem Erdbeben von 1976 im Friaul.

Die Schmelzenbildung für die oligozänen Granitoide erfolgte in einem E–W-gerichteten Extensionsregime, wobei die Blattverschiebungszonen die Verbindung zu tieferen Krustenteilen herstellten. Dekompression und der zunehmende Wärmefluß führten an der Mantel/Krusten-Grenze zu partieller Aufschmelzung und Entstehung der granitoiden Schmelzen. Nach SPRENGER, W.L. (1996) intrudierten die Granitoide in einen Inselbogen, der später im Zug der Kontinent-Kontinent-Kollision überfahren wurde. Diese Entwicklung dokumentiert sich auch in einer Verschiebung des Chemismus der Granitoide vom prä- (Kordilleren-I-) zum post-kollisionären (Kaledoniden-I-)Typ. Aus einem Vergleich der geochemischen Daten leiten GRATZER, R. & KOLLER, F. (1993) für die jungpaläozoischen Magmen die Aufschmelzung kontinentaler Kruste ab, während sie für die alpidischen Schmelzen eine Herkunft aus ozeanischer Kruste oder von remobilisierten Magmatiten annehmen.

Von W nach E treten in Österreich entlang und nördlich des Periadriatischen Lineaments folgende Intrusivgesteinskörper auf: Rieserferner-Tonalit, Tonalitgänge im Iseltal, Hollbruck-Granodiorit, Lesachtal-Tonalit, Nötscher Granit, Tonalit von Finkenstein, Granit und Tonalit von Eisenkappel (Abb. 200). Mit Ausnahme der jungpaläozoischen Granite von Nötsch und Eisenkappel besitzen sie oligozänes Alter. Erzmineralisationen, die in direktem Zusammenhang mit den Intrusionskörpern stehen, sind nicht bekannt. Die Bedeutung des Wärmepotentials dieser Intrusionen für epigenetische Lagerstättenbildungen ist ebenfalls noch nicht zufriedenstellend untersucht.

Der größte Intrusionsköper ist der Rieserferner-Tonalit (untergeordnet Granodiorit, Granit) mit einem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 30±3 Ma (BORSI, S. et al., 1979). Er bildet in Amphiboliten und Glimmerschiefern des AMU-Komplexes einen 4,5 km breiten und bis zu 45 km langen Intrusivkörper, der sein Umgebungsgestein deutlich kontaktmetamorph beeinflußt hat (PROCHASKA, W., 1981a). Im W zeigt die Kontaktzone Migmatisierungen, im E ist eine scharfe tektonische Grenze ausgebildet (GRATZER, R., 1984; GRATZER, R. & KOLLER, F., 1993). Mit der Rieserferner-Intrusion sind einige *Skarnvererzungen* in Zusammenhang zu bringen (Schlaiten).

Der Lesachtal-Tonalit (Tonalitgneis und Quarzdioritgneis) bildet zwischen dem Niedergailgraben und Untertilliach eine 18 km lange und nur 180 m breite Lamelle. Ein weiterer stark tektonisierter Intrusivgesteinskörper ist der Hollbruck-Granodiorit westlich von Kartitsch. Auffallend ist in diesem Bereich, daß zwischen den Tonaliten und dem Gailtal-Kristallin schmale permotriadische Sedimentkeile eingeschaltet sind (BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a; SPRENGER, W.L., 1996).

Der Granit von Nötsch besitzt jungpaläozoisches Alter. Im S schließen an diese 8 km lange und nur 150 m breite Gesteinslamelle die Gailtalphyllite mit einer N vergenten Störungszone an. Im N folgt ebenfalls mit Störungskontakt das Karbon von Nötsch (Abb. 191). Der grobkörnige Granit ist samt seinen Nebengesteinen (Amphibolite, Gneise, Migmatite) stark tektonisiert und epizonal metamorph überprägt (EXNER, C., 1976; BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a).

Der Tonalit von Finkenstein am W-Ende der Karawanken ist als isoliertes Vorkommen in Tektonik und Gesteinsausbildung mit dem Tonalitgneis von Eisenkappel vergleichbar.

An der Grenze zwischen N- und S-Karawanken ist der Granit von Eisenkappel als 46 km lange und nur 2 km breite Lamelle im N dem Eisenkappler Paläozoikum (meist Grünschiefer, Diabase) aufgeschoben. Im S überlagert das Eisenkappler Altkristallin N-vergent den Granit. An einigen Stellen sind thermische Kontaktbildungen erhalten geblieben (N: zu den Grünschiefern Cordierit-Knotenschiefern; S: zum Altkristallin Migmatite, Hornfelse und Cordierit/Andalusit-Gesteine). Der Eisenkappler Granit stellt eine Differentiationsfolge von grobkörnigem Olivin-Gabbro über Diorite und Granodiorite bis zu Grobkorngraniten und deren Gangfolgen dar. K/Ar-Alter (252±9 [CLIFF, R.A. et al., 1974]) und Rb/Sr-Biotitalter (SCHARBERT, S., 1975) sind spätpermische bis tieftriadische Abkühlalter (EXNER, C., 1972, 1976; BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a; BAUER, F.K., 1983).

Der unmittelbare Grenzbereich zwischen Ost- und Südalpen wird im Remscheniggtal südöstlich Eisenkappel durch den Eisenkappler Tonalit (43 km lange und 2,2 km breite Lamelle; davon 8 km mit Breite von 650 m in Österreich) markiert (Abb. 188, 189). Der Tonalit ist postkristallin zu den Gneisen deformiert und teilweise auf sein ehemaliges und zu Hornfelsen umgewandeltes Intrusionsdach (Eisenkappler Altkristallin) aufgeschoben. Platznahme (28±4 und 29±6 Ma) und Deformation des Tonalitgneises stehen in engem Zusammenhang mit den Lateralbewegungen entlang des Periadriatischen Lineaments (EXNER, C., 1972; BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980a; BAUER, F.K. et al., 1983).

5. Südalpen

Anteile der Südalpen sind in Österreich an der Grenze zu Italien und Slowenien gelegen. Sie bauen im W von Sillian über 140 km Längserstreckung bis Arnoldstein die Karnischen Alpen und weiter im E bis in den Bereich des Seeberges südlich Eisenkappel die Süd-Karawanken auf. Die N-Grenze bildet das Periadriatische Lineament, das im W dem Lesach- und Gailtal folgt. Im E verläuft diese Grenze innerhalb der Karawanken und trennt einen ostalpinen Karawanken-Nordstamm (Drauzug) von den Süd-Karawanken.

Die Karnischen Alpen schließen eine vollständige paläozoische Abfolge auf, die innerhalb des Ordoviziums einsetzt und sich im Bereich des Gartnerkofels noch bis in die Mitteltrias fortsetzt.

In den Süd-Karawanken sind die paläozoischen Schichten ebenfalls von südalpiner Trias überlagert. Am besten ist in den Süd-Karawanken das Paläozoikum im Seebergebiet südlich von Eisenkappel aufgeschlossen.

Zusammenfassende Darstellungen

BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980b); SCHÖNLAUB, H.P. (1979, 1980, 1985); TOLLMANN, A. (1987); SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993).

5.1. Südalpines Paläozoikum

Die weitgehend biostratigraphisch abgesicherte paläozoische Schichtfolge der Karnischen Alpen (SCHÖNLAUB, H.P., 1985; KREUTZER, L., 1992a,b) gilt mit kleineren Modi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fikationen (MOSHAMMER, B., 1989) auch für die Süd-Karawanken. Das Ende des variszischen Zyklus wird dabei durch die Flyschentwicklung der Hochwipfel-Formation (Visé bis Serpukov) gebildet. Mit den marinen Molassebildungen der Auernig-Gruppe setzt die post-variszische Entwicklung ein (Abb. 202).

Die ältesten Anteile sind klastisch entwickelt. Sie führen im Comelico-Porphyroid und vulkaniklastischen Gestei-

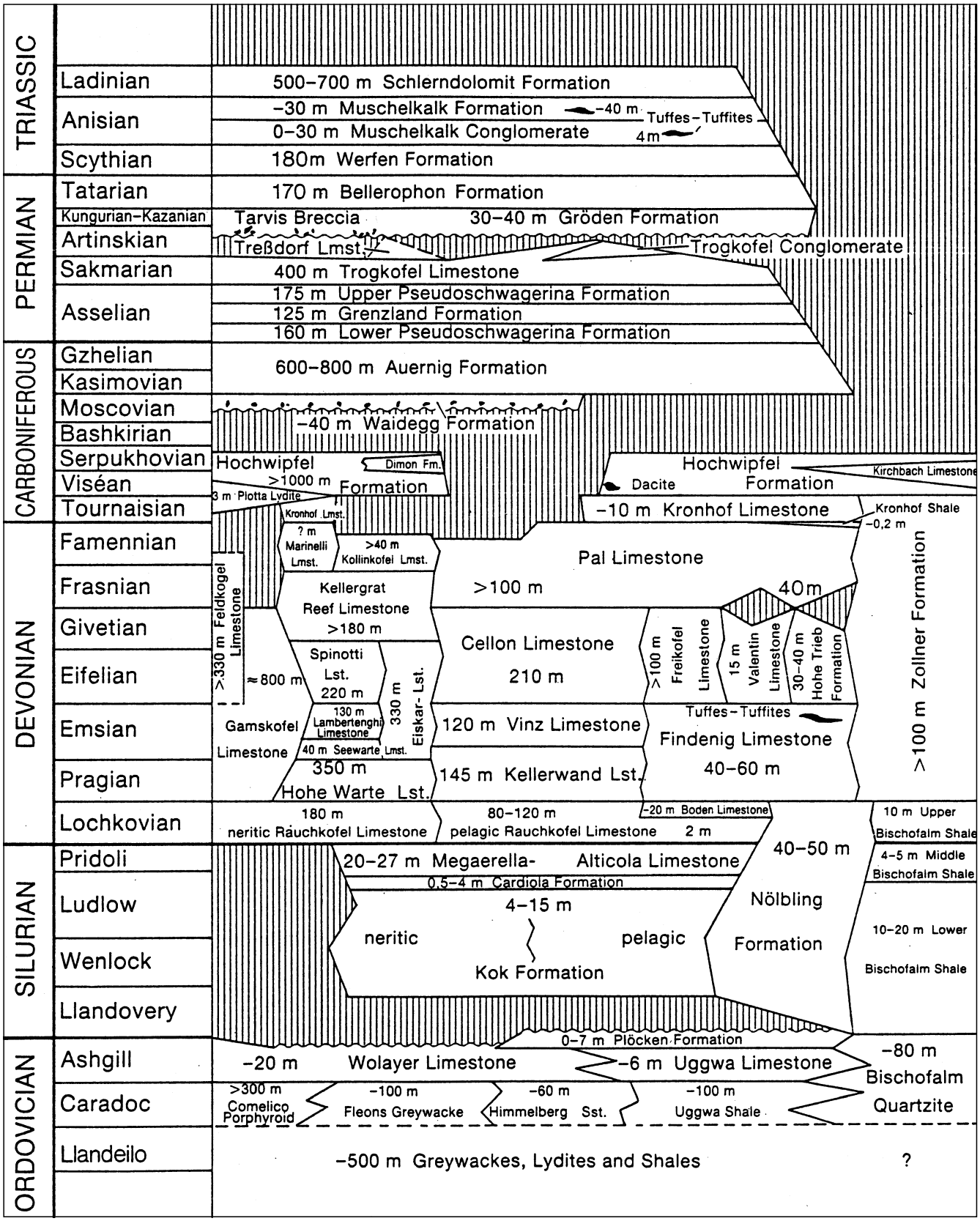


Abb. 202.
Stratigraphische Tabelle des Paläozoikums in den Karnischen Alpen.
Mit geringfügigen Änderungen kann dieses Schema auch für die Südkarawanken verwendet werden.
Nach SCHÖNLAUB, H.P. (1985) und KREUTZER, L. (1992a,b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nen der Fleons-Formation saures vulkanisches Material. Lateral verzahnen sie mit flachmarinen klastischen Gesteinen, aus denen auch die ältesten Fossilfunde (Caradoc) stammen. Detritäre Muskovite mit $^{40}Ar/^{39}Ar$-Altern von 600–629 Ma deuten auf ein Liefergebiet, das von einer spät-präkambrischen (cadomischen) Metamorphose geprägt war (DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F., 1994).

Glazieustatische Meeresspiegelschwankungen bewirken in den meisten Profilen im Ordovizium/Silur-Grenzbereich Schichtlücken. Örtlich, z.B. im Wolayer-See-Gebiet, umfassen sie weite Abschnitte des Silurs.

Aufgrund unterschiedlicher Ablagerungstiefen und Subsidenzverhältnisse werden im max. 60 m mächtigen Silur drei karbonatische Faziesbereiche (Wolayer-, Plöcken- und Findenig-Fazies) und in der Bischofalm-Fazies eine graptolithenführende Schwarzschiefer-Lydit-Entwicklung unterschieden. Letztere setzt sich über die Silur/Devon-Grenze in einer Mächtigkeit >100 m als Zollner-Formation bis in das tiefere Karbon hinein fort.

In den karbonatischen Sedimentationsbereichen setzt das Devon im Lochkov in der Rauchkofel-Formation mit pelagischen Kalken ein. Unterschiedliche Subsidenz bringt ab dem Pragium auf kürzeste laterale Entfernung eine Differenzierung in eine Flachwasserfazies mit organodetritischen Riff-/Lagunenkalken und pelagischen, einige 100 m mächtigen Cephalopodenkalken mit sich.

In den Karnischen Alpen erreichen die Flachwasserkarbonate Mächtigkeiten von >1000 m (KREUTZER, L., 1990, 1992a,b); in den Süd-Karawanken sind sie etwa 300 m mächtig (RANTITSCH, G., 1990).

Im Oberdevon (Frasne) wird bis auf wenige Ausnahmen (z.B. Kolinkofel-Kalk) dieser Faziesraum durch verstärkte Subsidenz ausgeglichen. Bis ins Tournais wer-

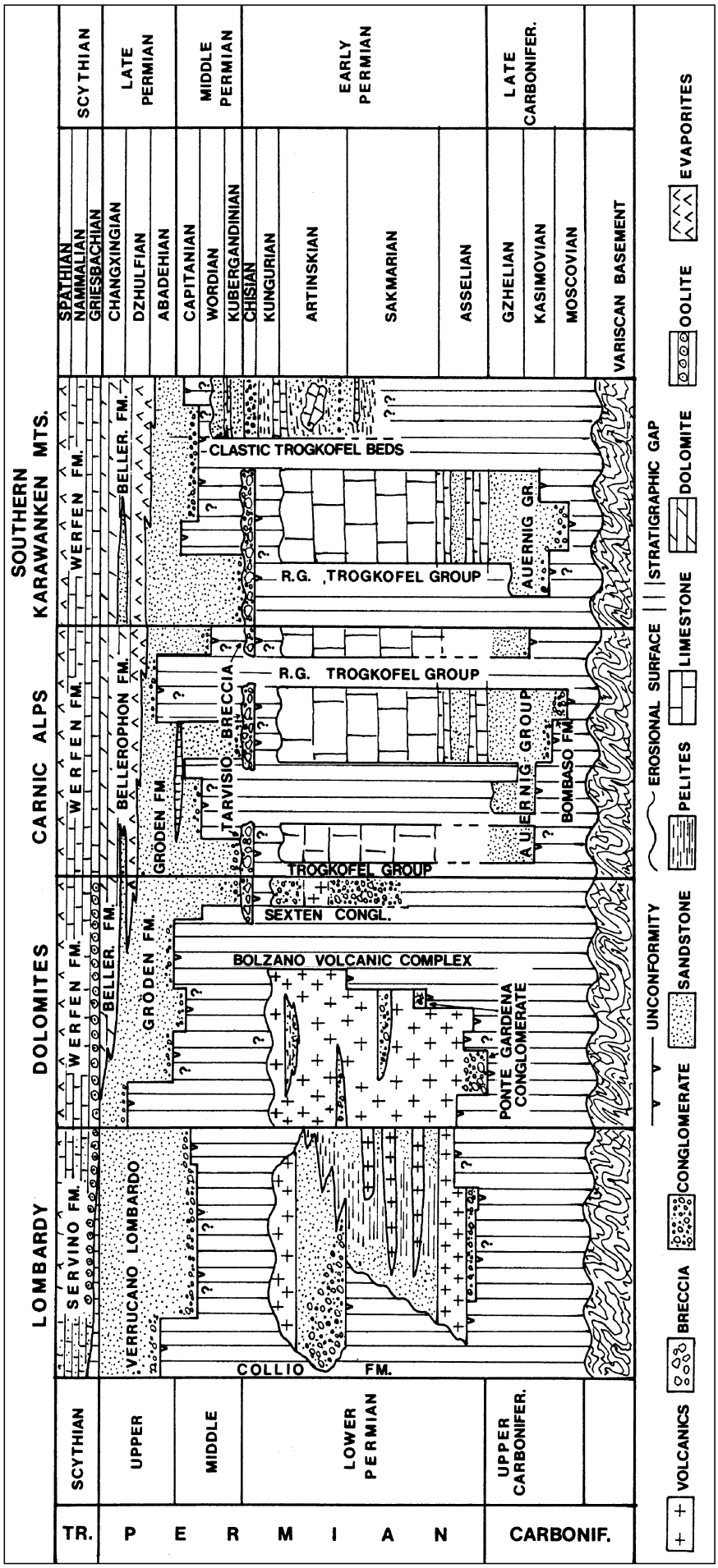


Abb. 203.
Stratigraphisches Schema der spät- bis post-variszischen Sedimente (Oberkarbon–Untertrias) in den Südalpen.
RG = Rattendorfer Gruppe.
Aus KRAINER, K. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den nun einheitlich ausgebildete Cephalopodenkalke (Pal-, Kronhof-Kalke) abgelagert.

Bemerkenswert sind neben kontinuierlichen Entwicklungen über die Devon/Karbon-Grenze auch lückenhafte Profile, in denen die devonischen Riffkörper teilweise erodiert wurden und an der Basis des höheren Unterkarbons Conodonten-Mischfaunen weit verbreitet sind (GEDIK, I., 1974; BANDEL, K., 1972; EBNER, F., 1973, 1991; TESSENSOHN, F., 1974, 1983; POHLER, S., 1982; KREUTZER, L., 1990). Diese Schichtlücke wird mit einem Paläokarstrelief und silikatischen Regolithbildungen (Plotta-Lydit) in Verbindung gebracht. Beendet wurde diese Erosionsphase an der Tournais/Visé-Grenze durch Meeresspiegelschwankungen und/oder Niederbruch der Hochzonen sowie den Einsatz der klastischen Hochwipfel-Flyschentwicklung (TESSENSOHN, F., 1974; SCHÖNLAUB, H.P. et al., 1991; AMERON, V. et al., 1984).

Aufgrund sedimentologischer Kriterien wird die klastische Entwicklung der >1000 m werdenden Hochwipfel-Formation, die in den hangenden Anteilen in die vulkanische Dimon-Formation übergeht, als Flyschentwicklung an einem aktiven Plattenrand interpretiert (TESSENSOHN, F., 1971, 1983; SPALLETTA, C. et al., 1990; SPALLETTA, C. & VENTURINI, C., 1988; EBNER, F., 1991b; EBNER, F. et al., 1991; KRAINER, K., 1992; KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1994). Neben siliziklastischen, pelitisch/psammitischen, turbiditischen Gesteinsabfolgen ist gravitativ eingeglittenes Karbonatmaterial unterschiedlichster Größenordung mit Unterkarbon-Flachwasserkarbonaten eines nördlich gelegenen, unbekannten Liefergebietes von Bedeutung (FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P., 1990).

Mineralisationen innerhalb der variszischen Anteile der Südalpen sind unbedeutend. In altpaläozoischen Kalken der Karnischen Alpen treten vor allem südlich von Hermagor in einer Reihe von Vorkommen *karbonatische und oxidische Eisenerze* auf. Zu erwähnen ist hier auch die in Kalken liegende oxidische *Manganvererzung* des Poludnig.

Der polymetallische Baryt-Fluoritbezirk Karnische Alpen, dessen Vorkommen sich zum Großteil auf italienischem Staatsgebiet befinden, ist an das zwischen den paläozoischen Kalken und dem Hochwipfelflysch auftretende Karstrelief gebunden. Die Paragenesen sind durch *Cu-Hg-Zn-Pb-Sulfide, Fluorit und Baryt* bestimmt. Die Vererzungen entstanden durch niedrigsttemperierte Erzlösungen, die entlang von Strukturen aufstiegen, die bei der tektonischen Zerlegung der Karbonatplattform angelegt wurden.

In den westlichen Süd-Karawanken konzentrieren sich im Detail unzureichend bekannte *polymetallische*, lager- und imprägnationsartige *Vererzungen* in paläozoischen Karbonaten auf den Bereich Pridou-Oberkreith (polymetallischer Erzbezirk westliche Südkarawanken).

Die variszische Orogenese erreichte zwischen dem späten Namur und höheren Westfal ihren Höhepunkt. Sie wird durch die winkeldiskordante Auflagerung der Auernig-Gruppe angezeigt, wobei die ältesten, post-variszischen Sedimente der Waidegg-Formation dem oberen Miatchkovo angehören (KAHLER, F., 1983). Die weitere post-variszische Entwicklung ist in Abb. 203 dargestellt.

Zuerst werden störungsbedingte Becken mit deltaischen bis flach marinen Sedimenten gefüllt. Über der aus unreifen Sedimenten bestehenden Bombaso-Formation folgt im höheren Oberkarbon die ca. 1200 m mächtige Auernig-Gruppe, die am besten im Bereich des Naßfeldes aufgeschlossen ist (FENNINGER, A. et al., 1976; VENTURINI, C., 1990, 1991; KRAINER, K., 1992a). In ihren fossilreichen Formationen wechsellagern pflanzenführende Klastika mit Fusulinenkalken. In der Auernig Gruppe wurden zeitweise 0,5 bis 1 m mächtige *Anthrazit*-Lager (z.B. Kronalm/Naßfeld, Straninger Alm, Lanzenalm, Tomritsch/südlich Tröpolach beschürft.

Im Unterperm entwickelte sich zunächst bei ähnlicher Fazies die Rattendorfer Gruppe (ca. 350 m) und dann mit den ca. 300 m mächtigen Trogkofelkalken, Bildungen einer unterschiedlich abgeschnürten Karbonatplattform und des äußeren Schelfbereiches. In den Süd-Karawanken sind vor allem aus dem slowenischen Anteil die klastischen Trogkofel-Schichten (RAMOVS, A., 1963) bekannt. Diese bauen sich aus fossilreichen, klastischen Sedimenten mit Olistolithen von Flachwasserkalken (Trogkofelkalken) auf.

Vertikalbewegungen (saalische Phase) sind Ursache für Schichtlücken und die Bildung der bis 200 m mächtigen Tarviser Breccie („Scarp foot fan“). Darauf folgt, ebenfalls als Folge der starken Vertikaltektonik, über verschieden alten Formationen und mit beträchtlichen Mächtigkeitsunterschieden die Grödener Formation (karbonatische Schiefer, Silt-/Sandsteine mit dolomitischen Lagen), die im fluvialen, flachmarinen oder Playa-Milieu abgelagert wurde (BUGGISCH, W. et al., 1976; BUGGISCH, W., 1978). Dem Oberperm gehört die 200 m mächtige Bellerophon-Formation (teilweise evaporitische und bituminöse Dolomite eines offen marinen bis abgeschnürten Schelfbereiches) an (BUGGISCH, W., 1974).

Im Bereich des Bärentales (westliche Süd-Karawanken) wurden in den Bellerophondolomiten eingelagerte *Gipse* an mehreren Lokalitäten tagebaumäßig abgebaut. Weiters soll hier eine *Uran-Anomalie* erwähnt werden, die in den Süd-Karawanken in permischen klastischen Gesteinen auf 7 km Erstreckung vom Vellachtal im E bis zum Oboiniggraben im W festgestellt wurde.

5.2. Südalpines Mesozoikum

In den Karnischen Alpen setzt sich die Schichtentwicklung im Reppwand-Gartnerkofel-Profil bis in die Mitteltrias fort (Abb. 204). Zunächst folgen im Skyth flachmarine Werfener Schichten in Seiser- (Flachwasserkarbonate) und Campiler- (rote Schiefer, Karbonate) Entwicklung. Die Mitteltrias beginnt mit dem 30 m mächtigen und durch eine Tufflage zweigeteilten Muschelkalkkonglomerat, auf das der Muschelkalk (Bankkalke, Knollenkalke mit Tufflagen) und schließlich der 700 m mächtige Schlerndolomit folgt.

In den Süd-Karawanken dokumentiert sich die unterschiedliche Subsidenz und Mobilität des Untergrundes in der Förderung von Laven, Tuffen und Tuffiten, die örtlich in Beckensedimenten im Liegenden des Schlerndolomites (Ladin) eingeschaltet sind. Das Niveau der Raibler Schichten ist in den Süd-Karawanken im W durch 400–500 m mächtige Hornsteinkalke und im E durch megalodontenführende Bankdolomite vertreten. Aus dem Nor sind 600–1000 m mächtige Dachsteinkalke in Lagunenfazies von der Vellacher Kotschna, der Koschuta und dem Mittagskogel bekannt. Damit endet auf österreichischem Staatsgebiet die südalpine Mesozoikumsentwicklung (BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P., 1980b).

An Mineralisationen ist aus dem österreichischen Anteil des südalpinen Mesozoikums lediglich die *Hg-Vererzung* der Vellacher Kotschna in den Süd-Karawanken zu erwähnen. Sie liegt einerseits in grauen Dolomiten, die vermutlich dem Bellerophon-Niveau zuzuordnen sind (BAUER,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

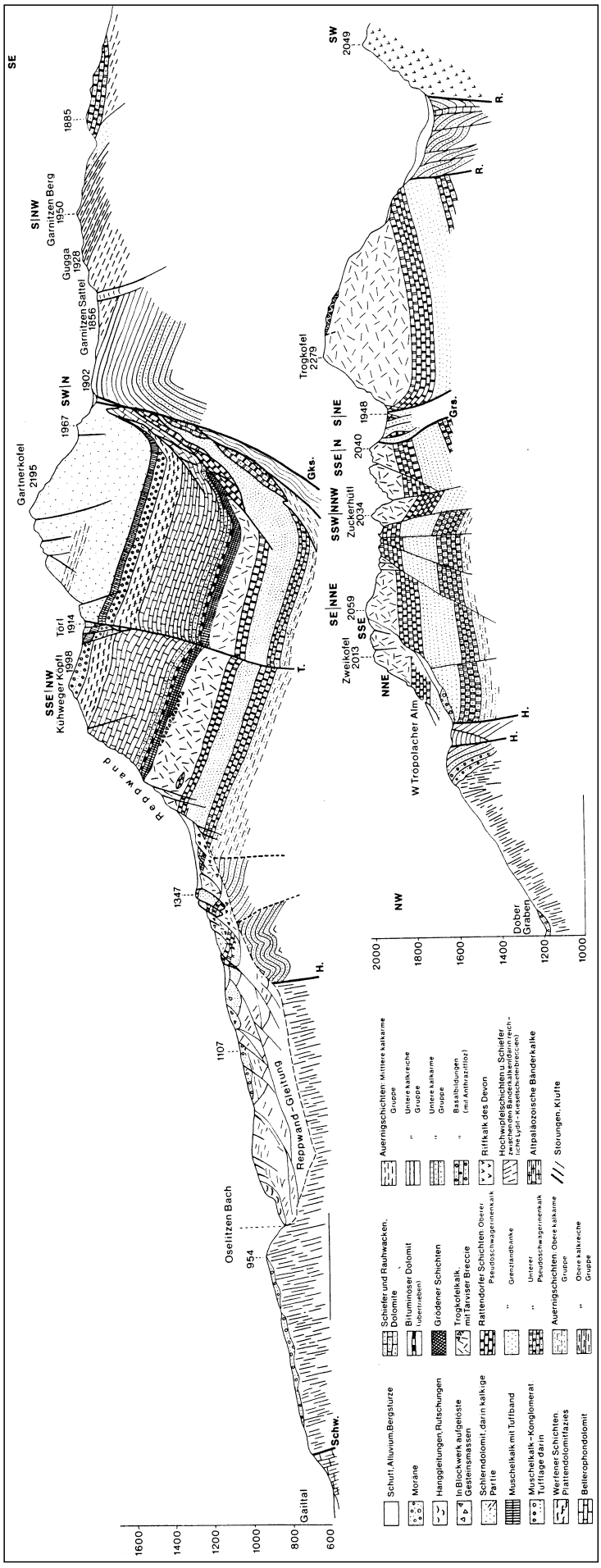


Abb. 204.
Profile durch den Gartnerkofel und Trogkofel in den Karnischen Alpen zeigen die klassischen spät- bis post-variszischen Sedimente des Jungpaläozoikums und der südalpinen Trias. Nach PREY, S. (1963), aus SCHÖNLAUB, H.P. (1979).

F.K. et al., 1983), andererseits durchschlagen NNE bis ENE streichende Gänge skythische Sandsteine und anisische Dolomite.

5.3. Tektonik

Das variszische Stockwerk der Südalpen ist aus einem Schuppenkomplex isoklinal verfalteter, anchi- bis epizonaler Gesteine aufgebaut, die mit Winkeldiskordanz von post-variszischen Sedimenten überlagert werden.

Das klassische tektonische Konzept enthält für die Karnischen Alpen neun N vergente variszische Decken, die voneinander jeweils durch Hochwipfelschichten getrennt werden (Abb. 205). Unter Bedachtnahme auf den geringen Deformationsgrad der post-variszischen Sedimente wird die variszische Deformation stärker als die alpidische angenommen. VAI, G.B. (1979) schätzt die variszische Krustenverkürzung mit 75–80 % ein.

Ein neues Struktur- und Altersdaten berücksichtigendes Modell sieht für die variszische Orogenese eine dreistufige Entwicklung vor (Abb. 206; VENTURINI, C., 1990):

- ❍ Mittel- bis oberkarbone Kompression erzeugt eine große SSW-vergente Faltenstruktur mit klaren N-vergenten Rückfaltungen.
- ❍ Heraushebung und Spröddeformation zerlegt die asymmetrische Faltenstruktur entlang der Schieferpakete in tektonische Schuppen.
- ❍ Anlage von Decken mit offenen Antiklinalstrukturen mit Verfaltung der älteren Deformationen.

Das ebenfalls mehrphasige alpidische Deformationsgeschehen, in dem teilweise ältere Strukturen reaktiviert werden, ist durch NW/NE–SE/SW-Kompression und Lateralbewegungen entlang des Periadriatischen Lineaments geprägt (VENTURINI, C., 1990). Wie schon von HERITSCH, F. (1936) bemerkt, kam es dadurch sogar zu flach liegenden Deckenstrukturen permokarboner Gesteine über der Grödener Formation. Westlich des Naßfeldes liegt mit einer Schubweite >3 km nach SE (Interaktion von N–S Kompression und dextralen Bewegungen entlang des Periadriatischen Lineaments) die allochthone Trogkofeleinheit über der autochthonen Straninger Einheit (EICHHÜBL, P., 1988).

Im Oligozän werden bei Nachlassen der Kompression Scherzonen (z.B. Schwarzwipfel-, Hochwipfelstörung) angelegt, denen im mittleren Miozän eine abermalige NW–SE-gerichtete Kompressionsphase mit Anlage SE-vergenter En-chelon-Falten und Aufschiebungen nachfolgt. Vertikalbewegungen an den Scherzonen erzeugen eine Flower-Struktur. Eine abschließende

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

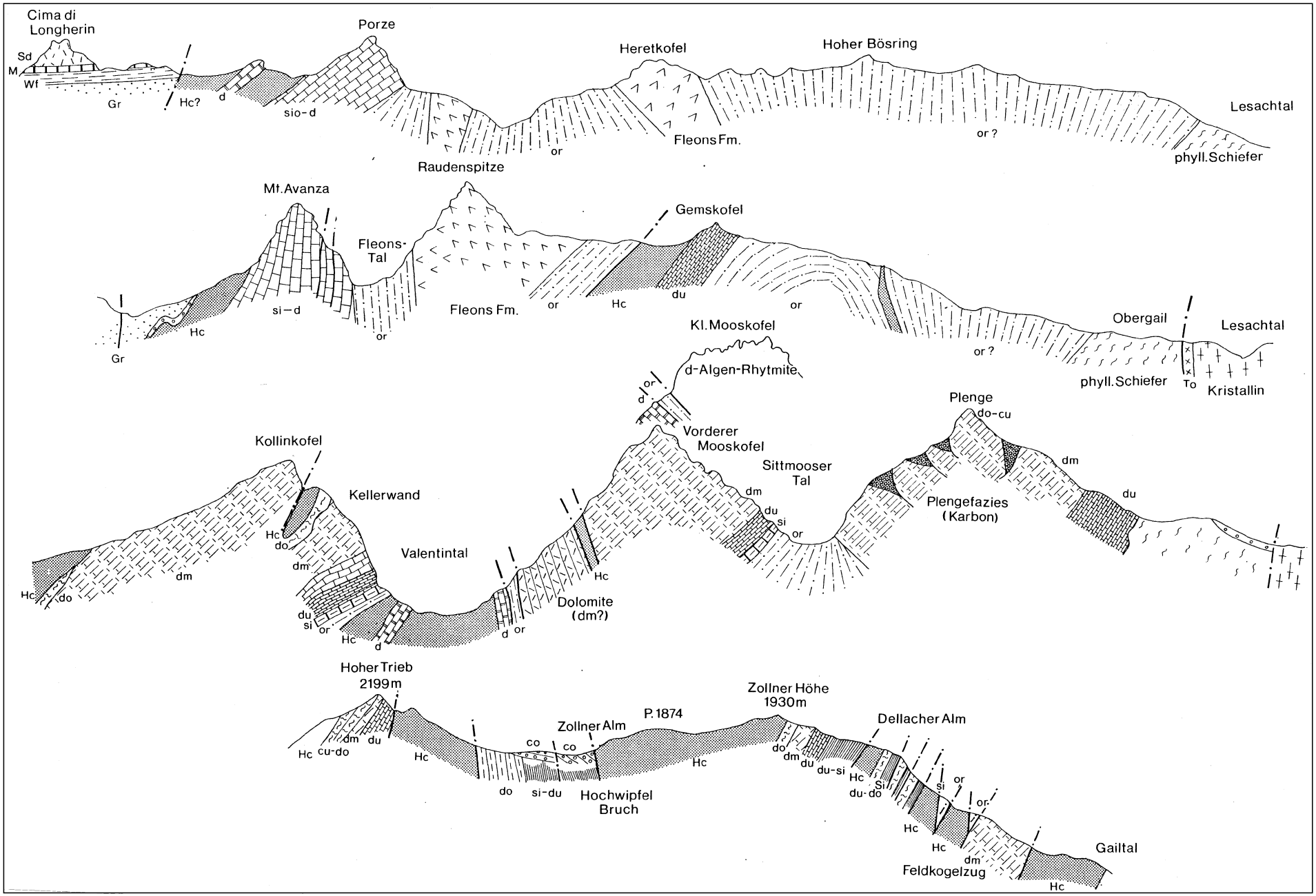


Abb. 205.
Profilserie durch die westlichen und zentralen Karnischen Alpen.
Aus BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

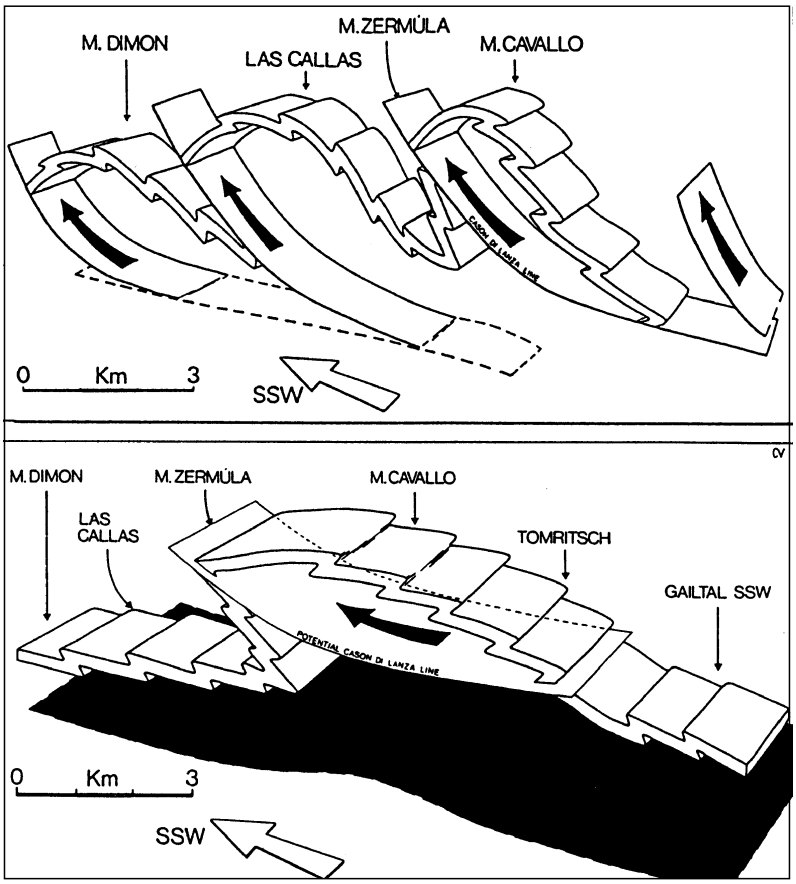


Abb. 206.
Variszische Deformation in den Karnischen Alpen.
Abgebildet sind das 1. und 3. Stadium (oben).
Nach VENTURINI, C. (1990).

N–S-Kompression (Pannon, Pont) bewirkt die Aufschiebung der Karawanken auf das nördliche Vorland und die S-vergenten Überschiebungen der Steiner Alpen in Slowenien.

In den östlichen Süd-Karawanken ist die Tektonik durch eine N-vergente Antiklinalstruktur mit zwei allochthonen Einheiten geprägt. Abb. 207 zeigt diese Struktur mit der Riffkalkeinheit (devonische Kalke, Hochwipfelflysch, post-variszisches Permokarbon und südalpines Mesozoikum der Koschuta und Steiner Alpen) im Hangenden. In engen Antiklinal-/Synklinalstrukturen ist das Paläozoikum dieser Einheit auch in der Trögener Klamm aufgeschlossen. Darunter liegt die Einheit der altpaläozoischen Bänderkalke und schließlich im Seebergfenster die autochthone Basiseinheit mit altersunsicheren Seebergschiefern und auflagernden Äquivalenten der Auernig-Gruppe (ROLSER, J. & TESSENSOHN, F., 1974).

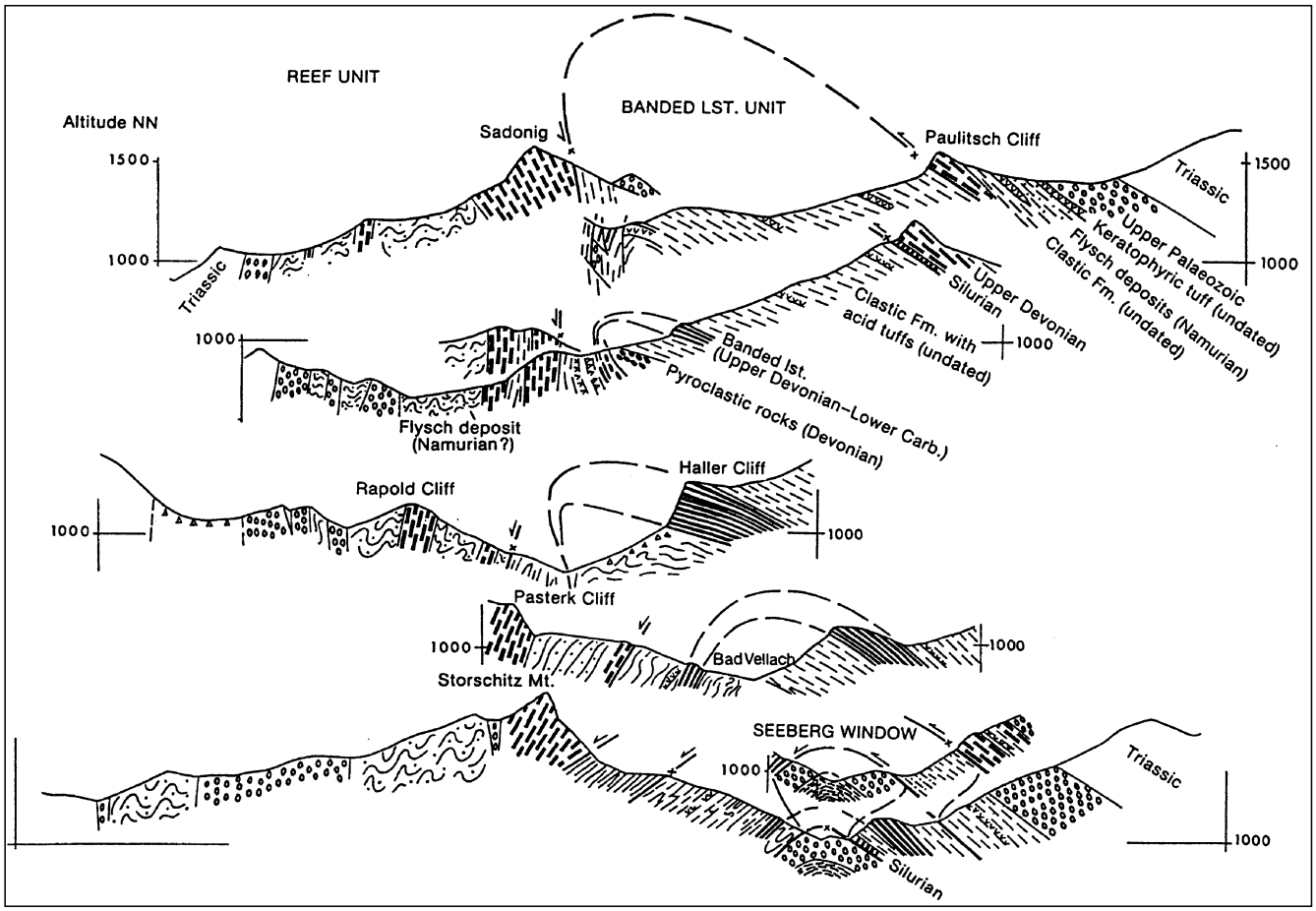


Abb. 207.
Querprofile durch die Südkarawanken im Seeberggebiet südlich Eisenkappel.
Aus BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980b) nach ROLSER, J. & TESSENSOHN, F. (1974).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

6. Quartär

Durch den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten klimatisch gesteuerte Erosions- und Akkumulationsphasen waren im Quartär für die Ausbildung der heutigen Landschaftsformen verantwortlich.

Trotz der großen Bedeutung des Quartärs für das Potential an Baurohstoffen (Sand, Kies, Ton), für technisch/geologische und hydrogeologische Fragestellungen wurde es in der Metallogenetischen Karte zu einer einzigen Ausscheidung zusammengefaßt. Dies geschah, um innerhalb der einzelnen prä-quartären Gesteinseinheiten die Zusammenhänge nicht zu verschleiern und die Lesbarkeit der Karte zu erhöhen. Daher wurde das Quartär auch nur entlang der Hauptentwässerungslinien und innerhalb der prä-quartären Einheiten dort dargestellt, wo es in großer Mächtigkeit den im Detail unbekannten Untergrund verhüllt (z.B. Moränenlandschaften in der Molassezone).

Für die Landschaftsformung und die Ausbildung bzw. Verbreitung der pleistozänen Sedimente ist die Ausdehnung der Vereisungsgebiete in den einzelnen Vereisungsperioden von großer Bedeutung. In den vergletscherten Bereichen war die Gletschererosion der wesentliche landschaftsprägende Faktor. Wichtig war dabei vor allem der Tiefenschurf durch die alpinen Längstalgletscher und die Auffüllung der enorm übertieften Täler nach dem Abtauen der Eismassen.

In den nicht vergletscherten Periglazialgebieten führte der klimatische Wechsel zu Schotterakkumulationen und Ausbildung von Terrassenlandschaften, tiefgründiger Aufwitterung des Grundgebirges und Löß-Anwehungen.

Zusammenfassende Darstellungen

DRAXLER, I. (1980); FUCHS, W. (1980c); TOLLMANN, A. (1986); VAN HUSEN, D. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

IV. Die metallogenetischen Einheiten Österreichs

Leopold WEBER und Mitarbeiter
(Autoren der Einzelbeiträge: siehe Inhaltsverzeichnis)

1. Böhmische Masse (Außeralpines Variszikum)

Im österreichischen Anteil der Böhmische Masse kann grob zwischen dem Moravikum und dem Moldanubikum unterschieden werden. Die tiefere Einheit, das Moravikum, zeichnet sich durch eine auffallende Armut an Rohstoffvorkommen aus, sodaß auch keine weiteren Unterscheidungen sinnvoll sind. Der tektonisch höhere Komplex des Moldanubikums bildet zusammen mit der Intrusivmasse des Süd-Böhmischen Plutons aufgrund seiner zahlreichen Mineralisationen eine eigenständige metallogenetische Einheit.

1.1. Moravikum

Im österreichischen Anteil des Moravikums sind keine wirtschaftlich bedeutenden Rohstoffvorkommen bekannt.

1.1.1. Eisen und Stahlveredler

Von LIBOWITZKY, E. (1990) wurden Anreicherungen von Magnetit in phyllitischen Gesteinen des autochthonen Daches des Thayaplutons bei Merkersdorf und Passendorf beschrieben, die als sedimentäre Anreicherung (Seifen!) gedeutet werden.

1.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Eine von GÖTZINGER, M.A. & HANDL, M. (1994) bearbeitete imprägnationsartige Kupfermineralisation im Bittescher Gneis bei Mödring stellt ein Vorkommen von wissenschaftlichem Interesse dar.

1.1.3. Energierohstoffe

Im zerklüfteten Kristallin des Moravikums wurde durch die Bohrung Stockerau Nord im Jahre 1975 in ca. 1810–1840 m Tiefe ein kleines Ölvorkommen nachgewiesen und sogar bis 1979 genutzt. Auch im Raum südlich von Tulln wurden Ölspuren im kristallinen Untergrund bekannt. Das Potential an Kohlenwasserstoffen des kristallinen Untergrundes ist noch zu wenig erkundet (vgl. auch Kap. 2.1.4.1.2.1. „Kohlenwasserstoffbezirk Wiener Bekken“).

1.2. Moldanubikum

Die Art und die Verteilung der Rohstoffvorkommen des österreichischen Anteils der Böhmischen Masse wird einerseits vom Süd-Böhmischen Pluton und andererseits von dessen metamorphen Dachgesteinsabfolgen wesentlich bestimmt. Aus diesem Grunde erfolgte auch die Untergliederung in ein „Süd-Böhmisches Granitmassiv“ und ein „Moldanubisches Metamorphikum“.

Die granitgebundenen Mo- bzw. U-(F-)Mineralisationen wurden jeweils als eigenständige Erzbezirke ausgewiesen. Da auch bestimmte autochthone Kaolinvorkommen an granitoide Ausgangsgesteine gebunden sind, wurden diese ebenfalls in einem eigenen Abschnitt beschrieben.

Auch in den metamorphen Dachgesteinsabfolgen des Süd-Böhmischen Plutons liegen zahlreiche Rohstoffvorkommen. So können die Graphitvorkommen aufgrund der auffallenden Bindung an bestimmte lithologische Abfolgen zu einem eigenen „Graphitbezirk Bunte Serie“ zusammengefaßt werden. Auch die Vermiculitvorkommen des Moldanubikums wurden in einem eigenen Bezirk beschrieben. Aufgrund ihrer Eigenständigkeit wurde den an Ultrabasitgesteine gebundenen Magnesitvorkommen ein eigener Lagerstättenbezirk gewidmet.

1.2.1. „Moldanubisches Metamorphikum“

1.2.1.1. Eisen und Stahlveredler

Wirtschaftlich bedeutende Lagerstätten des Eisens oder von Stahlveredlern sind in den Gneisabfolgen des Moldanubikums nicht bekannt, weswegen wohl auf Grund des Bedarfes auch kleinere Vorkommen gelegentlich genutzt wurden. So treten immer wieder Anreicherungen von Limonit und Eisensulfiden eng verbunden mit den Graphitvorkommen auf (Angelbach-Brennerhof, Drosendorf, Eisengraben-Rastbach, Krumau-Spiegelleiten, Maria Laach, Moritzreith, Niedergrünbach, Obermeisling, u.a.). Diese Vorkommen wurden in der Vergangenheit sogar bergbaulich genutzt (WALDMANN, L., 1952).

Bemerkenswert sind auch die Vorkommen von Magnetit bei Kottaun, die als Skarnbildungen interpretiert werden (GÖTZINGER, M.A., 1981).

Im oberflächennahen Bereich der Serpentinite von Waldkirchen sind erhöhte Nickel-Gehalte bekannt, die auf eine relative Anreicherung durch Verwitterung der Olivine zurückgeführt werden können. Die Olivine der Serpentinite enthalten etwa 0,2 Gew.-% NiO.

An Kalksilikatfelse gebundene Scheelit-Mineralisationen sind bei Wietzen und Streitwiesen nachgewiesen worden (BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. & ZEMANN, J., 1985).

1.2.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Vor allem an die Kalkmarmorzüge der Bunten Serie sind silberführende Blei-Zink-Mineralisationen gebunden, die in der Vergangenheit beschürft wurden. Sie sind allesamt auf Grund ihrer geringen Dimension lediglich von wissenschaftlicher Bedeutung (Alauntal, Mieslingtal/Spitz, Mosinghof, Primmersdorf, Limbach-Teufelslucke). In Zusammenhang mit den Graphitvorkommen sind auch Anreicherungen von Pyrit bekannt.

1.2.1.3. Edelmetalle

Sieht man von der Silberführung verschiedener (fraglicher) Galenit-Mineralisationen ab (Limbach-Teufelslucke, Primmersdorf), sind im Gneiskomplex des Moldanubikums nach dem derzeitigen Wissensstand keine Edelmetallvorkommen bekannt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1.2.1.4. Sonder- und Leichtmetalle

Mit Ausnahme von Beryllium-Anreicherungen in Pegmatiten, deren Beryllführung lediglich von wissenschaftlichem Interesse ist, sind nach dem derzeitigen Wissensstand keine bedeutenderen Vorkommen von Sondermetallen bekannt (Vorkommen Mitterberger, Pfennigberg und Zissingdorf).

1.2.1.5. Industrieminerale

Die Gneisabfolgen des Moldanubikums sind eine wichtige Trägereinheit verschiedenster Industrieminerale. Die zahlreichen kleinen Graphitvorkommen innerhalb der Bunten Serie werden bis heute bergbaulich genutzt. Diese werden in einem eigenen Kapitel „Graphitbezirk Bunte Serie“ beschrieben. In den Ultrabasiten sind neben Vorkommen von Talk und Asbest zahlreiche kleine Vorkommen von Vermiculit, Magnesit und Opal bekannt, die auf Grund ihrer charakteristischen Mineralparagenese und ihrer lokalen Verbreitung in zwei Bezirke gegliedert werden können: „Vermiculitbezirk Waldviertel“ und „Magnesit-(Vermiculit-)Bezirk Dunkelsteiner Wald“. Diese werden jeweils in eigenen Kapiteln beschrieben.

Die zahlreichen Pegmatitvorkommen der Böhmischen Masse wurden vor allem auf Quarz und Feldspat (Pfahlquarz!) gebaut. Örtlich sind diese Pegmatite auch wegen ihrer Berylliumführung bekannt geworden. Entlang der Rodelstörung befinden sich mehrere Vorkommen von „Quetschschiefern“ (Mylonite), die fälschlicherweise als Talk bezeichnet werden (Dreiegg, Gramastetten – Edtmayer, Zwettl an der Rodl). Im Rehberger Amphibolit befinden sich mehrere kleine Vorkommen von Talk und Asbest (Lengenfeld – Langenlois, Neumühle, Schönberg, Zöbing – Langenlois).

Neben primären Kaolin-Vorkommen (Schwertberg) sind in solchen Becken örtlich auch umgelagerte Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte bekannt.

Auch im oberösterreichischen Teil des Moldanubikums sind mehrere Graphit-Vorkommen bekannt, die zumindest hinsichtlich ihrer Genese mit den wirtschaftlich bedeutenden Graphitmineralisationen auf bayerischem Staatsgebiet (Kropfmühl) vergleichbar sind. Die Vorkommen auf österreichischem Staatsgebiet sind aber über ein Schurfstadium nicht hinausgekommen (Esternberg, Freinberg – Haibach, Herzogsdorf – Eidendorf, Kohlstatt, Mistlberg, Panidorf – Klaffer, Sarleinsbach).

1.2.1.5.1. Graphitbezirk Bunte Serie

Nicht konturiert; ÖK: 6, 7, 8, 20, 36, 37, 54, 55.

Charakteristika: Die „Bunte Serie“, Trägereinheit der zahlreichen Graphitvorkommen, setzt sich aus einer wechselhaften Abfolge bestehend aus Paragneisen, Graphitgneisen, Amphiboliten und Kalk- sowie Silikatmarmoren zusammen. Diese Gesteinsabfolgen gingen aus epikontinentalen arenitischen, tonigen bzw. karbonatischen Sedimenten und basischen Vulkaniten hervor. Eine altersmäßige Einstufung ist mangels sicher auswertbarer Fossilien nicht möglich. Vieles deutet auf ein präkambrisches Alter.

Die Gesamtzusammensetzung der Graphitgneise gleicht der von durchschnittlichen Schwarzschiefern. Chondritnormierte Verteilungsmuster der SEE der graphitführenden Gesteine spiegeln pelitische Sedimente wider. Die Zusammensetzung der C-Isotope (siehe unten) der Graphite aus den Graphitgneisen lassen eindeutig auf einen organogenen Ursprung der Graphite schließen (Schrauder, M. et al., 1993).

Der „Waldviertler Graphit“ wird als Produkt einer metamorphen Überprägung von Sapropelen erklärt. Diese entstanden als Folge einer markanten Änderung der Normalsedimentation unter Mitwirkung eines basischen submarinen Vulkanismus, der die entsprechenden Bedingungen für ein euxinisches Milieu schuf, aber auch schwermetallhältige hydrothermale Lösungen anlieferte.

Mehrere Metamorphosen führten schließlich zu einem Reifungsprozeß. Auf Grund isotopenthermometrischer Messungen konnte eine prägende Temperatur zwischen 640–780°C für das Metamorphoseereignis ermittelt werden, Temperaturen, die gut in das gesamte Metamorphosebild der umgebenden Gesteine passen. Im Gegensatz zu den Graphiten der Grauwackenzone sind die Waldviertler Graphite reich an sedimentogener Beimengung sowie an Sulfiden (Pyrit).

Örtliche Anreicherungen von Buntmetallmineralisationen sind die Folge der kontemporären hydrothermalen Aktivität (Alauntal bei Krems, Mossinggraben bei Spitz, Primmersdorf bei Drosendorf). Bemerkenswert ist ein Zusammenhang zwischen den Anreicherungen von Graphit und dem Borsilikat Turmalin. Die Zufuhr von Bor als Ausgangssubstanz zur Bildung des Turmalins ist mit hoher Wahrscheinlichkeit mit einer hydrothermalen Zufuhr in Zusammenhang mit dem submarinen Vulkanismus zu bringen.

Form der Mineralisation: Lager, Lagerlinsen, durch Tektonik spindelförmig gestaucht.

Nebengestein: Paragneise, Graphitgneise, Graphitquarzite, Kalk- bzw. Silikatmarmore (Amphibolite).

Alter des Nebengesteins: fragliches Präkambrium.

Geochemie und Isotopenwerte: siehe Kap. V. (2.17; 3.2.4; Tab. 19, 25).

Besonderheiten: Die Umsetzungsprodukte der Sulfide wurden in der Vergangenheit oftmals als Eisenerz genutzt.

Typische Vorkommen: Am Schuß, Artstetten, Arzwiesen – Els, Autendorf bei Drosendorf, Bannholz, Berging, Brunn am Walde, Brunn an der Wild, Brunn b. Waidhofen, Dappach, Dietmannsdorf an der Wild, Drosendorf, Egelsee, Eibenstein, Eidletzberg, Elsenreith, Fürholz, Goslarn, Gossam, Hart, Häusling, Heiligenblut – Feistritz, Kalkgrub – Koppenhof, Kirchschlag, Kirchschlag bei Ottenschlag, Kleinraabs, Kochholz – Gerolding, Krumau a. Kamp, Loibes, Loiwein, Loja, Loosdorf – Hengstberg, Messern, Mollenburg, Mühldorf – Ranna, Nasting – Weiten – Seitendorf, Neubau, Neukirchen an der Wild, Nondorf, Nondorf an der Wild, Ober- und Unterthürnau, Oberthumeritz, Ordning bei Pöchlarn, Pöbring, Primmersdorf (Pb, Ag!), Purk – Kottes – Voitsau – Dankholz, Rabesreith – Nonndorf, Ranzles, Rastbach-Reisling, Röhrenbach, Feinfeld, Rothweinsdorf, Rottenhof, Runds bei Doppel (Doppl), Scheutz, Schneeberg, St. Marein, Steinbach a.d. Donau, Straßreith, Taubitz – Lichtenau, Tautendorf, Tiefenbach, Trabenreith, Trandorf (Weinberg), Trenning, Wenjapons, Wolfsbühel (Amstall), Wolfstein i. Dunkelsteiner Wald, Wollmersdorf bei Zettlitz, Wurschenaigen, Zettenreith, Zettlitz (Zettlitzbach), Zettlitz – Brunnbachgraben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Holzer, H. (1961, 1964); Holzer, H. & Zirkl, E. (1962, 1963); Schrauder, M. et al. (1993); Steffan, J. (1943); Weber, L. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1.2.1.5.2. Vermiculitbezirk Moldanubikum

Nicht konturiert; ÖK: 7, 20, 37, 53.

Charakteristika: Im Gföhler Gneis und an der Grenze von Amphiboliten der Raabser Serie zum Gföhler Gneis treten im Bereich Fratres – Waldkirchen – Dobersberg knapp ein Dutzend Serpentinitkörper auf, deren größter unmittelbar westlich von Waldkirchen liegt. Praktisch alle sind von Klüften und schmalen Gängchen durchzogen, deren Mächtigkeiten zwischen 2 und etwa 25 cm schwanken. In einigen sind geringe Mengen Quarz, häufiger Feldspat enthalten, sodaß ihre Herkunft auf pegmatitische Bildungen schließen läßt; die meisten enthalten Vermiculit und Chlorit in wechselnden Mengenverhältnissen. Diese werden als hydrothermale Gänge ausklingender pegmatitischer Aktivitäten gedeutet.

Zusätzlich treten in einigen Vorkommen dichte Magnesite (kryptokristalline Magnesite, früher auch als „Gelmagnesite“ bezeichnet) auf, die jedoch von den Vermiculitklüften getrennt und offensichtlich nicht kogenetisch sind.

Möglicherweise durch oberflächliche Alteration wurden bunte Opalmassen (weiß, gelblich, rötlich) gebildet, die durch Mn/Fe-Oxid-Dendriten gefärbt sein können (Verwendung als Schmuckstein).

Westlich der Gföhlergneis Masse treten Amphibolitzüge in Paragneisen auf, die eine Streichrichtung SSW–NNE aufweisen. In diese Amphibolite sind eine Reihe von Serpentinitkörpern eingelagert, deren größter mit einer Längserstreckung von etwa 6 km jener von Rastbach – Wurschenaigen ist.

Praktisch alle Serpentinitkörper werden von mehr oder minder mächtigen Pegmatiten durchschlagen. Die Pegmatite enthalten häufig Turmalin, Apatit und Granat.

Die Randbereiche zum Serpentinit sind desilifiziert und durch das Auftreten von Cordierit, Andalusit (selten Sillimanit) und Korund charakterisiert (Plumasitbildung). Die Kontaktzonen zum (hier häufig vertalkten) Serpenti-

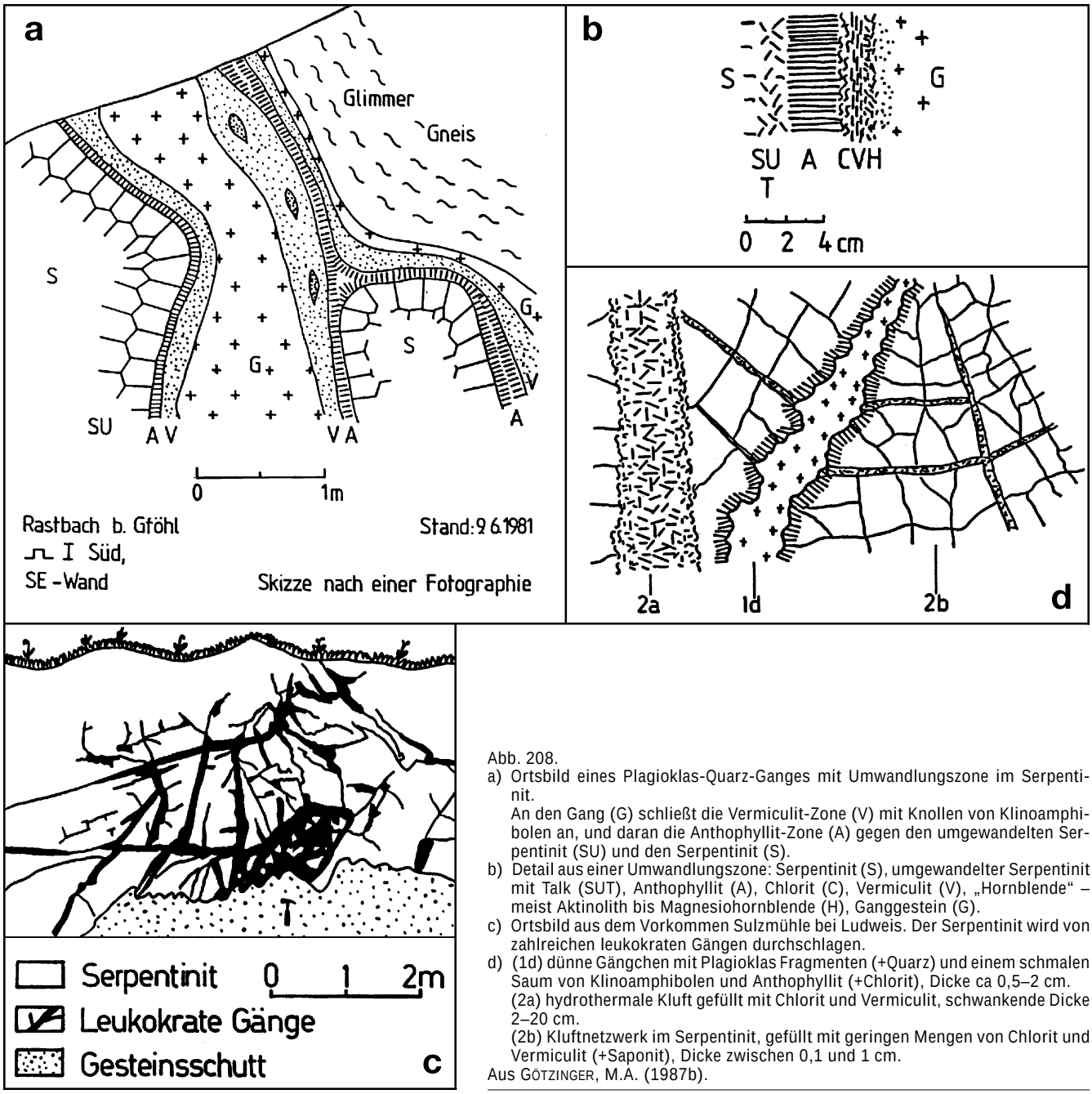


Abb. 208.
a) Ortsbild eines Plagioklas-Quarz-Ganges mit Umwandlungszone im Serpentinit.
An den Gang (G) schließt die Vermiculit-Zone (V) mit Knollen von Klinoamphibolen an, und daran die Anthophyllit-Zone (A) gegen den umgewandelten Serpentinit (SU) und den Serpentinit (S).
b) Detail aus einer Umwandlungszone: Serpentinit (S), umgewandelter Serpentinit mit Talk (SUT), Anthophyllit (A), Chlorit (C), Vermiculit (V), „Hornblende“ – meist Aktinolith bis Magnesiohornblende (H), Ganggestein (G).
c) Ortsbild aus dem Vorkommen Sulzmühle bei Ludweis. Der Serpentinit wird von zahlreichen leukokraten Gängen durchschlagen.
d) (1d) dünne Gängchen mit Plagioklas Fragmenten (+Quarz) und einem schmalen Saum von Klinoamphibolen und Anthophyllit (+Chlorit), Dicke ca 0,5–2 cm.
(2a) hydrothermale Kluft gefüllt mit Chlorit und Vermiculit, schwankende Dicke 2–20 cm.
(2b) Kluftnetzwerk im Serpentinit, gefüllt mit geringen Mengen von Chlorit und Vermiculit (+Saponit), Dicke zwischen 0,1 und 1 cm.
Aus GÖTZINGER, M.A. (1987b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nit werden von Anthophyllit und teilweise mächtigen Vermiculitzonen gebildet. In letzteren finden sich stellenweise körnige, grüne Aktinolithaggregate, die als Vorläuferminerale des Vermiculites gedeutet werden. Die Bildungstemperaturen können durch das gemeinsame Auftreten von Andalusit und Sillimanit (besonders im Vorkommen Kl. Heinrichschlag) mit 600–650°C, die Druckverhältnisse mit 2–3 kb eingegrenzt werden.

Form der Mineralisation: Vermiculit (und Magnesit) in diskordanten Gängen und Klüften; diskordante Gänge mit Reaktionszonen.

Nebengestein: Ultrabasite (Serpentinite).

Alter des Nebengesteins: ? Paläozoikum.

Besonderheiten: Die umgebenden Gesteine enthalten eine Reihe von Pegmatiten und Quarzgängen bzw. Bergkristall-Klüften.

Typische Vorkommen: Dietmannsdorf, Dobersberg – Waldkirchen, Fasching – Trastalberg, Felling, Fratres, In der Gleisen – Yspertal, Kleinheinrichschlag, Pingendorf, Rastbach, Riegers, Schönfeld (Gilgenberger Wald), Sulzmühle (Ludweis), Unterfell – Yspertal, Waldhers (Janitzbach), Waldkirchen/Thaya, Wurschenaigen, Zwettler Leiten.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FECHNER, K. & GÖTZINGER, M.A. (1985); GÖTZINGER, M.A. (1987a,b).

1.2.1.5.3. Magnesit-(Vermiculit-)Bezirk Dunkelsteiner Wald

Nicht konturiert; ÖK: 37, 38.

Charakteristika: In den Granuliten des Dunkelsteiner Waldes treten mehrere Serpentinitkörper auf, die hier häufig Granat (mit Kelyphitrinde) enthalten. Die größten Körper sind die des Mitterbachgrabens und bei Karlstetten. Vermiculit tritt hier nur untergeordnet auf, hingegen ist der kryptokristalline, weiße Magnesit vom Typus Kraubath/Augraben häufig. Er bildet meist ein Netzwerk von Klüften und Gängen von etwa 2 bis 8 cm Mächtigkeit. Aus den Ortsbildern ist kein Zusammenhang mit Vermiculit-Klüften erkennbar (etwa im Steinbruch Schwaigbichl-Hof).

Form der Mineralisation: diskordante Klüfte und Gänge.

Nebengestein: Ultrabasite (Granat-Serpentinite).

Alter des Nebengesteins: ? Paläozoikum.

Typische Vorkommen: Meidling im Thale, Gurhof – Mitterbachgraben, Karlstetten.

1.2.2. Süd-Böhmisches Granitmassiv

Als Süd-Böhmisches Granitmassiv werden die erosiv freigelegten Intrusivkörper des „Süd-Böhmischen Plutons“ (im wesentlichen bestehend aus Weinsberger, Mauthausener und Eisgarner Granit) verstanden.

1.2.2.1. Eisen und Stahlveredler

1.2.2.1.1. Molybdänbezirk Süd-Böhmische Granite

Konturiert; ÖK: 6, 17, 18.

Charakteristika: Innerhalb des „Süd-Böhmischen Plutons“ (im wesentlichen bestehend aus Weinsberger, Mauthausener und Eisgarner Granit) treten Molybdänit-Mineralisationen auf, die an alterierte Granite bzw. an Greisengesteine gebunden sind. Der Molybdänit tritt sowohl disseminiert (Nebelstein) als auch an Quarzgängchen gebunden (Hirschenschlag) auf. Charakteristische Begleitminerale sind Magnetit und Pyrit, im Falle von Hirschenschlag auch Fluorit.

Form der Mineralisation: disseminiert, gebunden an Quarz-Glimmergreisen (Nebelstein), oder als cm-mächtige Quarzgängchen (mit Pyrit und Fluorit) innerhalb von Eisgarner Granit (Hirschenschlag).

Nebengestein: Granite verschiedener Generationen.

Isotopenwerte (Alter des Nebengesteins):
Eisgarner Granit: 316±7 Ma.
Greisen des Nebelsteins: 310±3 Ma.
Ar/Ar-Alter Hellglimmer der Granite des Nebelsteins und von Hirschenschlag: 308–314 Ma.

Besonderheiten: Die Molybdänit-Mineralisation wird nicht von einer für Greisenmineralisationen sonst typischen Elementgesellschaft (wie z.B. Sn, W) begleitet. Während der Greisenkörper vom Nebelstein bis in den basalen Bereich erodiert ist, sind im Bereich von Hirschenschlag noch apikale Bereiche enthalten. Die Herkunft einer in den Gerinnen des Nebelsteins auftretenden Wolframitführung ist unbekannt.

Typische Vorkommen: Hirschenschlag (Mo,F), Nebelstein (Mo), Weitra – Kalvarienberg (Mo).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BREITER, K., GÖD, R., KOLLER, F., SLAPANSKY, P. & KOPETZKY, L. (1994); GÖD, R. (1988); GÖD, R.& KOLLER, F. (1989); GÖD, R. (1989); KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H. & KÖBERL, C. (1994).

1.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Über die Pb-Zn-Cu-Mineralisation von Neustadtl-Silberluckn, die in einer Mylonitzone des Weinsberger Granites aufsetzt, existieren keine weiterführende Einzelheiten. Weitere Vorkommen von Buntmetallen sind im österreichischen Anteil des Süd-Böhmischen Granitmassivs nach dem derzeitigen Wissensstand nicht bekannt.

1.2.2.3. Edelmetalle

In Bachsedimenten um Liebenau wurden zwar deutliche Indikationen von Gold nachgewiesen, deren Anstehendes aber nicht bekannt ist (Liebenau, Großhaslau, Gschwendt).

1.2.2.4. Sonder- und Leichtmetalle

Einige Pegmatite im Weinsberger Granit des Süd-Böhmischen Plutons enthalten u.a. Beryll, Niob und Tantal (Mötlas – Königswiesen, Unterweißenbach). Diese Vorkommen sind lediglich von wissenschaftlichem Interesse (SCHADLER, J., 1938; MATURA, A., 1988). Darüberhinaus sind strukturgebundene Uran-Mineralisationen bekannt, die zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt wurden.

1.2.2.4.1. Uran-(F-)Bezirk Süd-Böhmische Granite

Konturiert; ÖK: 5, 6.

Im Raum Litschau und W Gmünd treten innerhalb des Eisgarner Granites resp. an dessen Kontakt zum Weinsberger Granit (Unterlembach) disseminierte Uran-Mineralisationen auf, die an weitanhaltende NW–SE-streichende Strukturen gebunden sind. An Uran-Mineralen wurden bislang lediglich Sekundärminerale wie Autunit und Metauranocircit gefunden.

Fluorit tritt einerseits in Form hydrothermaler Klüfte (Artholz bei Waidhofen, Gulisenberg bei Gmünd), andererseits auch in – üblicherweise sterilen – verquarzten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

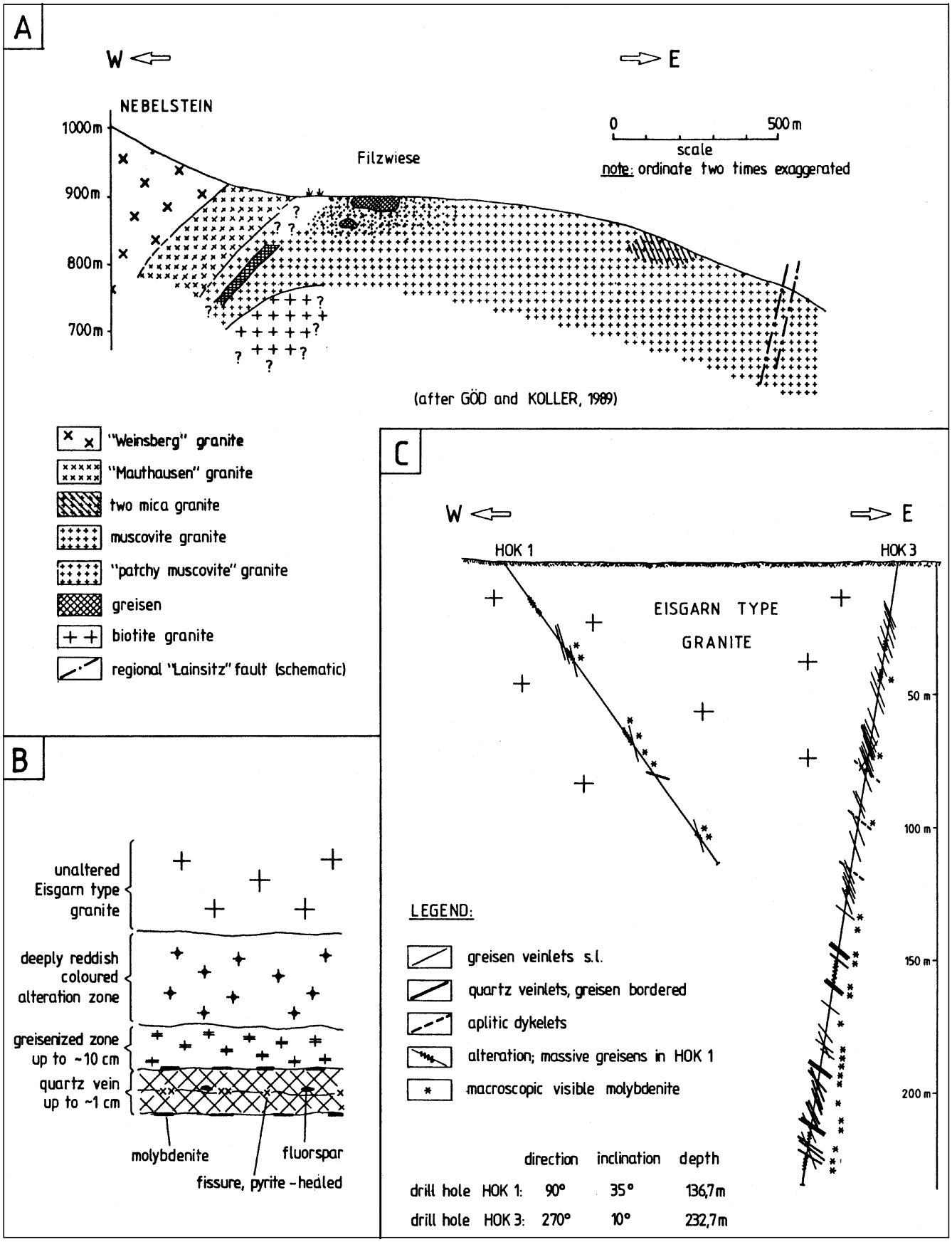


Abb. 209.
Profile durch die Molybdängreisen des Nebelsteins.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

NNE–SSW-streichenden Störungszonen, sowie in Zusammenhang mit Greisen (Hirschenschlag) auf.

Die innerhalb der Granite bekannten Uran- und Fluoritmineralisationen stehen in keinem genetischen Zusammenhang.

Form der Mineralisation:

Uran: Kluftbeläge in sehr klüftigem Eisgarner Granit (Litschau, Lembach).

Fluorit: gang- bis kluftförmige Mineralisationen.

Nebengestein: Granite verschiedener Generationen.

In Analogie zu Erfahrungen bei den tschechischen Uranerzlagerstätten ist eine primäre Uranmineralisation erst in größeren Teufen von (max.) bis zu 400 m zu erwarten.

Typische Vorkommen: Dietweis (Ft), Gelsenberg (Gulisenberg) (Ft), Litschau (U), Unterlembach (U).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BREITER, K., GÖD, R., KOLLER, F., SLAPANSKY, P. & KOPETZKY, L. (1994); GÖD, R. (1988); GÖD, R. & KOLLER, F. (1989); GÖD, R. (1989); KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H. & KÖBERL, C. (1994).

1.2.2.5. Industrieminerale

Die Granite des Süd-Böhmischen Plutons enthalten zahlreiche Vorkommen von Pegmatiten, die in der Vergangenheit insbesondere auf Quarz bebaut worden sind.

Sie führen auch Feldspat und gelegentlich Beryll. Von wirtschaftlicher Bedeutung sind hingegen die Kaolin-Vorkommen, die auf Grund ihrer gleichartigen Genese zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt wurden:

1.2.2.5.1. Kaolinbezirk Mühl- und Waldviertel

Nicht konturiert; ÖK: 6, 14, 21, 33, 34, 54.

Charakteristika: Die Kaolinitvorkommen des Mühl- und Waldviertels sind durch eine tiefgreifende oberflächennahe Alteration der feldspatführenden Ausgangsgesteine, wie von Graniten (insbesondere Mauthausener Granit), entstanden. Im Bereich von Krummnußbaum ist das Ausgangsgestein ein Granulit. Die Gesteinskomplexe wurden im Tertiär durch weitanhaltende Brüche zerlegt. Durch die Versetzung der Schollen konnten sich Moore bilden. Die sauren Moorwässer alterierten dabei nicht nur tiefgründig die Gesteinsoberfläche, sondern konnten auch entlang der Brüche in die Tiefe dringen und die Feldspäte zu Kaolinit umwandeln. Die Alterationsschwarte der Gesteine kann dabei mehrere Zehnermeter betragen. Der Kaolinit liegt vielfach noch in Feldspatpseudomorphosen vor.

Örtlich werden die kaolinisierten Gesteine von Tonen und Quarzsanden oligozänen Alters überlagert.

Form der Mineralisation: Unregelmäßig, von der Feldspatführung der granitischen Ausgangsgesteine begrenzter Lagerstättenkörper.

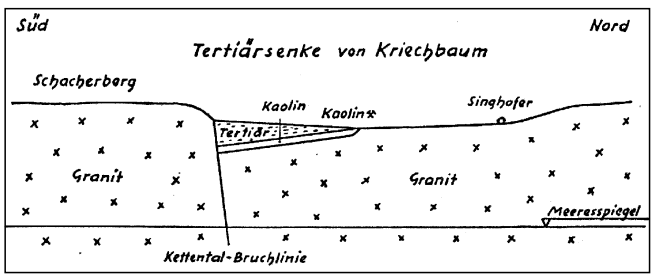


Abb. 210.
Schematisches Profil durch die Kaolinlagerstätte Kriechbaum.
Aus KIRNBAUER, F. (1965).

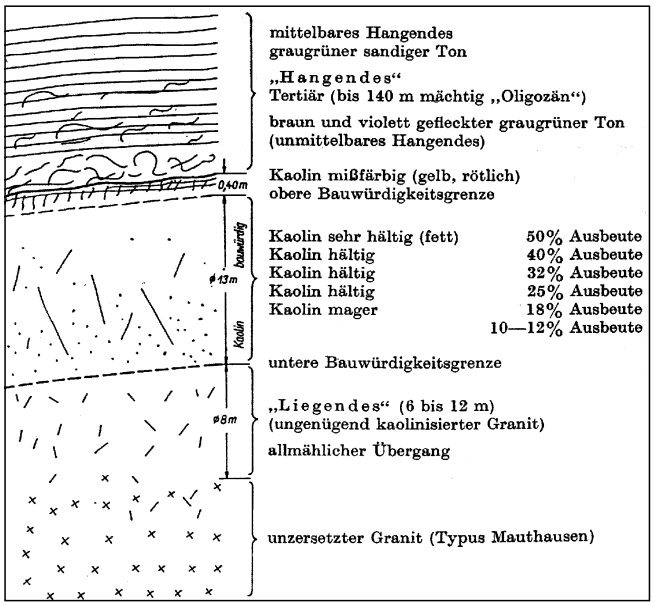


Abb. 211.
Geologischer Aufbau der Kaolinlagerstätte Kriechbaum.
Aus KIRNBAUER, F. (1965).

Nebengestein: Granite (Mauthausener Granite); Granulite (Krummnußbaum).

Typische Vorkommen: Grametten, Kleinmeiselsdorf Kriechbaum – Schwertberg, Krummnußbaum, Schlägl, Weinzierl.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HOLZER, H. & WIEDEN, P. (1968); KÖLBL, L. (1926); MENZL, F. (1988); WIEDEN, P. (1959, 1968, 1978).

1.3. Jüngere Sedimente auf der Böhmischen Masse

1.3.1. Industrieminerale

In flachen Depressionen des kristallinen Grundgebirges (Bittescher Gneis bzw. Granit der Brünner Intrusivmasse) liegen allochthone, fluviatile Anreicherungen von Kaolin (Niederfladnitz, z.T. Mallersbbach). Die Mächtigkeit der Kaolinlager kann bis zu 18 m betragen. Charakteristisch sind linsige Einschaltungen von Sanden und Tonen (WIEDEN, P., 1971; AUSTROMINERAL, 1978).

In den neogenen Becken über dem Kristallin der Böhmischen Masse finden sich auch zahlreiche Vorkommen von Tonen (z.B. Droß – Priel, Maiersch) und Quarzsanden (z.B. Lainsitzer Sande bei Gmünd, Neunagelberg; Rottal), die von wirtschaftlicher Bedeutung sind.

1.3.2. Energierohstoffe

Die Braunkohlen von Langau – Geras bzw. des Horner Beckens liegen in kleinen tertiären Restmulden, die nach WALDMANN, L. (1951) durch Winderosion im Alttertiär entstanden sein sollen. Die altersmäßige Einstufung der kohleführenden Tertiärabfolgen ist auf Grund bestimmbarer Ostracoden auf das Untermiozän (Eggenburg–Ottnang) einengbar (STEININGER, F., unveröffentl. Bericht).

Im Bereich der Langauer Mulden waren 2 oberflächennahe Flöze entwickelt:

1) Liegend- oder Hauptflöz, 0,5 bis 4 m mächtig, durchschnittlich 10 m unter GOK;
2) Hangendflöz, 1–1,7 m mächtig, in etwa 3–8 m unter GOK.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

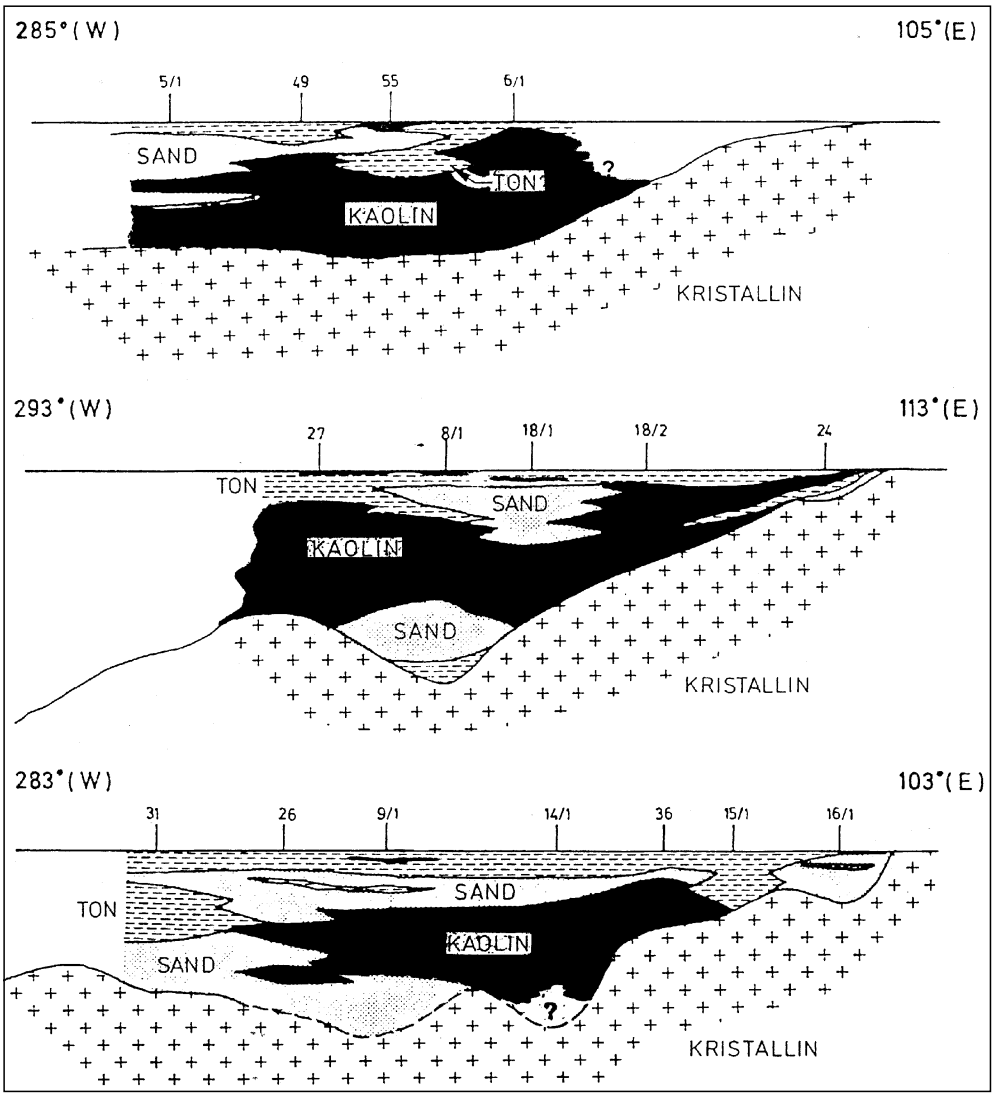


Abb. 212.
Geologische Profile durch die Kaolinlagerstätte Niederfladnitz bei Retz, Waldviertel, N.Ö.
Nach AUSTROMINERAL (1978).

Im Rahmen eines Explorationsprogrammes zu Beginn der 80er Jahre wurde die Erstreckung der Kohle durch mehrere Bohrungen erkundet. Während das Oberflöz nicht durchgehend entwickelt und auf kleinere Submulden beschränkt war, war das Hauptflöz auf eine größere Fläche verbreitet (WEBER, L. & WEISS, A., 1983). Die Lagerstätte erstreckt sich gegen N auf tschechisches Staatsgebiet.

Die schwefelreiche Langauer Kohle ist uranführend (siehe Abschnitt V., Tab. 18a).

Auch im Bereich des Horner Beckens wurden an mehreren Stellen unbedeutende Kohlenvorkommen bekannt. Derartige Vorkommen liegen unmittelbar nördlich von Frauenhofen (rd. 2 km nordwestlich von Horn), östlich von Mold sowie zwischen Freischling und Maiersch am Südende des Horner Tertiärs. Die kohleführenden Sedimentabfolgen sind Äquivalente der Molter Schichten/Loibersdorfer Schichten, die ins Eggenburg einzustufen sind (STEININGER, F., 1971 in WEBER, L. & WEISS, A., 1983).

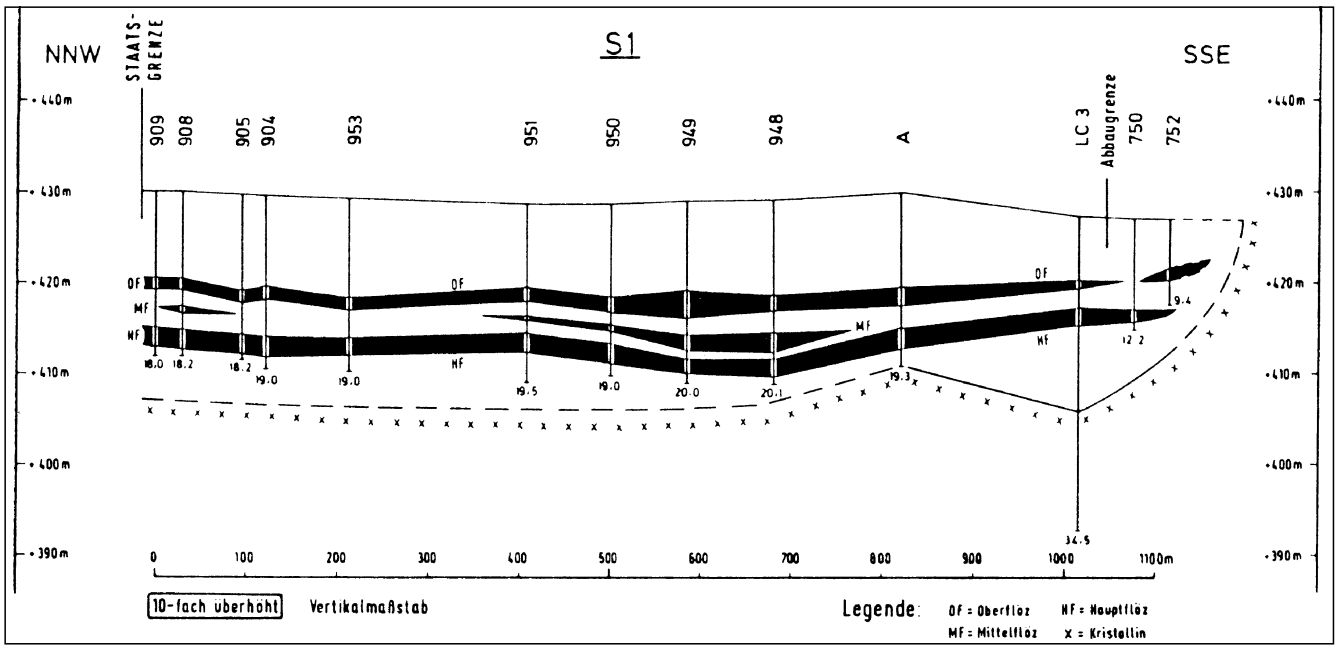


Abb. 213.
Profile durch die Braunkohlenlagerstätte von Langau – Geras.
Aus SOMMER, D. et al. (1983).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2. Ostalpen
(inkl. der tertiären Molassebildungen)

2.1. Molasse

Die Molassezone wird in der vorliegenden Arbeit in Anlehnung an STEININGER, F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986) in die autochthone, die allochthone sowie die parautochthone Molasse untergliedert.

2.1.1. Autochthone Molasse (inkl. autochthones Mesozoikum)

2.1.1.1. Industrieminerale

Die Transgressionsabfolgen über dem aufgeschlossenen Südrand der Böhmischen Masse führen zahlreiche typische Rohstoffvorkommen: Die oligozänen Melker Schichten, die sich aus den liegenden Pielacher Tegeln sowie den hangenden Melker Sanden zusammensetzen, sind eine bedeutende Ressource für hochwertige Feuerfesttone bzw. Glassande. Die Linzer Sande im oberösterreichischen Teil der Molassezone sind deren zeitliche und fazielle Äquivalente. Örtliche Anreicherungen von Phosphoritsanden sind auf die Bereiche von Plesching (E Linz) und Prambachkirchen (W Eferding) beschränkt. Die Hauptverbreitungsgebiete der Melker/Linzer Sande wurden zu einem „Quarzsand-Ton-Bezirk Melk-Formation“ zusammengefaßt.

Integrierender Bestandteil der Melker Schichten sind die oligozänen (Glanz-)Braunkohlen („Melker Kohlen“), die in einer Reihe von Bergbauen gewonnen wurden. Sie wurden zu einem „Glanzbraunkohlenbezirk Südrand Böhmische Masse“ zusammengefaßt.

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Vorkommen von Kieselgur (Diatomit) nahe am SE-Rand der Böhmischen Masse (Limberg-Maissau, Parisdorf, Oberdürnbach-Ziersdorf).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Kohle: WEBER, L. & WEISS, A. (1983). Quarzsande, Tone: ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986).

2.1.1.1.1. Quarzsand-Ton-Bezirk der Melk-Formation s.l.

Nicht konturiert; ÖK: 29–34, 37, 38, 52, 54, (57).

Charakteristika: Als „Quarzsand-Tonbezirk der Melk-Formation“ werden jene Vorkommen von Quarzsanden und Tonen am Südrand des Kristallins der Böhmischen Masse zusammengefaßt, die der oligozänen Melk-Formation zuzuordnen sind. Dazu werden aber auch jene Vorkommen von Quarzsanden und Tonen gezählt, die in kleinen Erosionsresten in Beckenlagen auf der Böhmischen Masse auftreten. In der oberösterreichischen Molassezone werden diese Quarzsande als Linzer Sande bezeichnet.

Nach ROETZEL, R. et al. (1986) beginnt die Sedimentfolge der Melk-Formation über meist tiefgründig verwittertem Kristallin mit Pielacher Tegeln zuerst in limnisch-terrestrischer, später in brackisch-mariner Fazies im unteren bis mittleren Oligozän. Bei andauernder Transgression folgen über diesen graugrünen bis blaugrauen, teilweise sandigen Peliten mit Einschaltungen von Kohle und tonigen Fein- bis Grobsanden unter teilweiser Verzahnung die eigentlichen Melker Sande, die aber auch direkt über dem Kristallin auflagern können. Die Sedimentation dieser teilweise gut sortierten Fein- bis Mittelsande aus dem marinen Küstenbereich wird im untersten Oberoligozän durch eine Regressionsphase kurz unterbrochen. In dieser Phase kommt es zur Ablagerung teilweise kohleführender Pelite, in manchen Gebieten auch zur Erosion.

Die darauf folgende neuerliche Transgressionsphase beginnt teilweise mit brackisch-lagunären pelitischen Sedimenten und wird darüber mit den im marinen Küstenbereich abgelagerten, typischen, schlecht gerundeten feldspatreichen Quarzsanden fortgesetzt.

Die Hauptverbreitung der Melker Sande und der Tone liegt im Bereich um Zelking, Melk (Wachberg), sowie Herzogenburg.

Die Linzer Sande sind das stratigraphische und fazielle Äquivalent der Melker Sande im Bereich der Oberösterreichischen Molasse. Auch diese Abfolgen stehen in engem Konnex zu Tonen und Tegel, die direkt dem stark alterierten kristallinen Untergrund auflagern.

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Liegendes: Kristallin der Böhmischen Masse.

Alter des Nebengesteins: Oligozän.

Besonderheiten: Quarzsande und Tone zeichnen sich in unmittelbarer Nachbarschaft zur Kohle durch hervorragende Feuerfest-Qualitäten aus, zumal durch die Huminsäuren der Fe-Gehalt abgeführt wurde.

Typische Vorkommen: Aigen, Allharting, Augl, Baumgarten, Edtsdorf – Oberthal, Eggendorf, Gratz – Breitenbruck, Grüben (Obergallsbach), HSt. Katsdorf, Haag, Karlstetten, Klein – Steingrub, Kleinstroheim, Lambrechten, Langstögen, Luftenberg, St. Georgen/Gusen, Maiden-NE, Manhartsgruber, Mittergallsbach, Mittergallsbach, Mittertreffling, Ober-Reichenbach, Münzbach, Niederweiding, Nöbling, Ober- und Unterwölbling, Ober-Rudling – Hinzenbach, Oberaching, Obergaisberg, Obergallsbach, Oberkalmberg – Klam – Lettental, Ober-Rudling, Perg-NNE, Pfahnlmühle, Pitzenberg, Prambacherholz, Prambachkirchen – Gillich, Pregarten, Pöverding, Schweinbach – Engerwitzersdorf, Steyregg – Berg, Steyregg-NE, Stranzberg – Kettenbachsenke, Stroheim, Tiefenfucha, Tobra (Diwold), Tragwein – Stranzberg, Unterbruck, Unterbruck (Prambachkirchen), Untervivsnitz – Arnberg, Uttenthal, Wachsreith, Walding – Bach (Poesting), Weinzierlbruck, Windegg, Winzing, Zelking.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ROETZEL, R. et al. (1986).

2.1.1.2. Energierohstoffe

Innerhalb des oberösterreichischen Anteils der Molassezone sind neben den Kohlenwasserstoff-Lagerstätten vor allem die Braunkohlen-Lagerstätten des Hausrucks sowie des Salzachkohlenrevieres von Bedeutung. In der unterschiedlichen stratigraphischen Position ist begründet, weshalb beide zu eigenen Bezirken zusammengefaßt wurden. Darüberhinaus sind mehrere Kleinstvorkommen von lignitischer Braunkohle im Kobernaußerwald bekannt, die aber nicht zuletzt auf Grund der Dimension und Verteilung nicht in einem eigenen Bezirk ausgewiesen, dennoch auf der Karte durch eine Kontur zusammengefaßt wurden (Höring, Kobernaußerwald, Munderfing, Parz – Kollming, Schneegattern).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

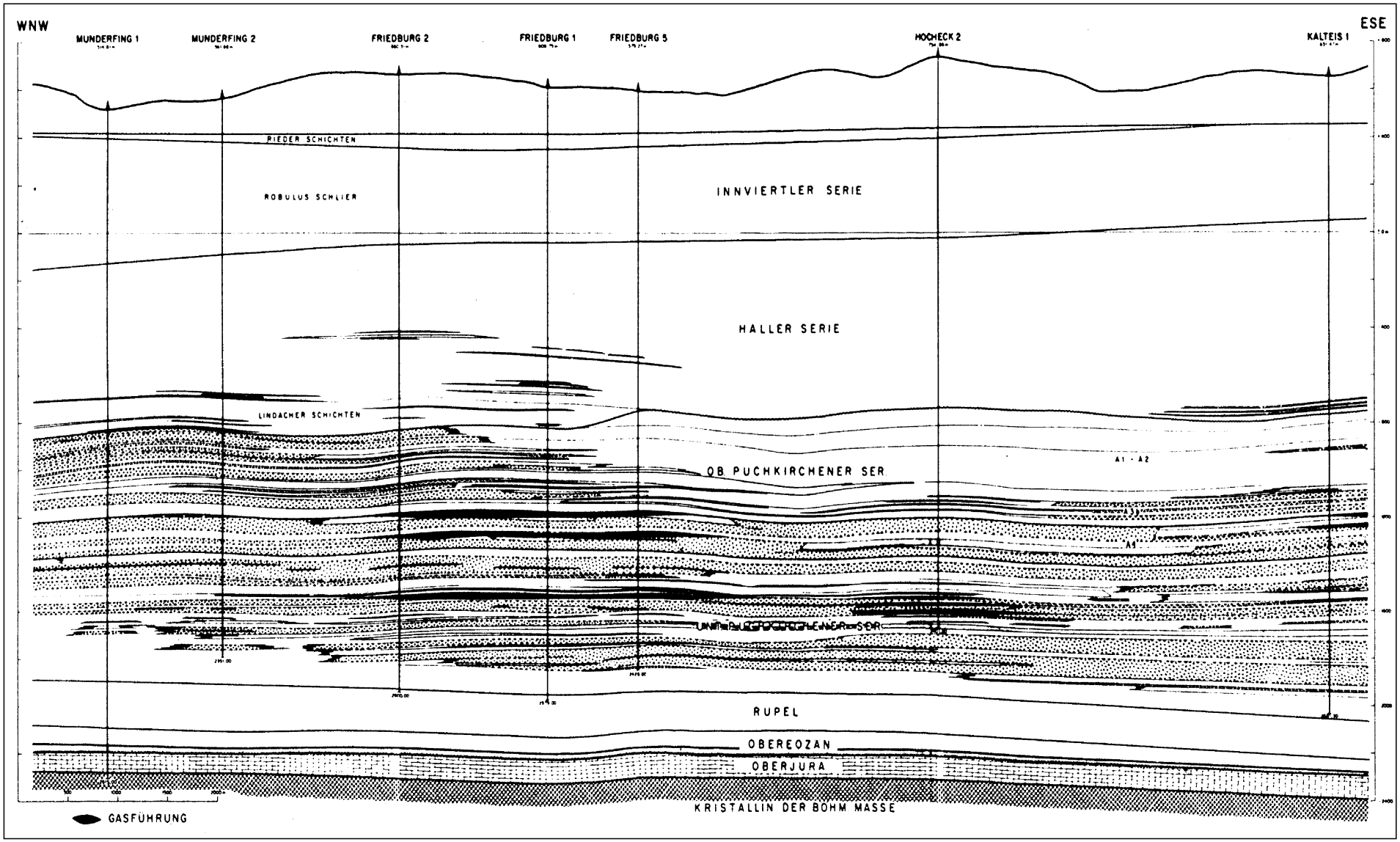


Abb. 214.
Geologisches Längsprofil durch die Gasfelder Munderfing – Friedburg – Hocheck – Kalteis.
Nach KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Durch Bohrungen auf Öl bzw. Gas wurden darüberhinaus Glanzbraunkohlenvorkommen bei Kirchham und Kohleck zwischen 2700 und 3000 m Tiefe in limnischen Serien des Eozäns nachgewiesen.

Glanzbraunkohle bzw. Steinkohle wurde in den Bohrungen Hollabrunn, Klement, Kirchham und Mauerbach (Lias und Dogger) in Teufen von über tausend Metern gefunden.

2.1.1.2.1. Kohlenwasserstoffbezirk Molassezone

Nicht konturiert; ÖK: 29, 44–51, 65–68.

Charakteristika: Über dem Kristallin der Böhmischen Masse lagern Sedimente des marinen Jura und der Oberkreide. Hornsteinführende Karbonate und Sandsteine des Dogger sind ölführend (Voitsdorf, Haindorf). Die bedeutendsten Ölträger in der Kreide sind die Glaukonitsande des Cenomans, daneben führen auch Glaukonitsande des Unter- und Oberturon Öl (Voitsdorf, Trattnach, Thann, Stadlkirchen).

Das Obereozän an der Basis der Molasse wird mehr als 100 m mächtig und ist mit seinen Sandsteinen und Lithothamnienkalken der wichtigste Ölträger (Voitsdorf, Ried, Sattledt, Kemating). In den tiefmarinen Sandsteinen und Konglomeraten des Oligozäns und des tieferen Miozäns liegen die bedeutendsten Gaslagerstätten in Oberösterreich (Puchkirchen, Friedburg, Atzbach-Schwanenstadt, Pfaffstätt).

Die oberösterreichischen Ölvorkommen sind an syn- und antithetische Brüche oligozänen Alters gebunden und liegen in den Scheitelpartien von Hochschollen und an Vermergelungszonen. Als Speichergesteine fungieren Sandsteine und Kalke des Jura, der Kreide und des Eozäns, sowie die oligozänen Linzer Sande (Schwerölfeld Leoprechting). Das Öl und thermische Gas der oberösterreichischen Felder ist schwefelfrei und gemischt-basisch.

Die biogenen Erdgaslagerstätten der oberösterreichischen Molasse liegen vorwiegend in den Sedimentabfolgen des Rupels der Puchkirchner Serie (Eger). Stratigraphische und tektonische Fallen sind die wichtigsten konstruktiven Parameter der Gaslagerstätten. Weitere bedeutende Lagerstätten finden sich im sandreicheren, tieferen Teil der Haller Serie (Eggenburg), über welchem die sandärmeren Schliermergel ausgezeichnete Deckschichten darstellen. Die oberösterreichischen Erdgase sind schwefelfrei und bestehen zum allergrößten Teil aus Methan.

Das Erdgas des Ober-Eozäns und des Mesozoikums ist thermokatalytischer Genese. Das Erdgas der oligozänen und miozänen Lagerstätten ist wahrscheinlich bakteriogener Entstehung.

Im niederösterreichischen Anteil der Molassezone liegen auch wirtschaftlich bedeutende Erdgas- und Erdöl-Vorkommen (Altprerau, Merkersdorf, Pottenhofen, St. Georgen, Stockerau, Wiesen, Wildendürnbach-Neuruppersdorf).

Form der Mineralisation: Imprägnationen.

Muttergestein: Lattorf-(Kiscell-)Fischschiefer und Rupel-Bändermergel.

Speichergestein: Karbonate, Hornsteine, Sandsteine, Konglomerate.

Alter des Nebengesteins: unterschiedlich, je nach Speichergestein.

Kohlenwasserstoffbildung und -migration: Die potentiellen Muttergesteine sind nördlich der Alpenfront unreif. Dies deutet auf weite laterale Migration

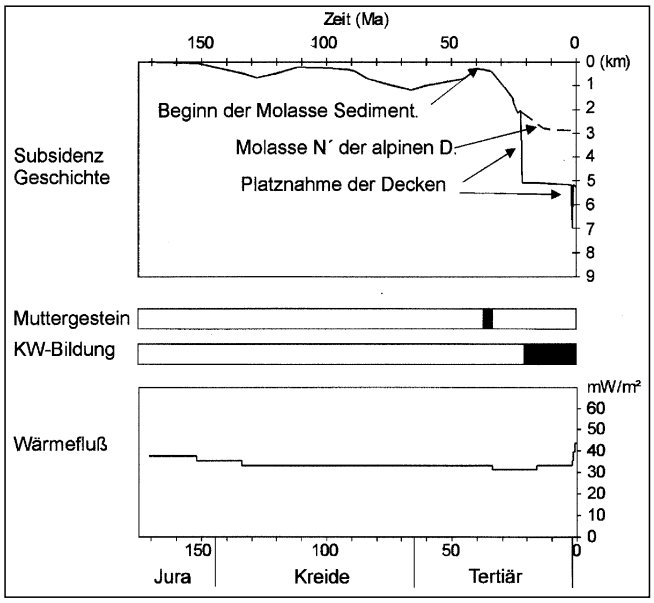


Abb. 215.
Subsidenzgeschichte, Wärmeflußgeschichte, Muttergesteine und Zeit der Kohlenwasserstoffbildung in der Molasse und dem alpinen Überschiebungsbereich.
Nach SACHSENHOFER, R.F. & SCHMIDT, F. (1997).

aus dem Süden, wo die Muttergesteine unter alpinen Decken tief begraben sind. Unter dem Nordteil der alpinen Decken begann die Kohlenwasserstoffbildung während des frühen Miozäns (Abb. 215). Heute befindet sich das Ölfenster zwischen 4000 und 6000 m Tiefe. Seine Tiefenlage nimmt nach Süden zu. Thermokatalytische Gasbildung erfolgte in noch größerer Tiefe. Bakterielle Gasbildung ist dagegen auf seichte Niveaus (bis max. 100°C) beschränkt.

Typische Vorkommen: Aschach, Astätt, Atzbach, Bad Hall, Berndorf, Desselbrunn, Dietach, Eberstalzell – Wimsbach, Eggelsberg, Eggerding, Engenfeld, Feldkirchen, Friedburg, Gilgenberg, Grünau, Gundertshausen, Haag, Haindorf, Harmannsdorf, Heitzing, Hocheck, Hörgersteig, Hucking, Kalteis, Kematen, Kemating, Kirchham, Klöpfing – Pfaffstätt, Kohleck, Krailberg, Kurzenkirchen, Leithen, Lenzing, Lichtenegg, Lindach, Lindach-Süd, Lindach-West, Maria Schmolln, Mauern, Mühlreith, Munderfing, Oberaustall, Oberminathal, Offenhausen, Perneck, Piberbach, Puchkirchen – Wegscheid, Redlham, Redltal, Ried, Rohr, Sattledt, Schwanenstadt – Jebing, Seebach, Sierning, Steindlberg, Steinhaus, Steyr, Tarsdorf, Taufkirchen – Leoprechting, Teufelsgraben-Stadlkirchen, Thann, Trattnach, Treubach, Vöcklamarkt, Voitsdorf, Vorchdorf, Weizberg, Wels, Wels-Nord, Zell am Pettenfirst.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.) (1993); GRILL, R. & JANOSCHEK, W. (in OBERHAUSER, R. ed., 1980b); SCHMIDT, F. & ERDOGAN, L.T. (1993); WAGNER, L. (1996).

2.1.1.2.2. Braunkohlenbezirk Salzachkohle

Konturiert; ÖK: 44, 45.

Charakteristika: Über einer durch Erosionsvorgänge reliefierten marin-brackischen Sedimentfolge, bestehend aus Sanden und Schottern der Innviertler Gruppe sowie Oncophoraschichten liegen transgressiv die limnisch-fluviatilen „kohleführenden Süßwasserschichten“. Diese führen die Braunkohlen des Salzachkohlen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

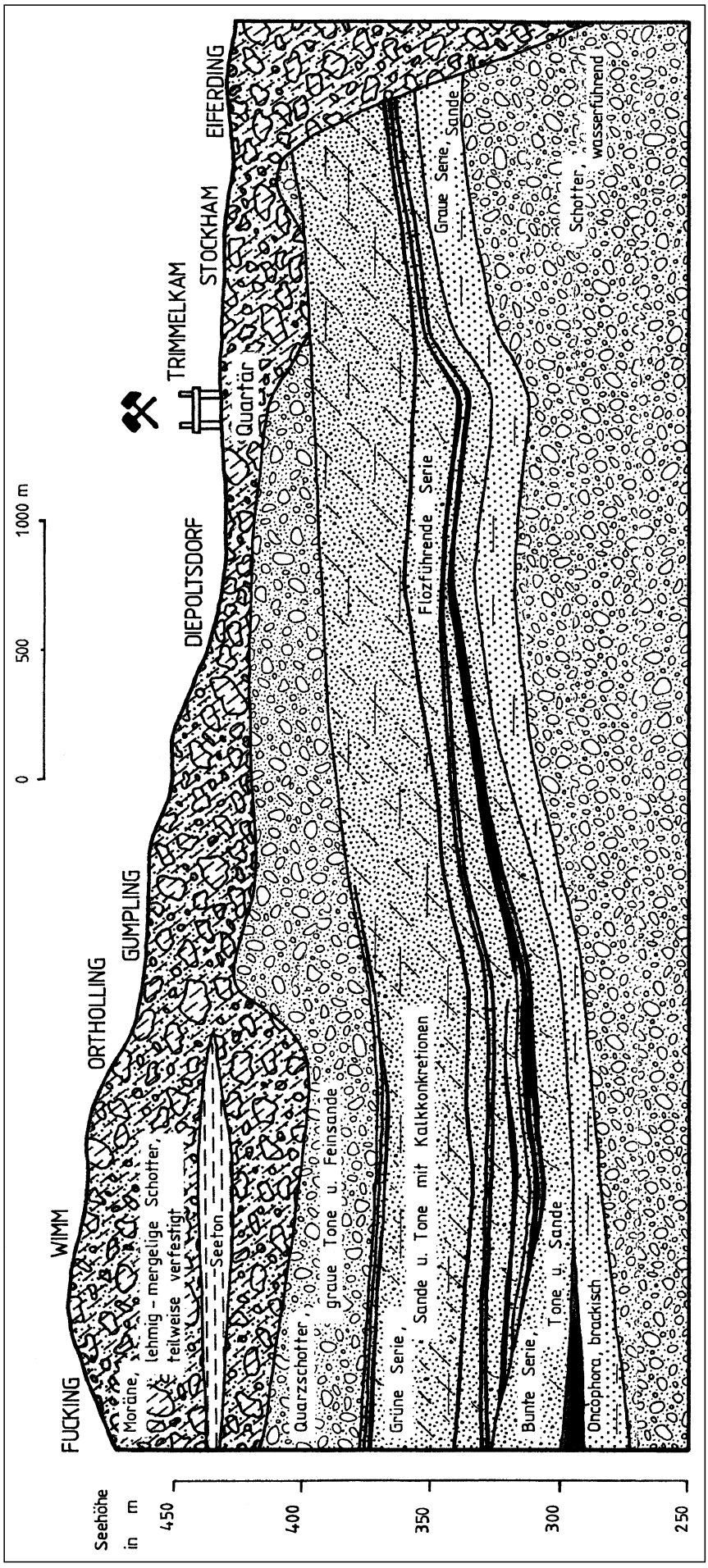


Abb. 216.
Geologisches Profil durch das Salzachkohlenrevier.
Aus Weber, L. & Weiss, A. (1983).

bezirkes und werden altersmäßig dem Karpat bis Unter-Pannon zugeordnet.

Im Bereich des Salzachkohlenbezirkes kann die kohlenführende Schichtfolge grob in eine „Basisserie“, eine „Graue Serie“, eine „Grüne Serie mit kreidigen Konkretionen“, eine „Grüne Serie mit Quarzkristallinschotterlagen“ gegliedert werden.

Die „Basisserie“ besteht aus hellgrauen, z.T. gebleichten tonigen Sanden, die bis 15 m mächtig werden. Die muldenartig geformte „Graue Serie“, bestehend aus Sanden und Tonen, enthält die Trimmelkamer Flözgruppe, bestehend aus einem Unter-, Mittel- und Oberflöz. Im Bereich der Muldenmitte wurden die größten Kohlenmächtigkeiten bekannt, während gegen die Muldenränder ein Auskeilen bzw. Vertauben festgestellt werden mußte.

Die „Grüne Serie mit den Kalkkonkretionen“, welche unmittelbar über dem Oberflöz folgt, besteht im wesentlichen aus gelbgrauen, meist aber graugrünen sandigen Tonen und Tonmergeln, in denen vielfach nuß- bis erbsgroße Kalkkonkretionen unregelmäßig eingestreut liegen. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt rund 35–40 Meter.

Die „Grüne Serie mit Quarzkristallinschotterlagen“ besteht i.w. aus graugrünen, sandigen, wenig geschichteten Tonen mit Lagen glimmeriger Feinsande, sowie mächtigen, über weite Distanz verfolgbaren Quarz-Kristallinschotterlagen.

Die kohlenführende Abfolge wird schließlich von Moränensedimenten des Würm überlagert. Durch periglaziale Erosion fehlen Teile der Lagerstätte.

Die flachwellig gelagerten Flöze, die im wesentlichen in SW–NE-orientierten Mulden entwickelt sind, werden kaum von Störungen beeinträchtigt.

Im Liegenden des Unterflözes auftretende Sande, aber auch die zwischen dem Mittel- und Oberflöz auftretenden Zwischenmittel erwiesen sich als wasser- und schwimmsandführend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Form der Mineralisation: Flöze; Unterflöz bis 5 m; taubes Zwischenmittel 0,2–20 (!)m; Mittelflöz 0,4–2,5 m; (unbauwürdiges) Oberflöz 0,4–1,4 m.

Nebengestein: graugrüne sandige Tone.

Alter des Nebengesteins: Baden.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,25 %.

Geochemie und Isotopenwerte: siehe Kap. V. (2.17.; 3.2.4.; 4.6.; Tab. 18a, 25, 28.

Besonderheiten: Die Braunkohlenproduktion wurde 1993 eingestellt.

Typische Vorkommen: Brunnenberger Graben, Nattergraben, Hanselgraben, Radegund, Tarsdorf-E, Trimmelkam, Weilhart, Wimmberggraben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ABERER, F. (1958); GÖTZINGER, G. (1924, 1955); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.1.2.3. Braunkohlenbezirk Hausruck

Konturiert; ÖK: 47, 48.

Charakteristika: Die Braunkohlen des Hausrucks sind an die „Kohletonserie“ gebunden. Diese liegt zwischen „helvetischem“ Schlier und Oncophorasanden im Liegenden und der mächtigen Konglomeratplatte der Hausruckschotter im Hangenden. Zwischen der Kohletonserie und dem Schlier ist ein deutliches Erosionsrelief („Liegenddiskordanz“) entwickelt.

Die Kohletonserie setzt sich aus Liegendsanden und Tonen, einem „Unterflöz“, einem tonigen Zwischenmittel, einem Mittelflöz, einem weiteren sandig-tonigen Zwischenmittel, einem Oberflöz sowie schließlich den Hangendtonen zusammen.

Das bis zu 3 m mächtige Unterflöz gelangte offensichtlich nur im südwestlichsten Bereich des Hausrucks zur Ablagerung. Es wird durch tonige Zwischenmittel in eine Liegend- und Hangendbank unterteilt. Das Mittelflöz zeigt demgegenüber eine weit größere Ausdehnung und erreicht ebenfalls Mächtigkeiten bis über 3 m. Im Bereich Schmitzberg ist eine ca. 0,4 m mächtige Einschaltung mit rhythmischer Wechsellagerung bestehend aus fetten Tonen und Kohle charakteristisch („Torte“). Zwischen Mittelflöz und Oberflöz liegen bis zu 20 m sandige Tone, die sich örtlich als wasserführend erweisen. Im Grenzbereich zum Oberflöz sind wiederholt Wurzelböden zu beobachten. Das bis zu 4 m mächtige Hangendflöz ist vor allem im nordöstlichen Bereich des Hausrucks entwickelt. Charakteristisch ist eine cm-mächtige Toneinschaltung („weiße Läg“) ca. 1 m unterhalb der Hangendgrenze sowie eine ca. 0,2 m mächtige Lage dunkler Tone und unreiner Kohle ca. 1 m im Hangenden des Oberflözes. Zwischen dem Oberflöz und den Hausruckschottern liegen bis zu 10 m „Hangendtone“. Zwischen Hangendtonen und den Hausruckschottern sind örtlich markante Erosionsrinnen („Paläocanyons“) entwickelt, die mit nichtbindigen wasserführenden Lockersedimenten gefüllt sind. Diese sind maßgeb-

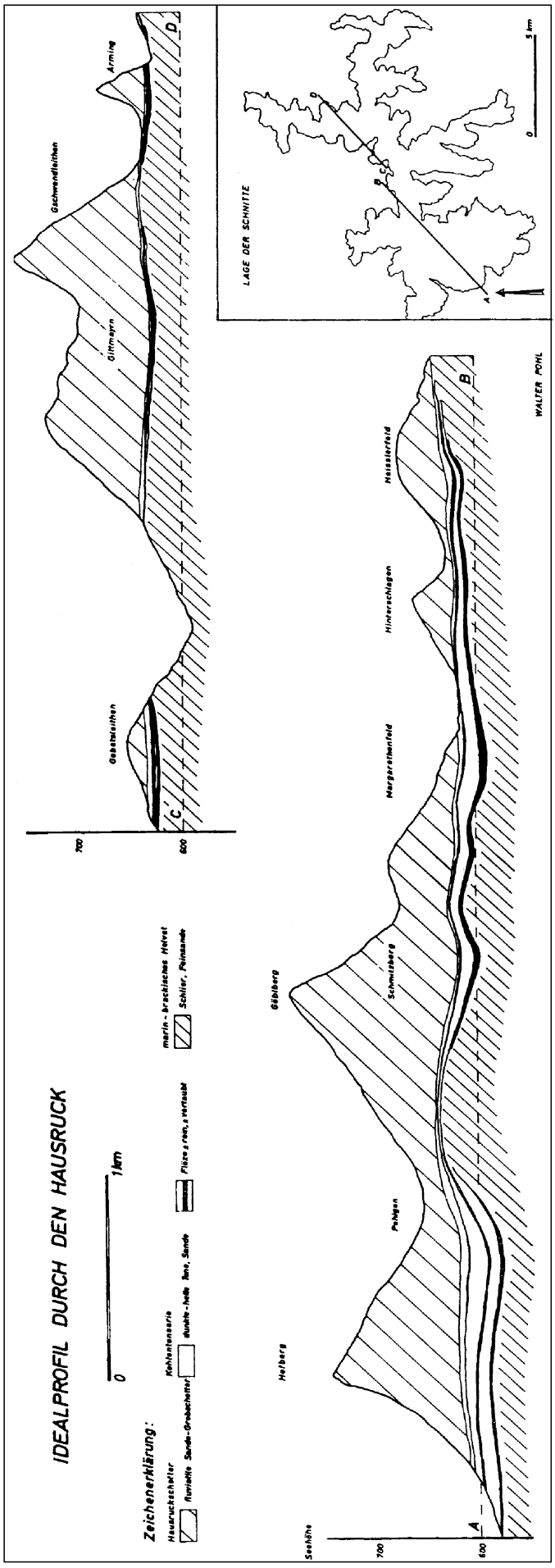


Abb. 217.
Schematisches geologisches Idealprofil durch die Braunkohlenvorkommen des Hausrucks.
Nach POHL, W. (1968).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lich für die zahlreichen Hangbewegungen („Hausruck") verantwortlich.

Aus den Taubeinschaltungen zwischen dem Unter- und Mittelflöz sowie dem Mittel- und Oberflöz wurden zahlreiche Fossilreste gefunden, die auf ein pannones Alter von Kohle und Nebengestein schließen lassen.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: sandige Tone.

Alter des Nebengesteins: Pannon.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,20 %–0,25 %.

Geochemie und Isotopenwerte: siehe Abschnitt V. (Kap. 2.17.; 3.2.4.; 4.6.); Tab. 18a, 25 und 28).

Besonderheiten: Die Verbreitung der kohlenführenden „Kohletonserie" wird bereits morphologisch durch die steilstufenbildenden Hausruckschotter verdeutlicht. Die gesamte, söhlig lagernde Flözfolge liegt über der Talsohle, wodurch die Kohle zwar untertägig, jedoch ohne aufwendigen Schachtbau gewonnen werden konnte. Im Ausgehenden ist daher auch eine tagbaumäßige Gewinnung möglich. Bemerkenswert ist darüberhinaus der für Pannonkohlen geringe S-Gehalt der Kohle.

Typische Vorkommen: Ampflwang, Ascheck, Barbara, Bergern, Burgstall, Enzinger, Gittmayern, Haager Rücken, Heißler, Hinterschlagen, Hintersteining, Holzham, Holzleiten, Illing, Kohlgrube, Lukasberg, Margarethenfeld, Noxberg, Reiser – Straß, Roßwald, Scheiben, Schmitzberg, Thomasroith, Überacker, Vorderschlagen, Waczlaviczekfeld, Walding, Waldpoint, Wiesfleck, Windischhub, Wolfsegg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GROISS, R. (1989); POHL, W. (1968); WEBER, L.& WEISS, A. (1983).

2.1.1.2.4. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Südrand Böhmische Masse

Nicht konturiert; ÖK: 31, 32, 33, 38, 44, 45, 51, 53, 54, 55, (57).

Charakteristika: Glanzbraunkohlen sind innerhalb der oligozänen Sedimentabfolgen der Melk-Formation i.w.S. von der Gallneukirchner Bucht im W bis in den Bereich um Herzogenburg im E in zahlreichen Vorkommen entwickelt.

In den meisten Fällen lagert die Kohle unmittelbar über dem stark alterierten (kaolinisierten) kristallinen Untergrund auf. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Verwitterung des Grundgebirges in Bereichen mächtiger Kohleführung entsprechend tiefgründiger war.

Soferne das Braunkohlenflöz nicht direkt dieser Verwitterungsschwarte des Kristallins auflagerte, schoben sich geringmächtige graubraune Tone dazwischen, die wegen ihrer Feuerfestigkeit bekannt waren.

Die Melker Sande im Hangenden erwiesen sich örtlich als nicht bindig und neigten zu Schwimmsandeinbrüchen.

Die Mächtigkeit der Flöze schwankte im Meterbereich, wobei die Flözfolge durch taube Einschaltungen in mehrere Bänke mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Dezimetern bis zu rund 1 Meter aufgegliedert war.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande.

Alter des Nebengesteins: Oligozän.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,30–0,55 %.

Geochemie: Die Spurenelementverteilungen sind der Tab. 18a im Abschnitt V. zu entnehmen.

Typische Vorkommen: (M31): Aschach – Haizing – Hartkirchen, Langenstein, Obenberg, Ottensheim, Plesching, Wolfing – Aistbergtal.

(M34): Anzenhof – Hausheim, Beidenstein – Windpassing, Großrust, Kleinrust, Kollmitzberg – Viehdorf, Oberfucha, Oberwölbling – Hermannschacht, Pielach – Mauer, Thallern, Angern, Theiss, Tiefenfucha, Unterholz, Zelking.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

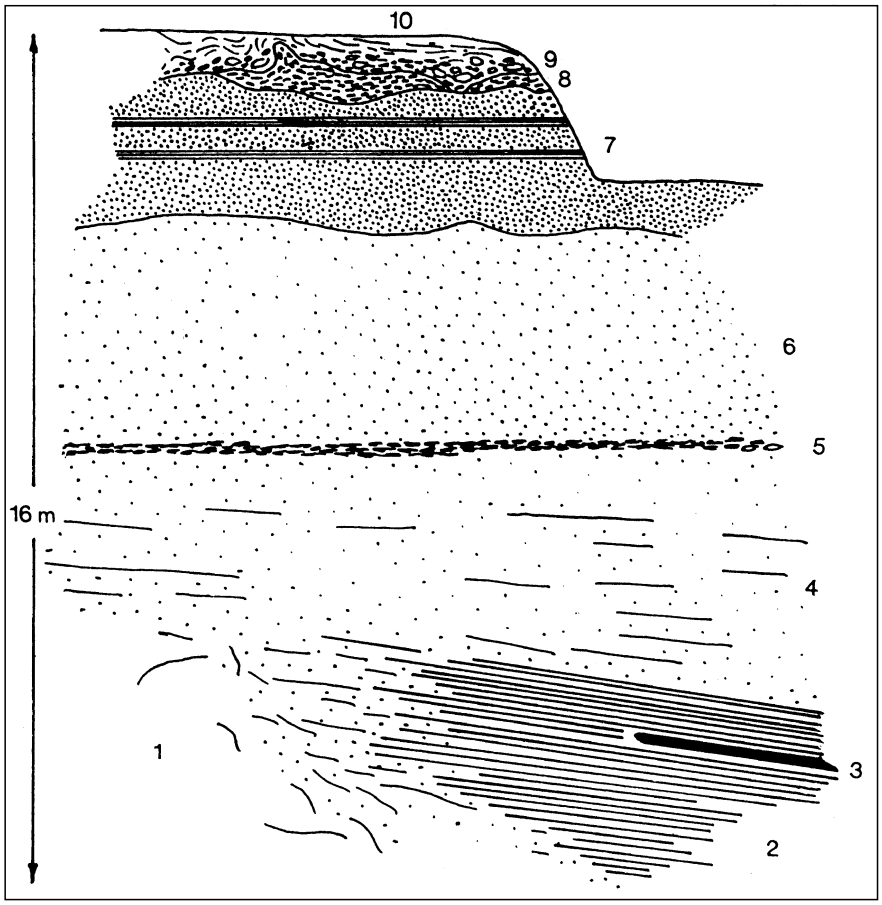


Abb. 218.
Profil durch die kohleführenden Melker Schichten in einem Sandgrubenaufschluß S Oberwölbling.
1 = kaolinisierter Granulit; 2 = Pielacher Tegel; 3 = Kohlenflöz; 4 = tonig-sandige Vertreter des Pielacher Tegels; 5 = Granulitgeröllhorizont; 6 = Älterer Melker Sand; 7 = Jüngerer Melker Sand mit Tonzwischenlagen; 8 = Hollenburg-Karlstettener Konglomerat; 9 = Schotter der Kölbling-Flur; mit 8 frostgestaucht; 10 = Solifluktionsschutt.
Aus UCHS; (1972b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.1.2. Allochthone Molasse (inkl. Waschbergzone)

In der allochthonen Molasse sind mit Ausnahme einiger Quarzsand- und Tonvorkommen (Melker Schichten) keine nennenswerten Rohstoffvorkommen von Industriemineralen bekannt. Lediglich der Vollständigkeit halber seien die Kalksteinvorkommen der Waschbergzone um Ernstbrunn erwähnt.

2.1.2.1. Energierohstoffe

Innerhalb der Waschbergzone wurden im Bereich von Ameis und Hagenberg Erdgaslagerstätten, im Bereich von Klement und Roseldorf Öl- und Gaslagerstätten erschlossen.

Im Zuge von KW-Bohrungen wurden in der Bohrung Grünau im Eozän der Limnischen Serie Steinkohle (Flammkohle) in rund 4880 m Tiefe nachgewiesen. Oligozäne Glanzbraunkohle wurde in den Äquivalenten der Melker Schichten bei Starzing – Hagenau – Neulengbach abgebaut. Die kohleführenden Abfolgen liegen knapp unterhalb der überschobenen Flyschzone.

Die in der Vorlandmolasse Vorarlbergs auftretenden Braunkohlenvorkommen wurden zu einem eigenständigen Bezirk zusammengefaßt.

2.1.2.1.1. Braunkohlenbezirk Vorarlberger Molasse

Nicht konturiert; ÖK: 82, 83, 111, 112.

Charakteristika: Vorkommen von Braunkohle sind nur in der Vorlandsmolasse („Äußere Molasse“) bekannt. Innerhalb dieses Schichtkomplexes ist die Kohle auf die Sedimentabfolge der „Oberen Meeresmolasse“ beschränkt. In den anderen Gesteinsserien sind lediglich allochthone inkohlte Pflanzenreste zu Kohlenschmitzen angereichert.

Im Bereich des Wirtatobels liegt zwischen marinen Sedimenten des Burdigals und Helvets („Obere Meeresmolasse“) die bis zu 40 m mächtige limnische Sedimententwicklung mit dem Wirtatobler Braunkohlenflöz.

Das Wirtatobler Flöz besteht aus zwei bis fünf „Pechkohlebänken“ mit einer Gesamtmächtigkeit bis 1,4 Meter, die durch dunkle, mergelige Zwischenmittel voneinander getrennt sind. Mehrere Funde von Wurzelböden sind deutliche Hinweise auf eine autochthone Lage.

Über dem Wirtatobler Flözhorizont treten weitere Horizonte auf, die allerdings nur unbedeutende Kohlenschmitzen führen. Diese Kohlen sind offensichtlich allochthoner Natur.

Form der Mineralisation: Flöze, Kohlenschmitzen.

Nebengestein: sandige, fossilreiche Mergel.

Alter des Nebengesteins: „Burdigal“, Helvet.

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,50 %.

Besonderheiten: Das Wirtatobler Flöz führt Wurzelböden.

Typische Vorkommen: Doren, Haggen, Juggen, Kennelbach, Kesselbach – Scheffauersteg, Ochsenkau Alpe, Pfändertunnel, Ruggburg, Sättels bei Möggers, Westlich Moos, Wirtatobel, Wolfurt.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HEINRICH, M. (1980); RESCH, W. (1977); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

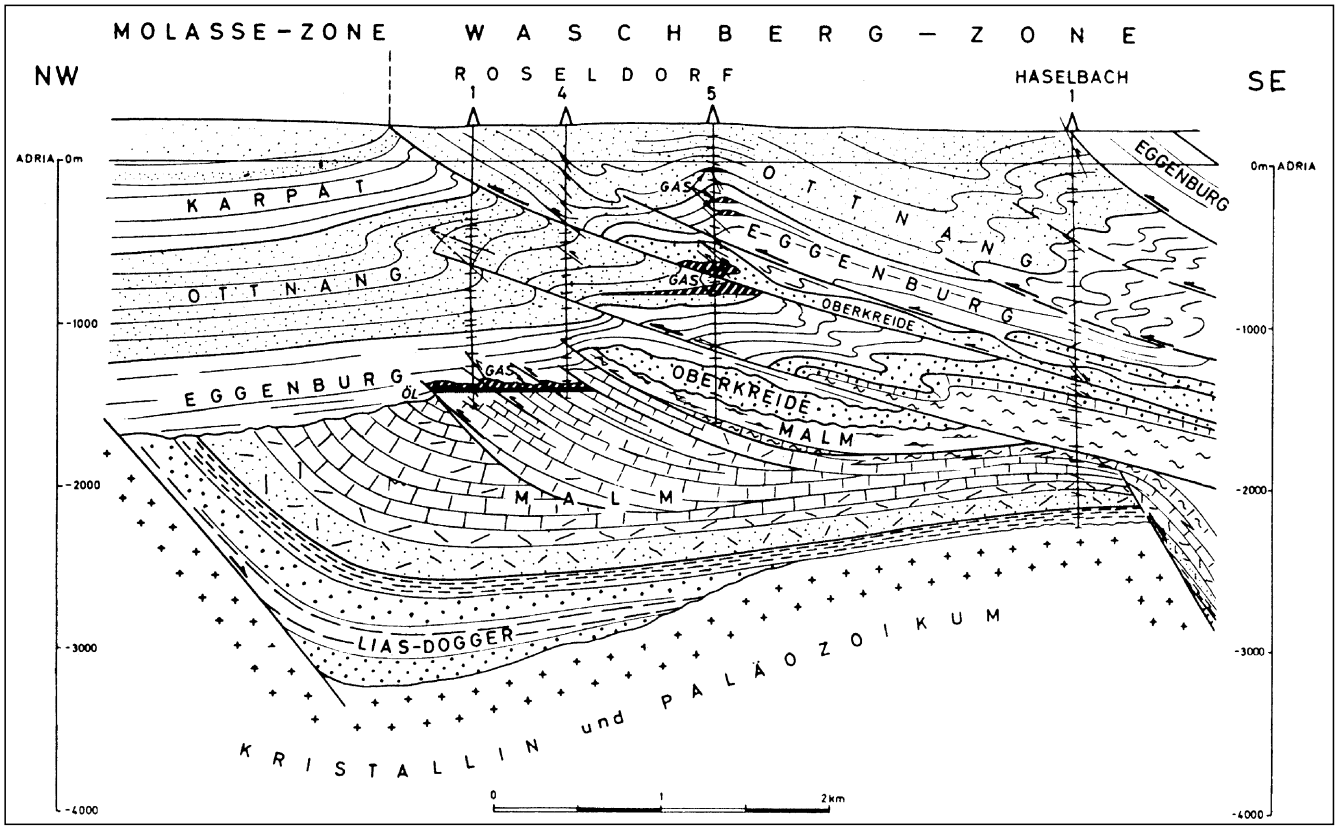


Abb. 219.
Profil durch das Erdöl- und Erdgasfeld Roseldorf in der Waschbergzone.
Aus BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

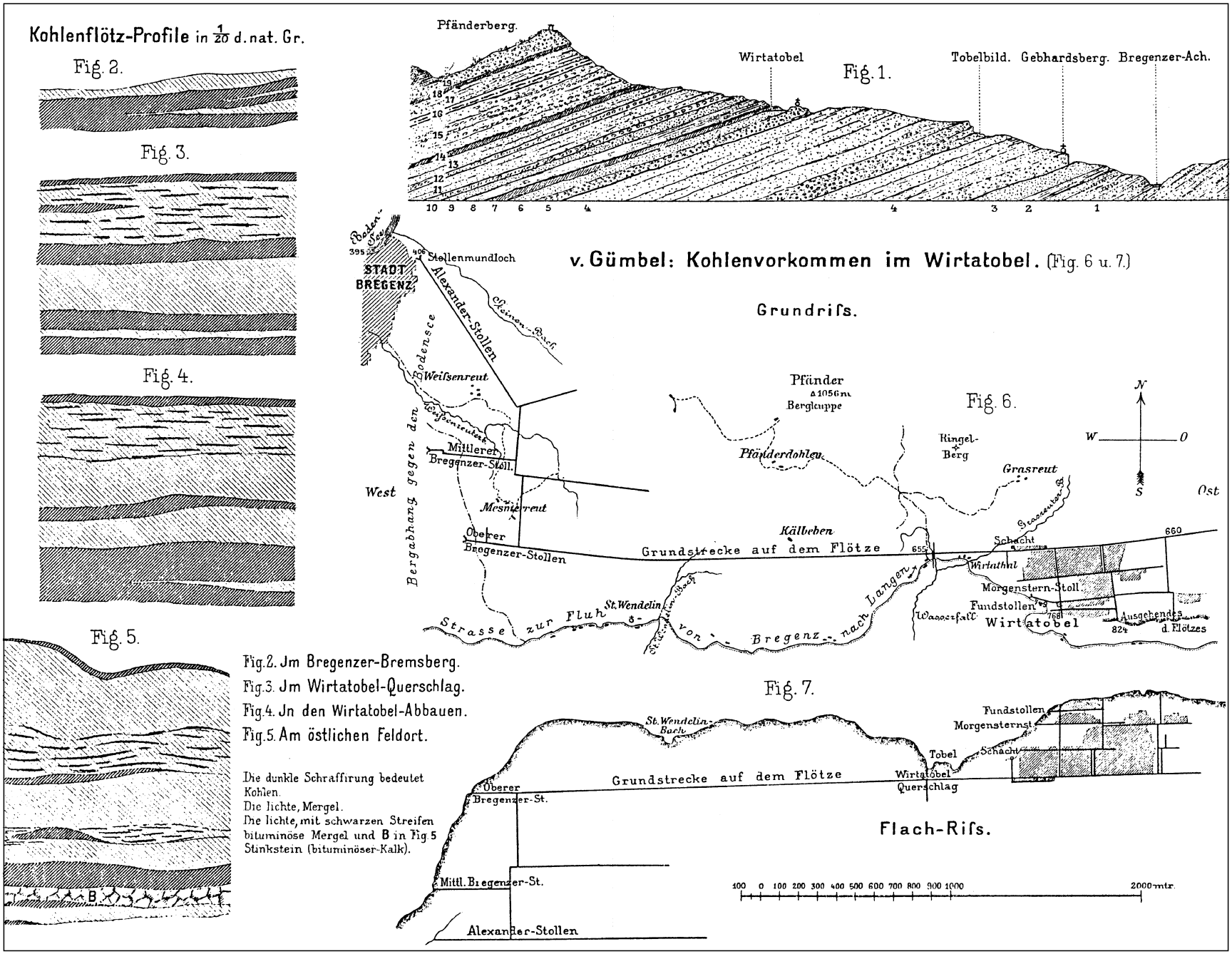


Abb. 220. Flözprofile durch die Braunkohlenvorkommen im Wirtatobel. Nach v. GÜMBEL, W. (1896).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.1.3. Parautochthone Molasse (Unterinntal-Tertiär)

Das Inntaltertiär umfaßt Sedimentabfolgen des obersten Eozäns und untersten Oligozäns und ist wegen seiner Glanzbraunkohlen-, Bitumenmergel- und Zementmergelführung als Rohstoffträger bekannt.

2.1.3.1. Energierohstoffe

2.1.3.1.1. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Häring

Nicht konturiert; ÖK: 90.

Charakteristika: In der Häringer Tertiärmulde liegt am NW-Fuß des Pölvenmassivs über der Basisserie der Häringer Schichten im obersten Eozän, an der Grenze zum Oligozän ein durchschnittlich 4 m, max. bis 10 m mächtiges Glanzbraunkohlenflöz. Das Flöz folgt einer vortertiär tektonisch vorgezeichneten Erosionsrinne mit 35° Einschieben gegen NW. Der Lagerstättenbereich hat eine NW–SE-Länge von rund 1200 m bei einer Breite von 450–1100 m. Das Flözstreichen ist durch mehrere konstante Verschwenkungen kompliziert.

Das nach mikroskopischen Kennzeichen als „Glanzbraunkohle", Pechkohle, bezeichnete Häringer Flöz umfaßt mehrere Typen von Glanzbraunkohle, ungünstigerweise auch tonige, sandige, verkieselte und sehr pyritreiche Einschaltungen. Dies hat der Häringer Kohle schon frühzeitig den Ruf als „technisch minderwertig" eingetragen. Der relativ reine Hangendteil des Flözes besteht aus vitrinit- und claritreicher Glanzbraunkohle. Die kohlenpetrologische Analyse impliziert die Aussage, daß der untere (ältere) mineralreiche Flözabschnitt in einem offenen Stillwasserbereich eines Sumpfsees, also in einer sapropelitischen Unterwasserfazies i.w.S. allochthon entstanden ist. Stärkere Beteiligung von planktonischen Grünalgen des Pila-Typs sprechen für eine limnische Entstehungsregion der Kohle. Der hangende Abschnitt des Flözes mit großteils monomaceralischem Gefüge (Telinit, Collinit) mit weitreichender Vergelung von Hölzern, Rinden, Wurzeln, Blättern scheint in einer Fazies mit autochthoner bzw. hypautochthoner Herkunft der Pflanzenteile entstanden zu sein. Wahrscheinlich war auf eine über 1 km² große Fläche ein Niedermoor entwickelt.

Ein bis über 0,5 m mächtiges linsenförmiges Pechkohlenflöz ist 9,5 km NE von Häring, rund 1 km ENE Kufstein im Bereich des Duxer Köpfls entwickelt.

Bitumenmergel:

Das im Hangenden des Häringer Flözes mit weiter regionaler Verbreitung und zwischen 6 und 15 m Mächtigkeit entwickelte Bitumenmergellager war einst durch die „Häringer Flora" und ihre Deutung als typisch für tropisch-subtropisches Sumpfmilieu berühmt geworden. Der Ölgehalt des Bitumenmergels mit durchschnittlich 4 % gab einst Anlaß zu rohstoffwirtschaftlichen Untersuchungen.

Form der Mineralisation: Flöz, Lager.

Nebengestein: Tonmergel, Mergelkalk, Mergel.

Alter des Nebengesteins: Obereozän (Priabon) – Untereozän (Lattorf).

Vitrinitreflexion: Rr = 0,46–0,58 %.

Besonderheiten: Das Häringer Flöz erwies sich wegen seiner reichen Pyritführung als extrem brandgefährdet. Auch in jüngster Zeit weisen Rauchaustritte aus Spalten an der Geländeoberfläche immer wieder auf Schwelbrände hin. Die Spurenelementgehalte der Häringer Kohle sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

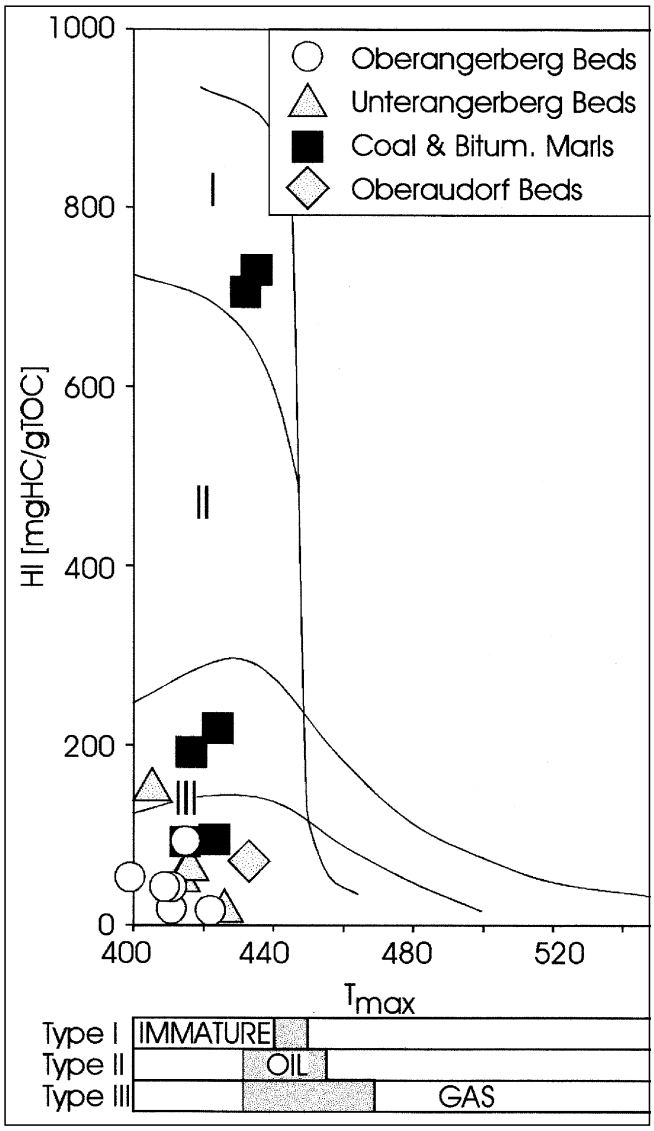


Abb. 221.
Wasserstoffindex (HI) gegen T_{max}-Werte (Pyrolysetemperatur, bei der ein Maximum an Kohlenwasserstoffen neu gebildet wird) für Proben aus dem Inntertiär.
Algenreiche Bitumenmergelproben mit organischen C-gehalten bis 15 % sind durch extrem hohe HI-Werte gekennzeichnet. Das organische Material ist größtenteil unreif.
Aus ORTNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1996).

Typische Vorkommen: Häring, Duxer Köpfl.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.3.1.2. Braunkohlenbezirk Kössen

Konturiert; ÖK: 90, 91.

Charakteristika: Zwischen Durchholzen (ca. 3 km SW Walchsee) und dem Großraum SW bis S um Kössen sind an mehreren Stellen (Glanz-)Braunkohlenvorkommen entwickelt. Zahlreiche Ausbisse, Schürfe und Tiefbohrungen brachten aber nur das Ergebnis, daß in der jüngeren tertiären Abfolge, nämlich in den Angerbergschichten, zahlreiche Linsen und Flöze mit Mächtigkeiten zwischen mehreren Dezimetern bis max. 2,3 m entwickelt sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

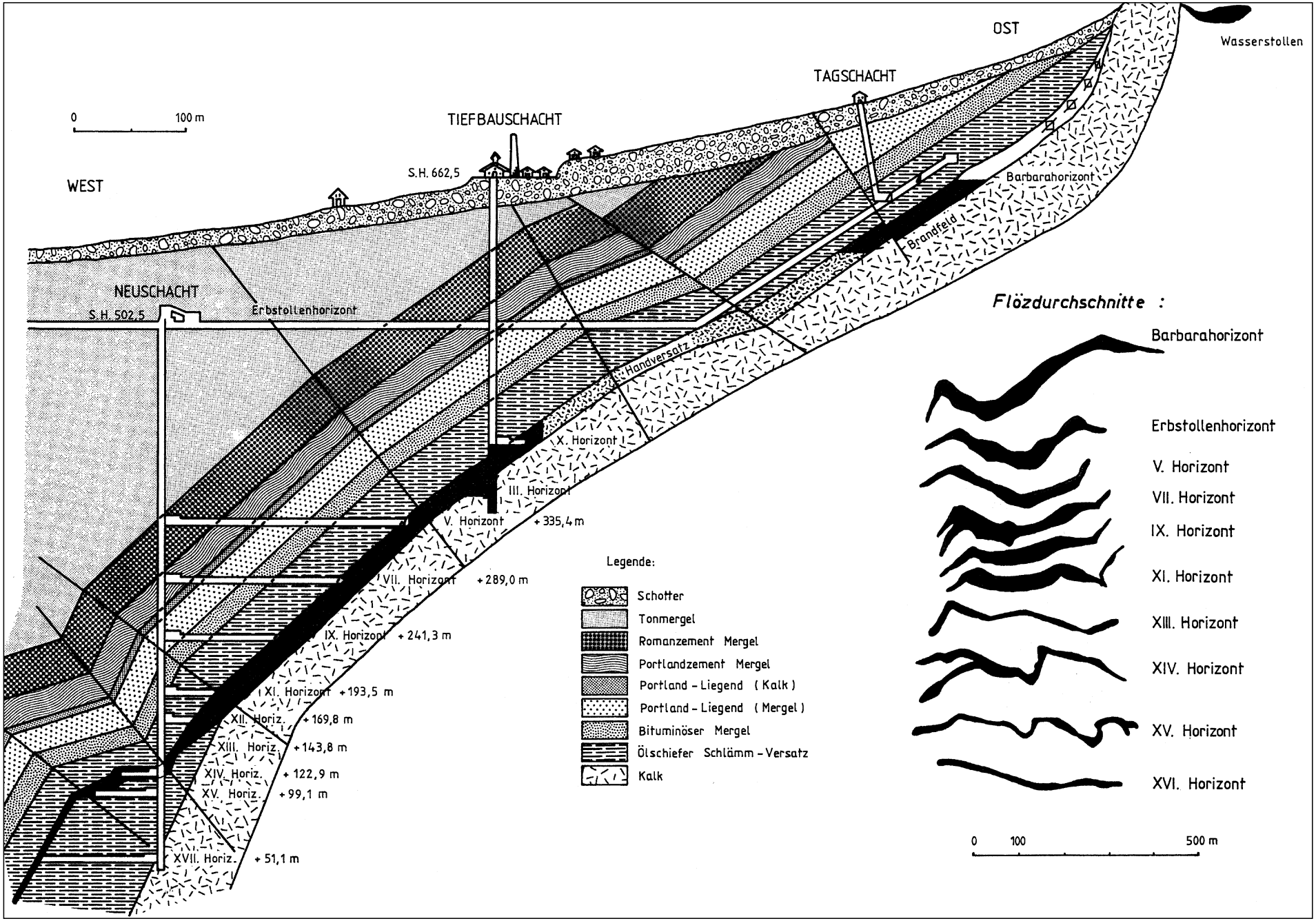


Abb. 222.
Schematisches Profil durch die Glanzbraunkohlenlagerstätte von Häring in Tirol (aus WEBER, L. & WEISS, A. 1983).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Gestalt der Lagerstättenkörper in z.T. marinen, hauptsächlich aber limnisch fluviatilen Sedimenten läßt auf eine allochthone Holzanreicherung und eine Ablagerung in muldenförmigen Vertiefungen des Tertiärbekkens schließen.

Form der Mineralisation: Flöze, Kohleschmitzen.

Nebengestein: Konglomerate, Sandsteine, Mergel.

Alter des Nebengesteins: Unter- und Mitteloligozän (Lattorf–Rupel).

Vitrinitreflexion: Rr = 0,34–0,49 %.

Typische Vorkommen: Kössen – Kohlenbach, Loferbachtal-Hütte, Walchsee – Durchholzen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4. Inneralpine Molassebecken (inkl. Anteile des Pannonischen Beckens)

Die Entwicklungsgeschichte der Inneralpinen Tertiärbecken ist äußerst komplex. Durch die zahlreichen Transgressions- und Regressionsphasen entstanden lignitophile Verhältnisse, die sich in den entsprechenden stratigraphisch und regional unterschiedlichen Braunkohlenvorkommen widerspiegeln. Das Wiener Becken ist darüberhinaus ein wirtschaftlich bedeutender Kohlenwasserstoffbezirk.

Zur besseren Übersicht wurde das Inneralpine Tertiär folgendermaßen unterteilt:

Wiener Becken, Eisenstädter Becken, Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht), Steirisches Becken, Klagenfurter Becken (Karawankenvorland), Lavanttal, Norische Senke und Ennstaltertiär sowie Pannonisches Becken.

Die lagerstättenkundlich relevanten, sedimentologischen und tektonischen Gegebenheiten werden in den einzelnen Kapiteln entsprechend behandelt.

2.1.4.1. Wiener Becken

2.1.4.1.1. Industrieminerale

Im Tertiär des Wiener Beckens finden sich eine Reihe von bedeutenden Tonvorkommen, die insbesondere zur Herstellung von Ziegeleierzeugnissen genutzt werden. In Randbereichen bestehen Vorkommen von Quarzsanden und reinen Kalken („Lithothamnienkalke“, „Nulliporenkalke“).

2.1.4.1.2. Energierohstoffe

Das Wiener Becken führt wirtschaftlich bedeutende Kohlenwasserstoffvorkommen, die in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auftreten, aus genetischen Gründen jedoch zu einem eigenständigen Bezirk zusammengefaßt werden können. Gleiches gilt für die zahlreichen Vorkommen von Braunkohlen.

2.1.4.1.2.1. Kohlenwasserstoffbezirk Wiener Becken

Nicht konturiert; ÖK: 25, 26, 41–43, 59, 60.

Charakteristika: Die Kohlenwasserstoff-Lagerstätten des Wiener Beckens sind an die neogene Beckenfüllung („Stockwerk 1“), sowie Gesteine des präneogenen Bekkenuntergrundes („Stockwerk 2“; Kalkalpen, Flysch) gebunden. Die Basis des „Stockwerks 2“ mit den kristallinen Gesteinen der Böhmischen Masse, des autochthonen Mesozoikums und der überschobenen Molasse wird als „Stockwerk 3“ bezeichnet. Diese Einheiten wurden in den übertiefen Bohrungen Aderklaa, Maustrenk ÜT1 und Zistersdorf ÜT angetroffen.

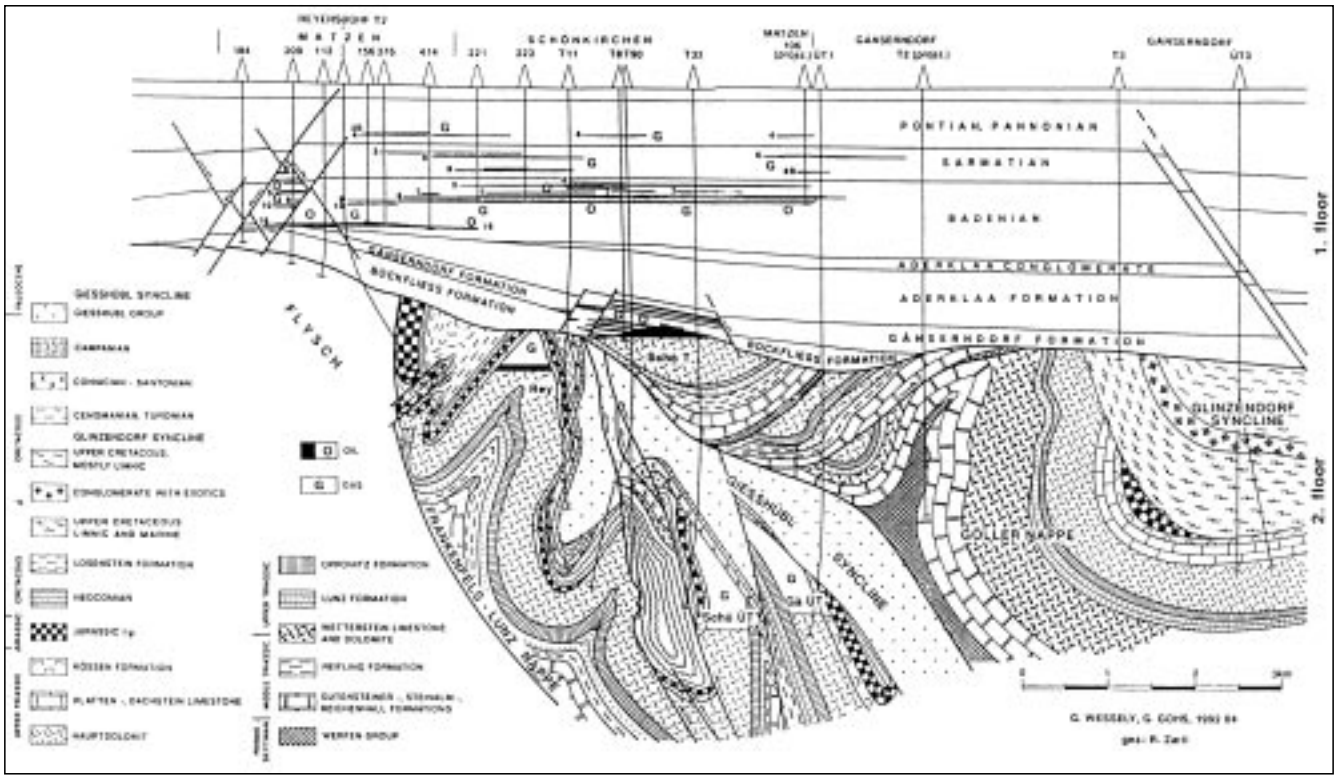


Abb. 223.
Geologisches Profil durch das Öl- und Gasfeld von Matzen-Schönkirchen.
Nach WESSELY, G. & FUCHS, G. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im österreichischen Anteil des Wiener Beckens wurden bislang mindestens 46 Öl- bzw. Gasfelder bekannt. Die größte kumulative Ölproduktion stammt aus dem Matzener Feld (Neogen, ca. 65 Mio. t), Schönkirchen-Tief und Prottes (Hauptdolomit, ca. 9 Mio. t) und Mühlberg (Neogen, ca. 5,5 Mio. t). Die größte kumulative Gasproduktion stammt aus Matzen (Neogen, ca. 25 Mrd. m^3), Schönkirchen Übertief (Hauptdolomit, 7 Mrd. m^3) und Zwerndorf (Neogen, 12 Mrd. m^3).

Die Öl- und Gaslagerstätten sind zum überwiegenden Teil strukturgebunden. Auch tektonische und stratigraphische (fazielle) Fallen spielen eine wesentliche Rolle. Während im nördlichen und zentralen Teil des Wiener Beckens Öl und Gas thermokatalytischer Genese sind, wurde im südlichen und südöstlichen Teil auch biogenes Gas gefunden.

Auf Grund der unterschiedlichen Sedimentationsgeschichte führen vor allem die Sandsteine des Unteren und Mittleren Miozäns eine Reihe produktiver Lagerstätten. Alleine im Matzener Feld wurden zahlreiche KW-führende Horizonte erbohrt, davon 9 im U-Miozän, 16 im Baden, 9 im Sarmat und 4 im U-Pannon. Während die stratigraphisch tieferen Stockwerke (Baden) im zentralen Beckenbereich (Matzen und Aderklaa) Öl führen, findet sich im Sarmat und Pannon vorwiegend Gas. In den Feldern Zistersdorf stammt ein großer Teil des Öls aus dem Sarmat. In den südöstlichen bis südlichen Bereichen (Zwerndorf, Fischamend, Orth, Moosbrunn) sind im Baden, Sarmat und Pannon vorwiegend Gaslagerstätten entwickelt.

In der Flyschzone unterhalb der neogenen Beckenfüllung ist die Lagerstättenführung auf mehrere Bereiche paleozäner bzw. eozäner turbiditischer Sandsteine beschränkt.

Die Öl- und Gaslagerstätten der kalkalpinen Abfolgen sind weitgehend an Fallen längs zentral gelegener Hochzonen gebunden. Als Speichergesteine fungieren der Hauptdolomit, untergeordnet auch dolomitischer Dachsteinkalk.

Form der Mineralisation: Imprägnationen von Öl und Gas.

Speichergestein: Sandsteine, Dolomite.

Muttergestein: Mergel des autochthonen Malms, untergeordnet Tone des Dogger, und Mergel des Neogen.

Alter des Speichergesteins: je nach Lagerstätte unterschiedlich.

Kohlenwasserstoffbildung und -migration: Das organische Material der Muttergesteine wurde während der Überschiebung durch die alpinen Decken und vor allem während der Absenkung des Wiener Bekkens reif (Abb. 224). Heute liegt das Ölfenster zwischen 4000 und 6000 m (0,7–1,5 % Rr). Die z.T. seichten Lagerstätten belegen vertikale Migration.

Besonderheiten: Die bekannteste produktive Zone ist der transgressive 16. „Torton"-Horizont im Feld Matzen.

Typische Vorkommen: Aderklaa, Althöflein, Altlichtenwarth – Neuberg, Bernhardsthal, Breitenlee, Breitstetten, Dürnkrut, Ebenthal, Favoriten, Fischamend – Enzersdorf, Gaiselberg, Gänserndorf, Ginzersdorf, Gösting – Pionier – Zistersdorf, Himberg, Hirschstetten, Hochleiten, Hohenruppersdorf, Maria Ellend, Matzen, Maustrenk – Kreuzfeld, Maustrenk-Übertief, Maxbergen, Moosbrunn, Mühlberg, Neulichtenwarth, Niedersulz, Oberlaa, Orth, Paasdorf, Pirawarth, Plattwald (van Sickle), Prottes-Tief, Raasdorf, Rabensburg, Rabensburg-Nord, Reyersdorf, Scharfeneck, Schönkirchen-Übertief, Schönkirchen-Tief, Spannberg, St. Marx, St. Ulrich – Hauskirchen, Straßhof-Tief, Süßenbrunn – Kagran, Tallesbrunn, Wienerherberg, Zistersdorf (RAG-Feld), Zistersdorf-Übertief, Zwerndorf – Baumgarten.

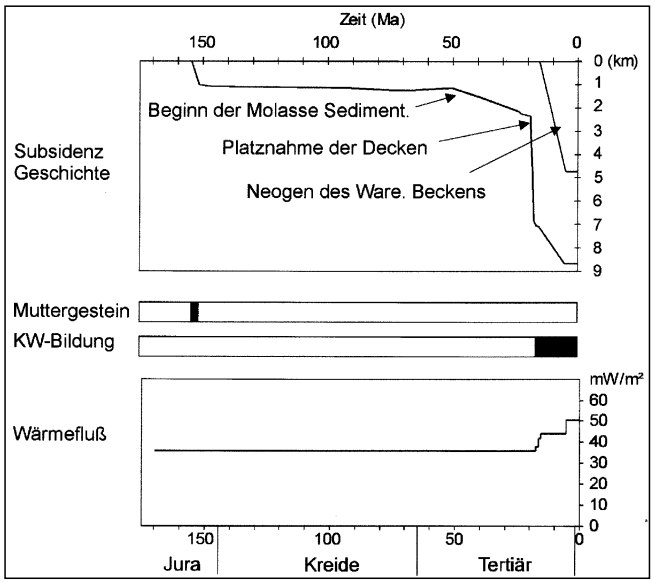


Abb. 224.
Subsidenzgeschichte, Wärmeflußgeschichte, Muttergesteine und Zeit der Kohlenwasserstoffbildung im Bereich des Wiener Beckens.
Nach SACHSENHOFER, R.F. & SCHMIDT, F. (1997).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.) (1993); LADWEIN, H.W. (1988); ÖSTERREICHISCHES MONTANHANDBUCH; SAUER, R., SEIFERT, P. et al. (1992); SEIFERT, P. (1996).

2.1.4.1.2.2. Braunkohlenbezirk Wiener Becken

Konturiert; ÖK: 26, 76, 77.

Charakteristika:

a) Braunkohlen des Baden

Braunkohlenvorkommen des Badens befinden sich in einem schmalen Tertiärstreifen SSW von Berndorf (Grillenberg – Neusiedl – Jauling, Pöllau). Die Kohlen liegen als Grundflöz direkt dem kalkalpinen Untergrund auf. Die Flözfolge ist durch taube Zwischenmittel in mehrere Bänke unterteilt. Die schwarzbraune Moorkohle ist stark verfältelt, was auf synsedimentäre Eingleitvorgänge zurückgeführt wird.

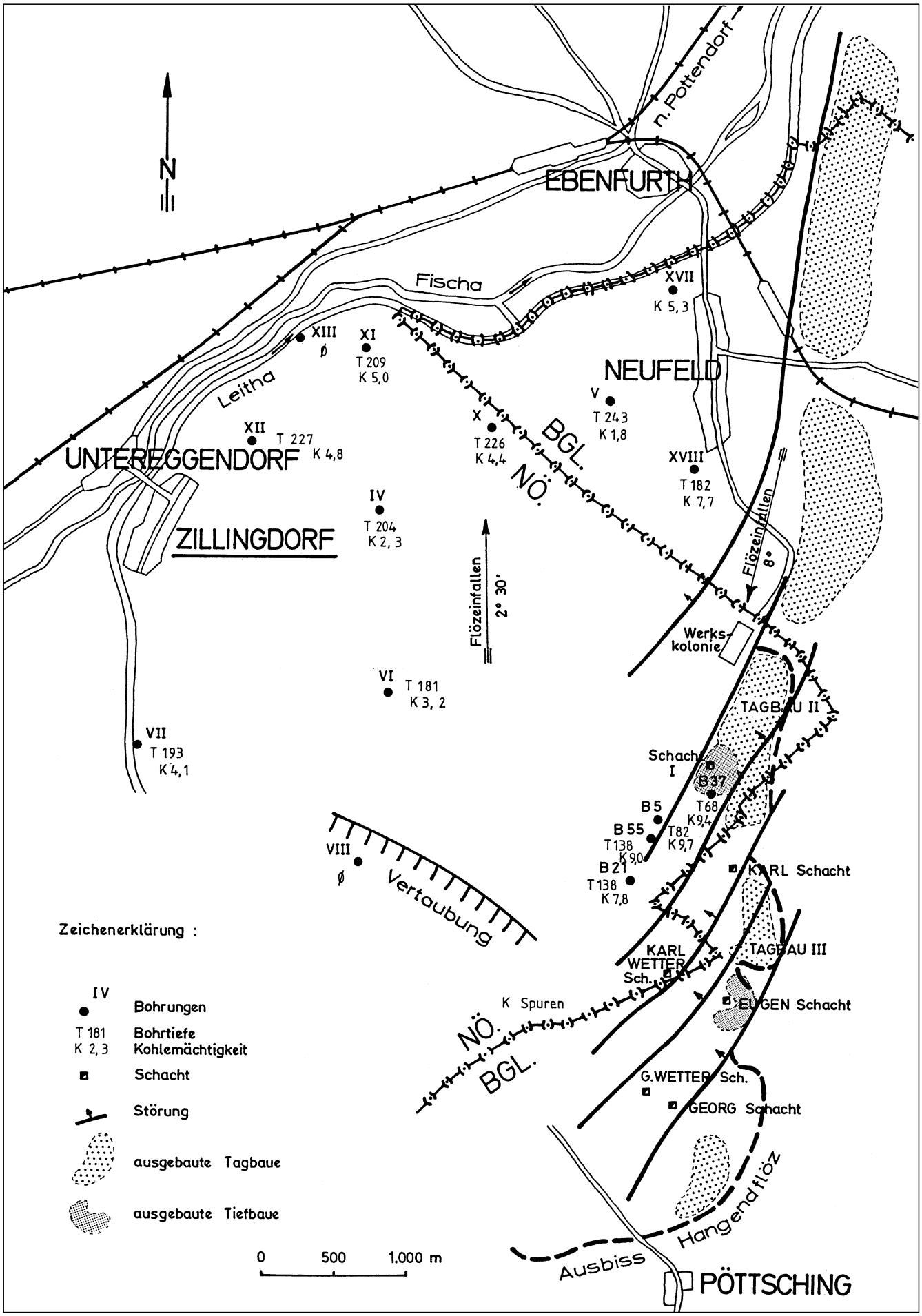
b) Braunkohlen des Pont (Zone F)

Derartige Braunkohlenvorkommen befinden sich im Wiener Becken bei Zillingdorf – Neufeld (Übergangsbereich ins Eisenstädter Becken), Sollenau – Leobersdorf sowie Bernhardsthal.

Die Braunkohlen des Zillingdorf-Neufelder Revieres sind als Randbildungen eines ausgedehnten Seen- bis Moorgebietes zu deuten. Auf Grund von Pflanzenfossilien ist die altersmäßige Einstufung der Kohle in das Pont (Zone F) gesichert.

Abb. 225. ►▷►
Übersichtsdarstellung der ehemaligen Braunkohlenbergbaue von Zillingdorf – Neufeld – Pötsching.
Nach PETRASCHECK, W.E. und AUSTROMINERAL (1977).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor



Abb. 226.
Profile durch das Braunkohlenrevier von Zillingdorf.
Nach BRIX, F. (1984, unveröff.).

Im Bereich von Zillingdorf sind zwei Flöze entwickelt: Ein etwa 9–10 m mächtiges Hauptflöz, ein etwa 3–6 m mächtiges Hangendflöz, durch ein 20 m mächtiges taubes Zwischenmittel getrennt. Beide Flöze enthalten tonige Taubeinschaltungen, die den Heizwert äußerst negativ beeinflussen. Vor allem das Hangendflöz erwies sich seinerzeit dadurch als weitgehend unbauwürdig. Im Liegenden der Kohle gelegene Schwimmsandeinschaltungen zeigten sich bei der Gewinnung als äußerst unangenehm.

Durch mehrere Staffelbrüche wird die an sich söhlig lagernde Kohle gegen W in tiefere Bereiche verworfen. Ein überdurchschnittlich hoher U-Gehalt der Kohle ist der Grund dafür, daß sich die Bruchsysteme durch die Radonemanationen sogar radiometrisch nachweisen lassen (vgl. Tab. 18a, Abschnitt V.).

Auf der entgegengesetzten Seite des Wiener Beckens liegen die altersgleichen Braunkohlen von Sollenau, die nahezu eine spiegelbildliche Fortsetzung der Zillingdorfer Kohle in jeder Hinsicht darstellen.

Wahrscheinlich altersgleich sind die durch Erdölbohrungen nachgewiesenen Braunkohlen von Bernhardsthal. Auch diese Kohlen sind durch die Staffelbrüche des Wiener Beckens beeinträchtigt. Der weitaus größere Teil der Kohle erstreckt sich jedoch auf tschechisches Staatsgebiet.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande.

Alter des Nebengesteins: Baden bzw .Pont (Zone F).

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,25 % (Tab. 32, Abschnitt V.).

Besonderheiten: aschenreiche Moorkohle; Heizwerte zwischen 2000 und 2300 kcal/kg; hohe Urangehalte, hohe S-Gehalte (2,29–3,02 %), Flöze durch Brüche stark verstellt.

Typische Vorkommen:
Baden: Gainfarn, Grillenberg – Neusiedl – Jauling – Pöllau.
Pont (Zone F): Bernhardsthal, Neufeld – Pöttsching – Steinbrunn (Stinkenbrunn), Sollenau – Leobersdorf, Zillingdorf – Neudörfl.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.2. Eisenstädter Becken

Das Eisenstädter Becken ist arm an Rohstoffvorkommen. Lignitische Braunkohle tritt im Pont der Wiener Neustädter Pforte (z.B. Zillingdorf, siehe „Braunkohlenbezirk Wiener Becken“) auf. Die Leithakalke des Beckenrandes finden als Bau-, Dekor- und Skulpturstein Verwendung.

2.1.4.3. Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht)

Neben den Braunkohlen treten an mineralischen Rohstoffen vor allem Töpfereitone im Pannon um Stoob, Quarzsande, Toneisensteinlagen in Verbindung mit dem Brennberger Flöz und Basalte in den Vulkangebieten auf. Genetisch mit dem Basaltvulkanismus werden auch die in den Sedimenten des Pannon und Daz weit verbreiteten Limonitanreicherungen (siehe Eisenerzbezirk Landseer Bucht) in Zusammenhang gebracht. Säuerlinge sind an den Kobersdorfer Bruch und Bruchzonen am Beckenrand gebunden.

2.1.4.3.1. Eisen und Stahlveredler

2.1.4.3.1.1. Eisenerzbezirk Landseer Bucht

Konturiert; ÖK: 107, 108, 138, 139.

Charakteristika: In neogenen Lockersedimenten der Landseer Bucht sind zahlreiche Eisenerzanreicherungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

verbreitet, deren Genese mit den Abtragungsprodukten der nahegelegenen Vulkanite des Pauliberges in Zusammenhang gebracht werden dürfen.

Bei den Limoniten (z.T. auch Sideriten) verschiedenster Ausbildung handelt es sich um See- und Sumpferze. Dementsprechend umfaßt der Mineralbestand neben den für derartige Sedimente üblichen Begleitmineralen Goethit, Lepidokrokit, Hämatit, maghemitisierten Magnetit und Siderit.

Hinweise auf den Transportmechanismus der Metallionen ergeben sich aus der Gegenüberstellung der Erze zu den Basalten und deren Verwitterungsprodukten: Fumarolentätigkeit mit lokal unterschiedlicher Intensität leiteten die Umwandlungsprozesse ein und schufen die zum Transport von Eisen und Mangan notwendigen Bedingungen.

Die Ausfällung erfolgte durch Milieuänderung am Ufer von Seen und anderen Gewässern und führte je nach Konzentration und Dauer der Lösungszufuhr zu chemisch klastischen Sedimenten, Eisensteinen und Siderit (KURZWEIL, H., 1971).

Form der Mineralisation: linsenförmige, z.T. auch schichtkonkordante imprägnationsartige Anreicherungen von Limonit.

Nebengestein: sandig-siltige fluviatile Ablagerungen.

Alter des Nebengesteins: Pannon und Daz.

Besonderheiten: Die Vorkommen sind von den Basaltvorkommen distanzabhängig, somit örtlich begrenzt.

Typische Vorkommen: Deutschkreuz, Djela-Wald, Großwarasdorf, Klostermarienberg, Lutzmannsburg, Nebersdorf, Oberpullendorf, Raiding, St. Martin – Neutal.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: KURZWEIL, H. (1971).

2.1.4.3.2. Energierohstoffe

2.1.4.3.2.1. (Glanz-)Braunkohlenbezirk Landseer Bucht

Konturiert; ÖK: 107.

Charakteristika:

a) Brennberger Glanzbraunkohlen

Die Glanzbraunkohlen des Brennberger Revieres sind an den Brennberger Sedimentationszyklus sensu NEBERT, K. (1980) gebunden. Diese Sedimentabfolge, welche direkt über dem kristallinen Untergrund einsetzt, beginnt mit gering mächtigen Brandschiefern, über welchen direkt das „Brennberger Flöz“ mit einer Mächtigkeit von 1,5 bis 16 Metern folgt. Das Grundflöz war durch eine Reihe tauber Einschaltungen in mehrere Bänke untergliedert.

Gegen das Hangende folgen nach Brandschiefern die etwa 20–80 m mächtigen „Süßwasserschichten von Brennberg“. Eine direkte altersmäßige Einstufung ist mangels an Fossilien zwar nicht möglich, Ottnang/Karpat ist aber äußerst wahrscheinlich.

Am Westrand des Tertiärstreifens liegen in vergleichbarer geologischer Position die (Glanz-)Braunkohlen von Sieggraben.

b) Ritzinger Braunkohlen

Die Ritzinger Braunkohle liegt in den Sedimentabfolgen über dem Brennberger Blockschotter und den Ritzinger Sanden (Tauchener Sedimentationszyklus sensu NEBERT, K., 1980). Altersmäßig wird die Ritzinger Kohle ins Untere Baden eingestuft. Im Bereich von Ritzing sind offensichtlich mindestens 2 Flözhorizonte entwickelt, die durch unregelmäßige tonige Zwischenmittel voneinander getrennt waren.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sande, Tone, „Brandschiefer“.

Alter des Nebengesteins: Ottnang–Karpat.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,35–0,40 %.

Besonderheiten: Der überwiegende Teil des Brennberger Flözes erstreckt sich auf ungarisches Staatsgebiet. Spurenelementgehalte sind aus der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu ersehen.

Typische Vorkommen: Brennberg, Ritzing, Sieggraben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4. Steirisches Becken

2.1.4.4.1. Industrieminerale

Tone unterschiedlicher stratigraphischer Position sind im ganzen Steirischen Becken verteilt (Bärnbach, Drauchen, Fürstenfeld, Gasselsdorf, Gleinstätten, Hartberg, Hautzendorf, Helfbrunn-N, Krottendorf – Preding, Niederschöckel – Weinitzen, Oberdorf, St. Anna am Aigen). Sie werden örtlich je nach Qualität zur Herstellung von Ziegelerzeugnissen und anderen keramischen Produkten abgebaut.

Miozäne Kalksteine (Leithakalke) werden zur Zementherstellung genutzt (Retznei).

Vulkanische Glastuffe und Bentonite stehen genetisch mit dem miozänen Vulkanismus in Verbindung und treten in bis 6 m mächtigen Lagen auf. Postvulkanisch alterierte Latite werden als „Österreichischer Trass“ (Alunit/Opalit) genutzt. Mittelpannone Tone und pliozäne Maarfüllungen im Oststeirischen Becken werden aufgrund der Bläheigenschaften (LECA) verwendet (Burgfeld und Mataschenfeld bei Fehring). Die Kohlenwasserstoffexploration im Steirischen Becken war bislang erfolglos, erschloß aber einige wirtschaftliche Thermalwasserquellen (z.B. Loipersdorf). Der dafür verantwortliche relativ hohe Wärmefluß wird mit der ausgedünnten Kruste in diesem Bereich erklärt.

2.1.4.4.1.1. Bentonitbezirk Steirisches Becken

Nicht konturiert; ÖK: 136, 137, 163, 165, 189, 190, 192.

Charakteristika: Zeitgleich mit dem miozänen andesitischen Vulkanismus (Karpat–Baden) im Steirischen Becken wurden im Steirischen Becken und entlang der Norischen Senke Glastuffe abgelagert, die stark zu Montmorillonit (Bentonit) alterierten. Eine Häufung der Vorkommen findet sich sowohl am W- als auch am N-Rand des Steirischen Beckens und an den Flanken der Mittelsteirischen (Sausal-)Schwelle, wo klastische Sedimente limnisch-fluviatiler und mariner Fazies anstehen. In den zentralen Beckenteilen ist das Tuff-führende Karpat–Baden von jüngeren Sedimenten begraben.

Entlang der Norischen Senke sind die bekannten Tuffvorkommen aufgrund der Muldenstruktur der Tertiärbecken auf die Beckenränder und heute nicht mehr zugänglichen Aufschlüsse in Kohlenbergbauen (Fohnsdorf, Parschlug) beschränkt. Aus dem Fohnsdorfer Bekken sind mindestens 9 verschiedenzeitige Lagen aus dem Karpat (Kohlenflöz, Hangendschichten) und dem ? Baden (Blockschotter) bekannt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

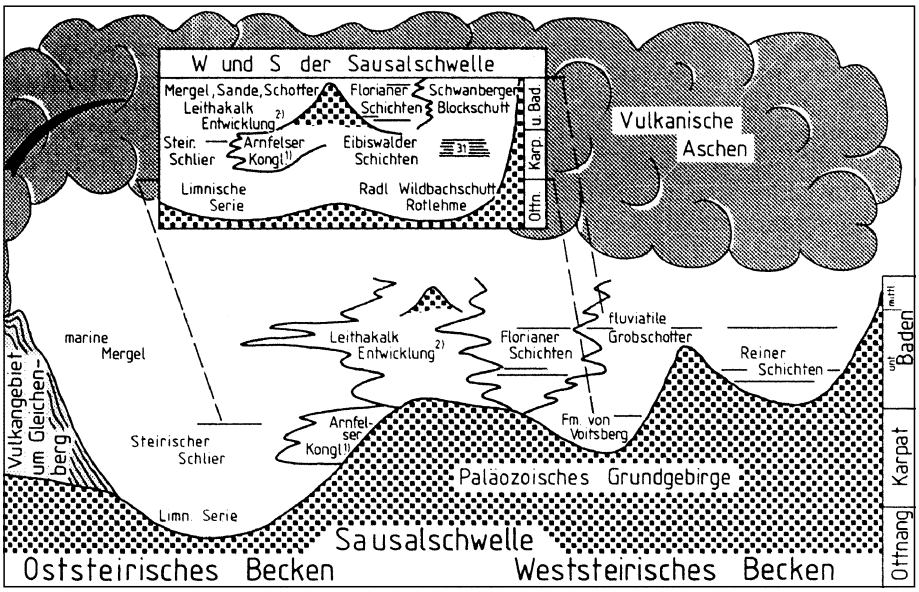


Abb. 227.
Schematische Darstellung der Tuff führenden Schichten im Miozän des Ost- und Weststeirischen Tertiärbeckens.
Aus EBNER, F. & GRÄF, W. (1982).

Wichtig für die Erhaltung und Anreicherung der wenige Zentimeter bis zu max. 6 m mächtigen Tufflagen und -linsen war ein niederenergetischer Ablagerungsraum (Tone, Kohlentone, Silte, Sande), der aber oft auch in einem hochenergetischen Bereich mit Blockschottern eingelagert ist.

Form der Mineralisation: Lateral rasch mit Sedimenten verzahnende cm- bis meter-mächtige Lagen und Linsen. In Glastuffen häufig basale Bentonit-Lage.

Nebengestein: Tone, Kohlentone, Silte, Sande, Kiese.

Alter des Nebengesteins: Miozän (Karpat–Baden).

Besonderheiten: Bentonite sind auch in den kohleführenden Tertiärbecken der Norischen Senke sowie deren Subsidiärmulden bekannt.

Typische Vorkommen: Brudersegg, Bürgerwald-Tregistsattel I, II, III, IV, Gossendorf, Grafendorf (Reitenau), Größing, Haideggendorf, Hohenberg bei Gleisdorf, Krumbachgraben – Dechantskirchen, Mollitschberg (Sausal), Pinggau, Raßberg, Rohrbach/Lafnitz (Limbach), Rutzendorf, Sinnersdorf, Stainz, Stögersbach, Thalberg – Schlag.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: EBNER, F. (1981, 1990); EBNER, F. & GRÄF, W. (1977, 1982, 1983); HAUSER, E. & NEUWIRTH, E. (1959); HÖLLER et al. (1976).

2.1.4.4.2. Energierohstoffe

Kohle tritt im Köflach-Voitsberger Raum im Ottnang (Karpat) des nördlichen Weststeirischen Beckens und im südlichen Weststeirischen Becken bei Wies – Eibiswald auf. Weitere Vorkommen befinden sich im Baden (z.B. Tauchen), Sarmat (z.B. Weizer Bucht), Pannon (z.B. Ilz) und Pont des Oststeirischen Beckens. Generell beinhalten die genannten Vorkommen Weichbraunkohle, lediglich im Raum Eibiswald tritt Glanzbraunkohle auf. Letztere ist auf einen mittelmiozänen Wärmedom (Magmatismus?) im südlichen Weststeirischen Becken zurückzuführen.

Bei Ludersdorf im Steirischen Becken wurde Erdgas in den Abfolgen des Badens nachgewiesen. Dies ist der bisher einzige Hinweis auf eine Kohlenwasserstoffführung im Steirischen Tertiär.

2.1.4.4.2.1. Glanzbraunkohlenbezirk Wies – Eibiswald (? Ottnang–Karpat)

Konturiert; ÖK: 189, 190, 206, 207.

Charakteristika: Im südweststeirischen Tertiärbekken beginnt die Schichtfolge über Roterde- und Rotschuttbildungen im Ottnang mit groben Kiesen und Blockschottern (Radlschotter 1000–2000 m), über denen im oberen Ottnang–Karpat die ca. 2500 m mächtigen klastischen Eibiswalder Schichten folgen. Diese setzen sich aus 4 fluviatil-klastischen Sedimentzyklen zusammen (NEBERT, K., 1983), in denen jeweils eine kohlenführende telmatische Phase entwickelt ist. Die karpatischen Anteile (Mittlere–Obere Eibiswalder Schichten) führen zahlreiche Glastuff-Bentonitlagen.

Die Sedimentation fand im Vorfeld der ? Transpressionszone des tektonisch aufsteigenden Grundgebirges (Remschnigg) statt. Darauf werden die enormen Schichtmächtigkeiten und die teilweise steile Aufrichtung des Tertiärs in Grundgebirgsnähe zurückgeführt.

Mächtigkeit der einzelnen Sedimentationszyklen in den Eibiswalder Schichten: Wuggauer Zyklus 550 m (mit nur schlecht ausgebildetem kohleführendem Telmatikum), Habischegger Zyklus 700 m, Eibiswalder Zyklus 400 m, Wieser Zyklus 550 m.

Glanzbraunkohle wurde in den u.a. Revieren (mit Angabe des abgebauten Flözes, seiner Mächtigkeitsschwankungen und der stillgelegten Bergbaue) abgebaut.

Eibiswalder Revier: Eibiswalder Flöz (0,7–3,8 m): Eibiswald, Feisternitz, Hörmsdorf; Habischegger Flöz (Flöz mit 14 Teilbänken, stärkste 0,8 m): Stammereggg-Bachholz.

Vordersdorfer-Wernersdorfer Revier: Eibiswalder Flöz (1,3–4,9 m): Vordersdorf, Wernersdorf, Unterfresen.

Wieser Revier: Wieser Flöz (0,5–3,6 m): Pölfing – Bergla, Steyeregg, Kalkgrub – Limberg, Schwanberg, Aug – Schönegg, St. Ulrich, Tombach – Pitschgauegg, Gaisseregg.

Form der Mineralisation: eingelagerte Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande, Silte.

Alter des Nebengesteins: Miozän (? Ottnang–Karpat).

Vitrinitreflexion: Rr = 0,35–0,50 %.

Besonderheiten: Kohlenqualität: Harte Glanzbraunkohle. Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Der für das Steirische Becken hohe Inkohlungsgrad geht auf erhöhte paläogeothermische Gradienten zurück, die möglicherweise mit dem miozänen Subvulkanismus im slowenischen Raum im Zusammenhang stehen. Im Wieser und Eibiswalder Flöz wurde eine reiche subtropi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abb. 228.
Glanzbraunkohlenbezirk Wies-Eibiswald.
Aus WEBER, L & WEISS, A. (1983).

sche Sumpfwald-Vertebratenfauna gefunden (MOTTL, M., 1970).

Typische Vorkommen: Aug – Schönegg, Hörmsdorf-Eibiswalder Revier, Labitschberg (Gamlitz), Neuberg – Hoferberg, Pitschgauegg, St. Ulrich, Stammeregg – Bachholz, Tombach, Vordersdorfer Revier, Wernersdorfer Revier, Wieser Revier; Preisberg – Stainz.

Ausgewählte und weiterführende Literatur:
Geologie: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).
Kohle: HIESSLEITNER, G. (1926); NEBERT, K. (1983); RADIMSKY, V. (1875); SACHSENHOFER, R.F. (1990); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.2. Braunkohlenbezirk Köflach – Voitsberg (Ottnang–Karpat)

Konturiert; ÖK: 162, 163.

Charakteristika: Das Kohlenbecken von Köflach – Voitsberg bildet die nordwestlichste Teilbucht des Steirischen Beckens. Über Roterde und Rotschuttbildungen folgen im Karpat limnische Feinklastika mit Einschaltungen mehrerer Flözhorizonte (Unter-, Mittel-, Ober- und Zangtaler Oberflöz), deren Korrelation in den einzelnen Becken palynologisch erfolgte.

Die mit Erosionsdiskordanz auflagernden Deckschichten sind unterbadenische fluviatile Blockschotter, Kiese und Sande, in die am Tregistsattel bis zu 6 m mächtige Glastuffe eingeschaltet sind.

Das Grundgebirge wird aus Karbonatgesteinen des Grazer Paläozoikums, klastischen Schichten der Kainacher Gosau und zentralalpinem Kristallin gebildet.

Die Flözmächtigkeiten und Zwischenmittel sind in den einzelnen Teilmulden aus faziellen Gründen unter-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

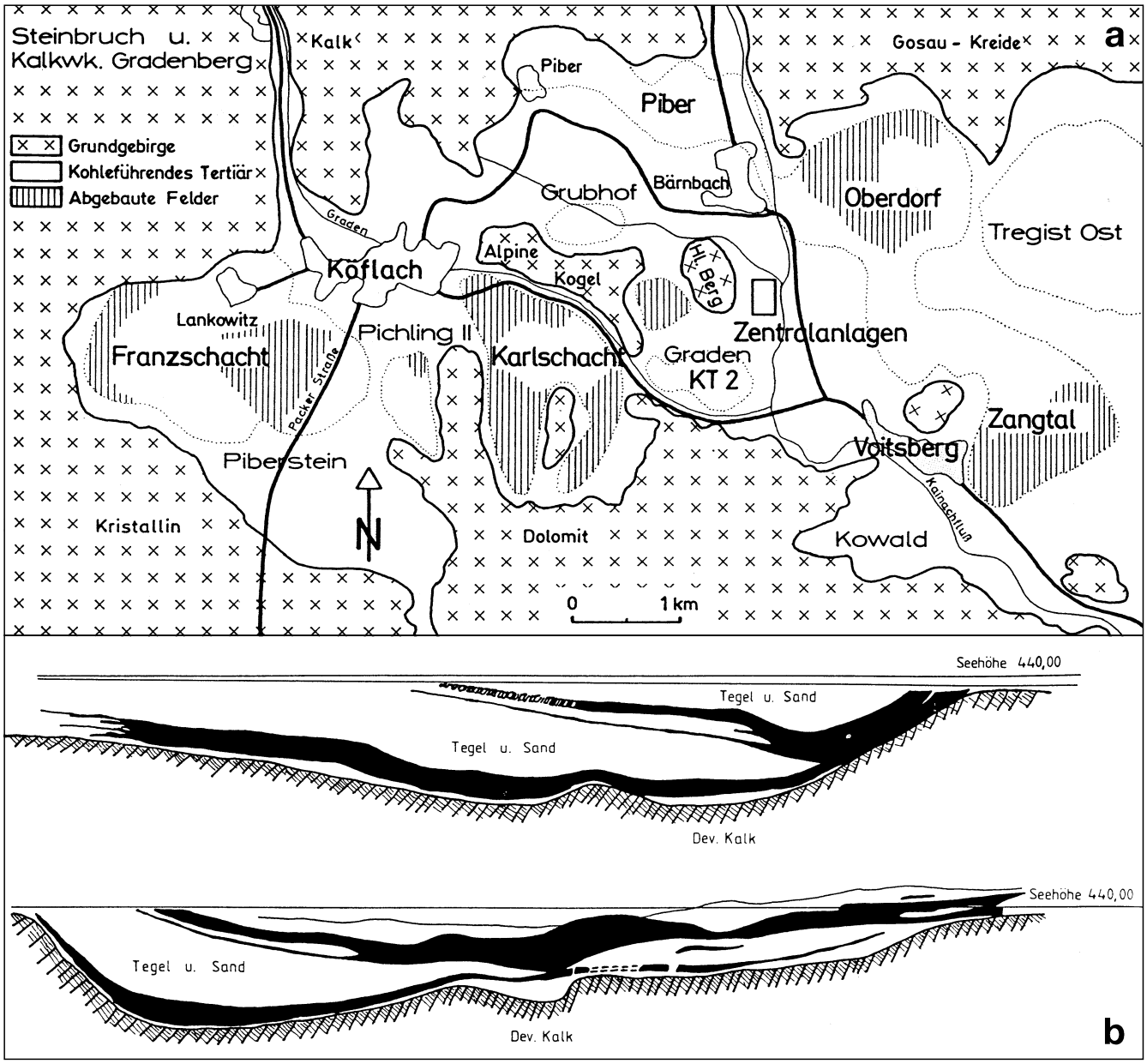


Abb. 229.
Köflach-Voitsberger Braunkohlenbezirk.
a) Verbreitung der Kohlenmulden.
b) schematisches geologisches Profil durch die Lagerstätte Karlschacht.
Aus WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

schiedlich ausgebildet. Maximale Flözmächtigkeiten waren im Oberflöz der Schaflosmulde mit 90 m aufgeschlossen.

Der gesamte Voitsberger Braunkohlenbezirk ist in zahlreiche Teilmulden gegliedert, die meist durch steilwandige Karbonatschwellen (? Paläokarst) voneinander getrennt werden.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande, Silte.

Alter des Nebengesteins: Miozän (Ottnang–Karpat).

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,30 %.

Besonderheiten: Stückige Weichbraunkohle mit Übergängen zu Mattbraunkohle. S-Gehalte unterschiedlich zwischen 0,29 und 1,04 %. Ausnahme: Zangtaler Oberflöz (1,70–2,05 %); U-Gehalt der Bärnbacher Kohle: 2,3 ppm (n = 15). Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Typische Vorkommen: Westrevier (Piberstein-Lankowitz-Pichlinger Mulde); Mittelrevier (Schaflos-Obergraden-, Untergraden-, Hochegger-, Hödl-Mulden); Ostrevier (Piberer, Bärnbacher, Grubhof-, Oberdorfer, Tregist-, Zangtaler Mulden).

Ausgewählte und weiterführende Literatur:
Geologie: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); FLÜGEL, H.W. (1975).
Kohle: KLAUS, W. (1954); POHL, W. (1976); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.3. Braunkohlenbezirk Rein – Stiwoll (Baden)

Konturiert; ÖK: 163, 164.

Charakteristika: Die kohleführende limnische Tertiärabfolge („Reiner Schichten“) liegt in einer tiefen, isolierten Grundgebirgsmulde. Sie setzt sich aus Tonen, Kohlentonen, Sanden und Süßwasserkalken zusammen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

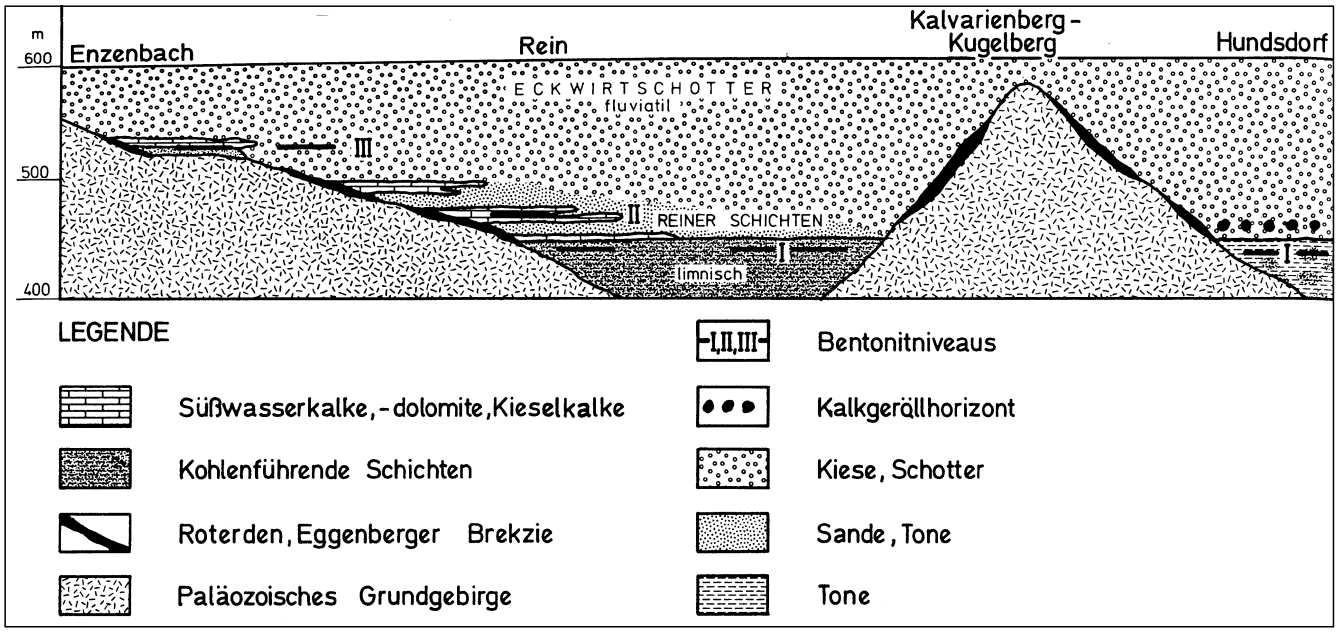


Abb. 230.
Schematisches Profil durch das Reiner Becken.
Aus EBNER, F. & GRÄF, W. (1982).

Am paläozoischen Grundgebirgsrand verzahnen diese Sedimente mit terrestrischen Roterden und Kalkbreccien. Aufgrund der reichen Gastropodenfauna können die kohlenführenden Reiner Schichten ins Baden eingestuft werden.

Im Reiner Becken erreichte das Flöz Mächtigkeiten bis zu 4 m. Zwischenmittel trennten das Flöz in mehrere Bänke. Die über dem Flöz lagernden Süßwasserkalke führten die bekannte Reiner Fauna. Die Reiner Schichten führen auch geringmächtige Lagen von Bentonit.

Die Reiner Schichten werden von groben fluviatilen Schottern („Eckwirtschotter") überlagert, deren Korngröße beckenwärts abnimmt.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Kohlentone, Süßwasserkalke, Tuffe.

Alter des Nebengesteins: Miozän (Baden).

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,30 %.

Besonderheiten: Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Typische Vorkommen: Raßberg, Rein, Stallhofener Bucht, St. Oswald (Plankenwart), Stiwoll.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: EBNER, F. & GRÄF, W. (1982); EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.4. Braunkohlenbezirk Tauchen – Mariasdorf (Baden)

Konturiert; ÖK: 137, 138.

Charakteristika: Zum „Braunkohlenbezirk Tauchen – Mariasdorf" werden alle jene Vorkommen von Braunkohle zusammengefaßt, die innerhalb der Sedimente

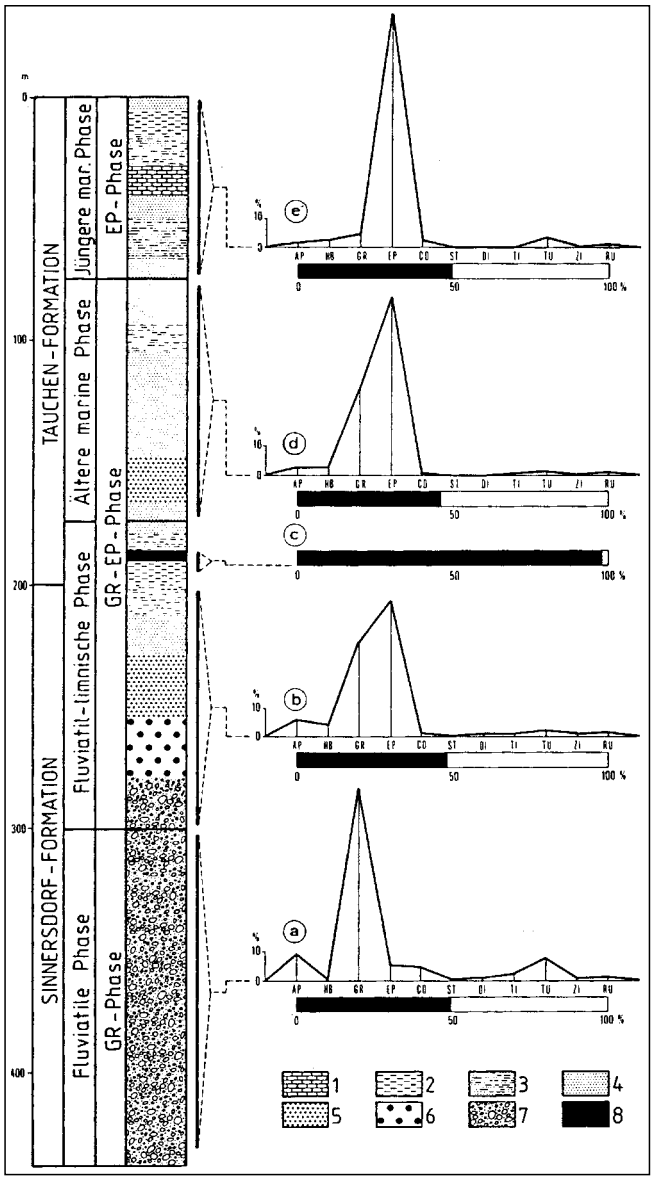


Abb. 231.
Tauchener Sedimentationszyklus.
1 = Kalkstein; 2 = Ton; 3 = Tegel; 4 = Feinsand; 5 = Grobsand; 6 = Schotter; 7 = Sinnersdorfer Blockschutt; 8 = Kohle.
Aus NEBERT, K. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der „Tauchen-Formation“ sensu NEBERT, K. (1980) eingeschaltet sind. Das Liegende dieser Abfolge bilden die grobklastischen Ablagerungen der Sinnersdorf-Formation. Die kohlenführende Tauchen-Formation kann in 3 Abschnitte (unterer, mittlerer, oberer Abschnitt) untergliedert werden, wobei die Kohlenführung auf den unteren Abschnitt beschränkt ist. Diese setzt sich aus einer ca. 25 m mächtigen Flözfolge zusammen, die in der Regel durch rhyolitisch-tuffitische taube Zwischenmittel in 3 Bänke aufgeteilt ist. Dabei handelt es sich offensichtlich um pyroklastische Sedimente des sauren miozänen Vulkanismus des steirischen Vulkanbogens.
Altersmäßig ist die Kohle ins Baden (Lageniden-Zone) einzustufen.
Auch die westlich von Tauchen gelegenen Braunkohlenvorkommen von Sinnersdorf und Schreibersdorf sind diesem Braunkohlenbezirk zuzuordnen. Im Bereich von Sinnersdorf wurde ein in mehrere Bänke gegliedertes Flöz in sandig-tonigen Schichten an der Basis des über dem Sinnersdorfer Konglomerat transgredierenden Badens beschürft (HARTNIGG, P., 1894a; GEUTEBRÜCK, E., 1980, in WEBER, L. & WEISS, A., 1983). Das stratigraphisch vergleichbare Braunkohlenvorkommen von Schreibersdorf war in mehrere Teilmulden gegliedert und erreichte Mächtigkeiten bis zu 5 m (HARTNIGG, P., 1894b in WEBER, L. & WEISS, A., 1983).
Die Braunkohlen von Bubendorf liegen hingegen im oberen Abschnitt der „Tauchen-Formation“. In dieser Abfolge herrschten ungünstigere sedimentologische Verhältnisse als im unteren Abschnitt, was sich auch in der mäßigen Ausbildung der Kohlenflöze erkennen läßt.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sande, Tone, Tuffe.

Alter des Nebengesteins: Miozän (Baden).

Vitrinitreflexion: Rr = 0,25–0,30 %. (siehe auch Tab. 32, Abschnitt V.).

Besonderheiten: Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Typische Vorkommen: Bubendorf, Schreibersdorf, Sinnersdorf, Tauchen – Mariasdorf.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GEUTEBRÜCK, E. (1980); HARTNIGG, P. (1894a,b); NEBERT, K. (1980); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.5. Braunkohlenbezirk Graz – Weizer Bucht (Karpat–Baden bzw. O-Sarmat–U-Pannon)

Nicht konturiert; ÖK: 164, 165.

Charakteristika: Zwischen Graz und Puch bei Weiz greift das Oststeirische Tertiärbecken im Norden in zahlreichen Buchten tief in das Grundgebirge (Grazer Paläozoikum, Kristallin von St. Radegund/Weiz) ein. Über Roterde- und Rotschuttbildungen folgen örtlich unterschiedlich alte, klastische Sedimente des ? Ottnang–Pannon, die in mehreren Niveaus grobe Schotter/Blockschotter (?Ottnang–Karpat: Schichten von Naas; Baden: Blockschutt des Ilzberges; Obersarmat–Pannon A/B: Pucher Schotter) und lignitische Braunkohlen führen.
Karpat–Unterbaden: Kohlenführende Schichten von Naas; Obersarmat–Pannon A/B: limnisch-brackische (coastal plain) kohlenführende Schichten von Weiz (zahlreiche Vorkommen zwischen dem NE von Graz und Puch – Weiz).

Form der Mineralisation: Flöze.
Nebengestein:Tone, Sande, Silte, Kiese.

Alter des Nebengesteins: kohlenführende Schichten von Naas: Karpat–Unterbaden.
kohlenführende Schichten von Weiz: Obersarmat–Pannon A/B.

Vitrinitreflexion:
Kohlen der kohlenführenden Schichten von Naas: Rr = 0,39 %.
Kohlen der kohlenführenden Schichten von Weiz: Rr = 0,23–0,38 %.

Typische Vorkommen: Büchl, Busenthal, Eggenberg, Göttelsberg – Radmannsdorf/Weiz, Kleinsemmering, Kumberg, Mantscha, Naas (Weiz), Niederschöckel, Oberdorf – Weiz (Thannhausen), Puch – Weiz (Schrankenhofen), Straßgang, Wenisbuch – Maria Trost.

Ausgewählte und weiterführende Literatur:
Geologie: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); KOLLMANN, K. (1965).
Kohlen: EBNER, F. (1990); SACHSENHOFER, R.F. (1990); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.6. Braunkohlenbezirk Feldbach (O-Sarmat/U-Pannon)

Konturiert; ÖK: 191, 192.

Charakteristika: Der Raum Feldbach im NW des Gleichenberger Massivs („Feldbacher Sarmatsporn“) baut sich aus Sanden mit Kalken, oolithischen Kalksandsteinen, Tegeln, Kies- und Konglomeratlagen (Mühldorfer Schotter) des Obersarmat und sandig/mergeligen Schichten des Pannon B auf.
In den hangenden Bereichen des marine Fossilien führenden Obersarmat liegt der Lignit von Feldbach. Im höchsten Abschnitt des 70–80 m mächtig werdenden Pannon B folgt über dem Niveau mit *Congeria ornithopsis* der Lignit von Paldau.
Die Kohlen des Obersarmat (Feldbach, Unterweißenbach, Gürtlergraben, Hirsdorf, Reitting, Auersberg, Auersbach, Gniebing) entstammen einer abgeschlossenen Bucht mit brackischem Milieu. Ihre Mächtigkeit liegt im Bereich weniger Dezimeter mit Maximalwerten bei Hirsdorf um 1 Meter. Generell ist jedoch lateral rasches Vertauben und Auskeilen der Flöze festzustellen. Störungsversätze der Flöze bis 1,3 m wurden direkt nachgewiesen. Aus der regionalen Flöz-Korrelation sind Brüche mit Sprunghöhen bis 20 m zu erwarten.
Der Lignit von Paldau lag in Form zweier Flöze (Liegendflöz 0,4–0,5 m; 0,7–0,8 m Zwischenmittel; 0,12–0,25 m Hangendflöz) vor. Mit dem Lignit von Paldau werden auch die Kohlen von Oberstorcha – Reith und Unterstorcha (Flözmächtigkeit 0,76 m) korreliert. Auch dieses Kohlenniveau zeigt starke Mächtigkeitsschwankungen und rasches Auskeilen.

Form der Mineralisation: rasch auskeilende Flöze.

Nebengestein: Tonmergel, Sande, Kalke, Kiese (Mühldorfer Schotter).

Alter des Nebengesteins:
Obersarmat (Lignit von Feldbach),
Unterpannon (Lignit von Paldau).

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,25 %.

Besonderheiten: Die wenigen Brennwertanalysen der „Feldbacher“ und „Auersbacher“ Kohle schwanken zwischen 9.000 und 14.700 kJ/kg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lignit von Feldbach: Unterweißenbach, Gürtlergraben, Hirsdorf, Reitting, Auersberg.
Lignit von Paldau: Paldau, Oberstorcha-Reith, Unterstorcha.

Typische Vorkommen: Gniebing, Hirsdorf – Reitting, Paldau – Wagenhoferberg, Oberstorcha, Unterstorcha, Reith.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Geologie: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); KOLLMANN, K. (1965).
Kohle: STINY, J. (1918); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.7 Braunkohlenbezirk Ilz (Pannon C)

Konturiert; ÖK: 166.

Charakteristika: Das Pannon C des Oststeirischen Beckens setzt sich aus fluviatilen, zyklisch aufgebauten Sedimentabfolgen von Sanden, Tonen und Kiesen zusammen. Eine regionale Untergliederung des Pannon C erfolgt nach weithin anhaltenden Schotterzügen (vom Liegenden zum Hangenden: Kapfensteiner, Kirchberger, Karnerberger, Schemerl-, Hangendschotter) und dazwischen liegenden feinklastischen, örtlich kohlenführenden, limnischen Zwischenserien. Die Braunkohlenvorkommen liegen in der tiefsten Zwischenserie zwischen dem Kapfensteiner Schotterzug im Liegenden und dem Kirchberger Schotterzug im Hangenden. Die kohleführende Serie wurde von NEBERT, K. (1983) als „Ilzer Sedimentationszyklus" bezeichnet.

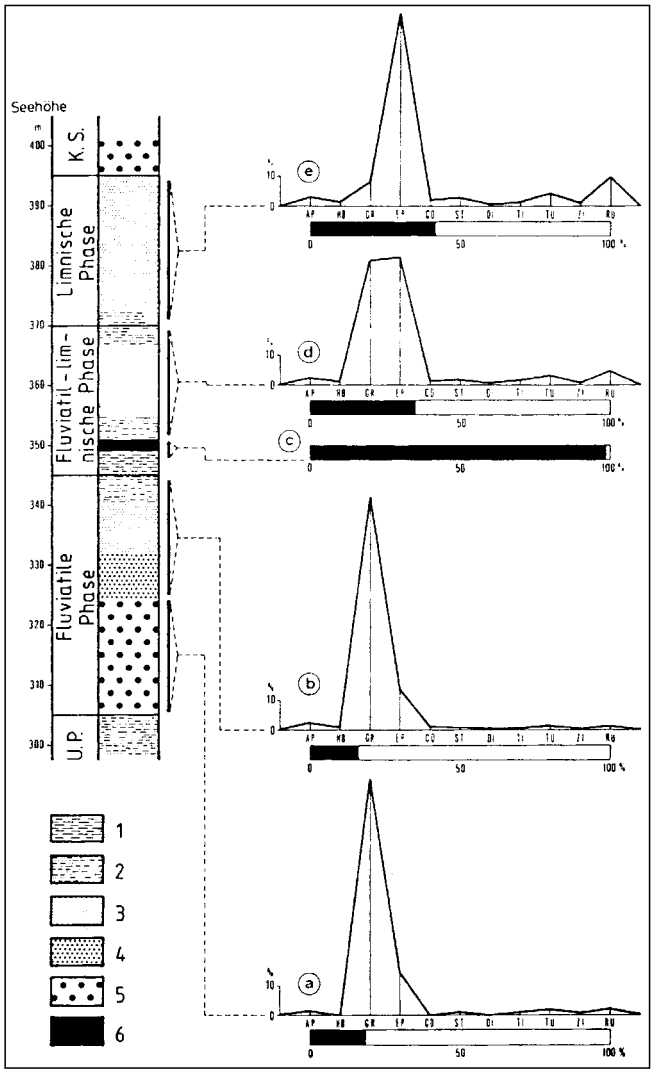


Abb. 232.
Ilzer Sedimentationszyklus.
U.P. = Unterpannon; K.S. = Kirchberger Schotter; 1 = Ton; 2 = Tegel; 3 = Feinsand; 4 = Grobsand; 5 = Kapfensteiner Schotter; 6 = Kohle.
Nach K. NEBERT (1983).

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande, Kiese.

Alter des Nebengesteins: Pannon C.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,20–0,25 %.

Typische Vorkommen: Ilz (Ilzberg, Rosenberg), Ilz (Mutzenfeld, Ziegenberg), Schweinzer Revier (Reigersberg, Kleegraben, Mutzenfeld, Breitenbach, Ziegenberg, Walkersdorf, Weinberg).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Geologie: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991); KOLLMANN, K. (1965).
Kohle: NEBERT, K. (1983); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.4.2.8. Braunkohlenbezirk Henndorf (Pannon D–E)

Konturiert; ÖK: 192, 193.

Charakteristika: Die Braunkohlen von Henndorf-Gillersdorf zählen zu den jüngsten des Steirischen Bekkens. Sie liegen in sandig-tonigen Pannonabfolgen (Pannon D–E) westlich der Südburgenländischen Schwelle. Die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung ließen keine größeren bergbaulichen Aktivitäten zu.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sande, Tone.

Alter des Nebengesteins: Pannon D–E.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,20–0,25 %.

Typische Vorkommen: Hartbergen, Gillersdorf, Henndorf, Hohenbrugg, Neubrenten – Edelsgraben, Schiefer, Weinberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: NEBERT, K. (1980); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.5. Klagenfurter Becken

2.1.4.5.1. Industrieminerale

In engem Zusammenhang mit den Braunkohlen treten auch Vorkommen hochwertiger Tone auf, die in der Vergangenheit wirtschaftlich genutzt wurden.

2.1.4.5.2. Energierohstoffe

2.1.4.5.2.1. Braunkohlenbezirk Karawankenvorland

Nicht konturiert; ÖK: 202–204.

Charakteristika: Im Miozän bildeten sich in intramontanen Senken nördlich der Karawanken die Kohlenvorkommen in den sarmatischen Rosenbacher Kohlenschichten und in den sarmatisch (?)–pannonen Grundflözschichten. Zumeist direkt über dem aus Triaskalken und Dolomiten bestehenden Untergrund liegt eine mehrere Meter mächtige Abfolge von Tonen, über welchen örtlich ein bis zu 6 m mächtiges Braunkohlenflöz (Weich- bis Mattbraunkohlenqualität) aufsetzt. Über einer mehrere Meter mächtigen fossilreichen Zwischenschicht lagert das eigentliche Hauptflöz, welches Mächtigkeiten bis zu 5 Metern erreicht. Überlagert wird die Flözfolge von Tonen, Sandsteinen und Konglomeraten, welche örtlich Phosphoritknollen führen. Die kohleführenden Sedimente werden den obersten Rosenbachschichten zugeordnet, die altersmäßig ins höhere Untersarmat eingestuft werden können.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

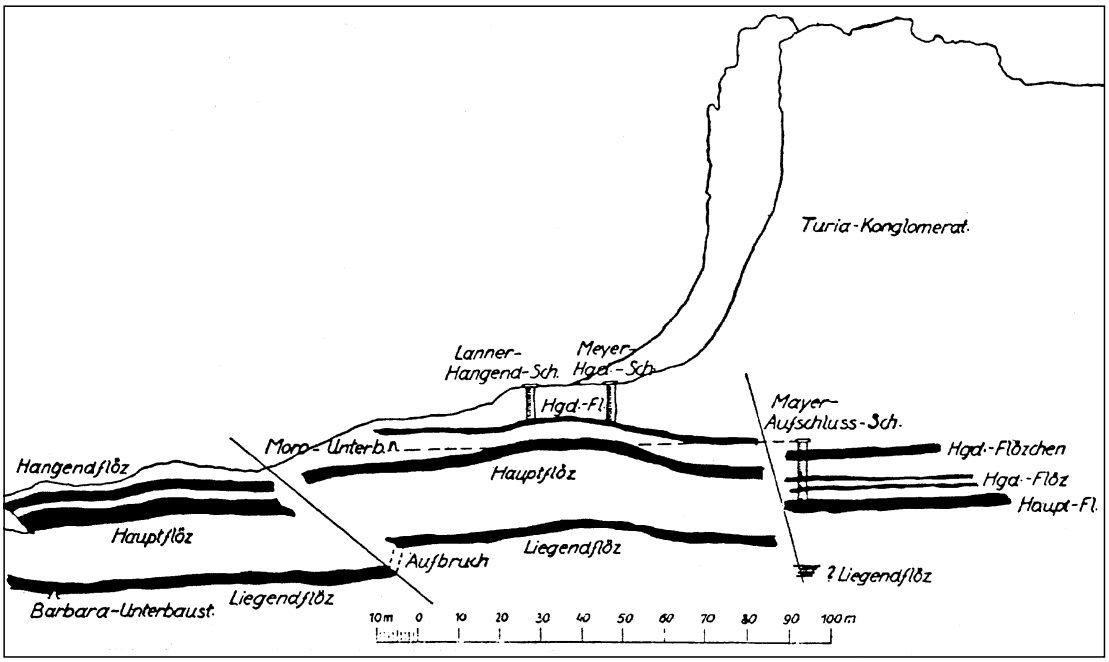


Abb. 233.
Profil durch die Braunkohlenvorkommen des Turiawaldes.
Aus PETRASCHECK, W. (1922/25).

Die kohleführenden Tertiärmulden (Lobnig, Fellach) wurden dabei durch die Gebirgsbildung in die triadischen Gesteine der Karawanken eingefaltet.

In den „Grundflözschichten" liegen die Kohlen von Penken (Turiawald). Diese lagern direkt auf einem kristallinen, z.T. auch kalkigen Untergrund. Das bis zu 100 m mächtige kohleführende Sedimentpaket wird im Bereich des Turiawaldes von den kompakten, steilstufenbildenden Konglomeraten der Sattnitz überlagert. Ein mehrere Meter mächtiges Liegendflöz liegt üblicherweise im untersten Bereich der Grundflözschichten, durchschnittlich 13 m über der Verwitterungszone des Grundgebirges.

Das Flöz ist durch eine Vielzahl von tonigen Zwischenmitteln in zahlreiche Bänke aufgegliedert. Eine Reihe von Störungen zerlegt die Flözplatte in mehrere Schollen.

Diese tektonische Zerlegung der Kohle ist nicht alleine auf die Auflagerung des Sattnitzkonglomerates zurückzuführen, vielmehr ist auch der Nordschub der Karawanken auf das tertiäre Vorland im Zuge der Gebirgsbildung dafür verantwortlich zu machen.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone.

Alter des Nebengesteins: Rosenbacher Schichten: höheres Untersarmat.
Grundflöz-Schichten: Sarmat–Pannon.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,20–0,30 %.

Besonderheiten: Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen. In einer der drei Lobniger Teilmulden wurde durch den Bergbau die Überschiebungsfläche der Karawanken auf das Tertiär aufgeschlossen.

Typische Vorkommen: Lobnig, Oberloibach, Penken – Turiawald (Keutschach), St. Philippen/Sonnegg, Stein/Drau.
Rosenbacher Schichten: Lobnig.
Grundflöz-Schichten: Penken – Turiawald.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.6. Lavanttaler Tertiärbecken

2.1.4.6.1. Industrieminerale

Innerhalb des Lavanttaler Tertiärbeckens und seiner Seitenmulden liegen eine Reihe von Tonvorkommen, die örtlich zur Herstellung von Ziegeleierzeugnissen genutzt werden (Dachberg, Schönweg – Granitztal).

2.1.4.6.2. Energierohstoffe

2.1.4.6.2.1. Braunkohlenbezirk Lavanttal

Nicht konturiert; ÖK: 187, 188, 204, 205.

Charakteristika: Zur Bildung der kohleführenden Tertiärbecken des Lavanttales trug ein weitanhaltendes NNW–SSE-streichendes Bruchsystem bei, das sich im NW in der Pölslinie fortsetzt. Durch bruchbedingtes Absinken des Untergrundes bildeten sich intramontane Becken, die überaus günstige Voraussetzungen für die Kohlebildung darboten.

Die Sedimentation begann im Bereich des heutigen Granitztaler Beckens. Ab dem Ottnang erfolgte die Zuschüttung einer E–W-streichenden Teilmulde, in der ausgedehnte Landschaften mit Roterdeverwitterung (Granitztaler Schichten) bestanden. Gegen das Karpat nahm die Schüttung feinkörniger Sedimente zu. Die Sedimentation im Granitztaler Becken erfolgte nur bis zum mittleren Baden.

Die Absenkung des eigentlichen Lavanttaler Tertiärbekkens setzte nach einer marinen Transgression erst im unteren Baden ein. Während im N die Ablagerung grobklastischer Sedimente erfolgte, bildeten sich im S feinkörnigere Ablagerungen. Bis in das mittlere Baden drang das Meer offensichtlich aus dem SE ein, zumal die Koralpe zu diesem Zeitpunkt morphologisch noch kaum in Erscheinung trat. Erst seit dem mittleren Baden erfolgte durch die Heraushebung der Koralpe eine markante Abschnürung des offenen Meeres, wodurch auch durch den Zudrang von Flußwasser des Festlandes eine Aussüßung einsetzte. Im oberen Baden griff die Schotterzufuhr der Flüsse aus den Südalpen weit gegen N vor. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte in den flachen Niederungen die Bildung kleiner Moore, aus denen sich die Siegelsdorfer Flözchen sowie die Oppersdorfer Flöze ent-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

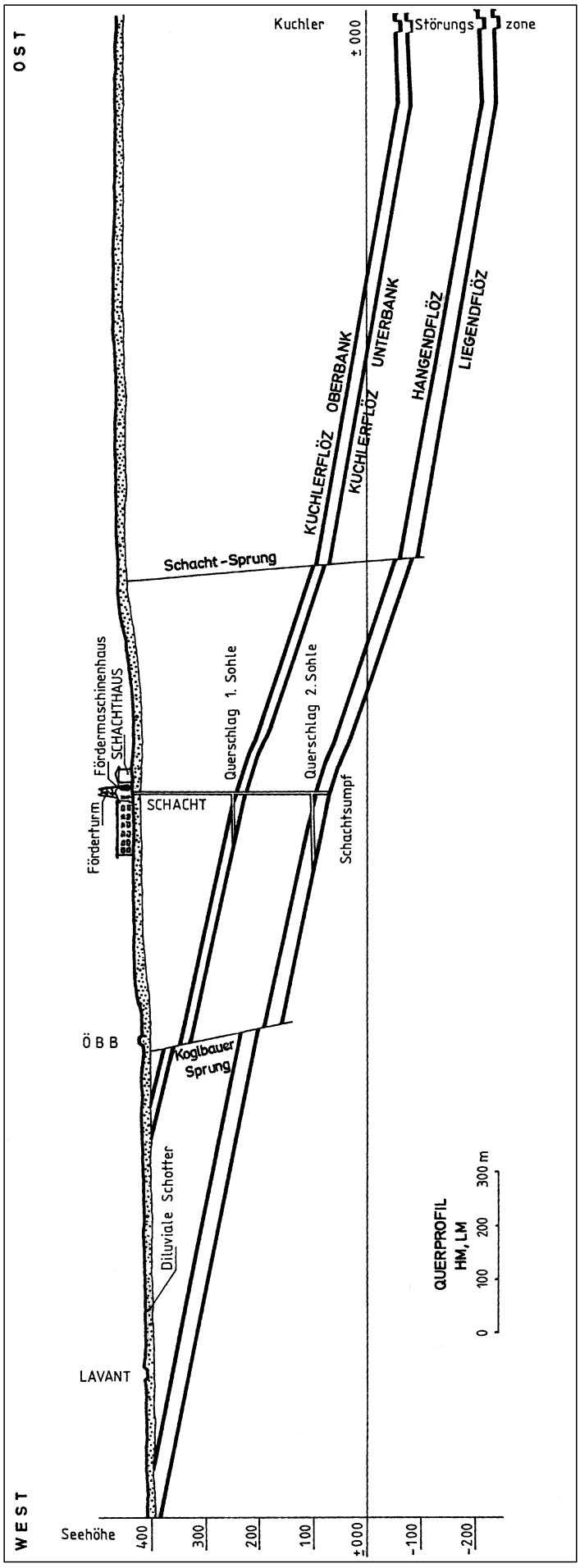


Abb. 234.
Geologisches Profil durch die Braunkohlenlagerstätte des Mittleren Lavanttales.
Aus WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

wickelten. Dennoch herrschten in dieser Zeit noch keineswegs jene optimalen Rahmenbedingungen, die zur Bildung mächtigerer Flöze notwendig waren.

Im unteren Sarmat hielt vor allem im Ostteil des Lavanttaler Beckens die stete Absenkung weiter an, was schließlich zur Bildung brackischer Sedimente führte. Bodenunruhen führten zu mehreren Regressionen bei gleichzeitiger Ausbildung ausgedehnter Moorhorizonte. In diesen bildeten sich die wirtschaftlich bedeutenden St. Stefaner Flöze (Totzerflöz, Liegendflöz, Hangendflöz). Überlagert werden diese Sedimente von Sanden und Mergeln, in welchen örtlich Phosphorite und Diatomeenschiefer eingeschaltet liegen.

Die Sedimente des Untersarmats erreichen im mittleren Lavanttal Mächtigkeiten bis zu 225 Metern. Da mittleres Sarmat im Lavanttal nicht entwickelt ist, liegt zwischen den Sedimenten des unteren und des oberen Sarmats durch die Sedimentationsunterbrechung eine Diskordanz. Im oberen Sarmat erfolgte schließlich die Bildung der Kuchler Flöze, eingeschaltet in Sande, Tone und Mergel einer Süßwasserfazies. In den höheren Anteilen eingelagerte Kristallinschotter sind Zeugen für eine Heraushebung der Koralpe, wodurch auch die Verbindung des Meeres mit dem Steirischen Tertiärbecken endgültig unterbrochen wurde. Ab dem Unteren Pannon wurden schließlich die kohleführenden Sedimente von einer über 400 m mächtigen Abfolge von Sedimenten überlagert.

Die muldenförmige Zusammenpressung der Sedimentfüllung erfolgte postunterpannon. Nach einer horizontalen Einengungstektonik, die die Sedimente in eine asymmetrische Mulde zwang, setzte abermals vertikale Bruchtektonik ein, die zur Bildung der Lavanttaler Störung bzw. des Kuchler Sprunges führten.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sande, Tone, Mergel.

Alter des Nebengesteins: U-Sarmat (St. Stefaner Flöze: Totzerflöz, Liegendflöz, Hangendflöz); E-Sarmat (Kuchler Flöze).

Vitrinitreflexion: Rr = 0,19–0,38 %.

Besonderheiten: Spurenelementgehalte sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Typische Vorkommen: Andersdorf, Eitweg, Ettendorf, Lavantegg (Taxwirt), Mittleres und Unteres Lavanttal, Obdach, Schönweg – Granitztal, Wiesenau (Oberes Lavanttal).

Oberes Lavanttal: tektonisch voneinander abgetrennte kleinräumige Kohlenvorkommen von Wiesenau – Prebl, Weitenbach (Breitenbach) und Lavantegg. Mittleres bzw. Unteres Lavanttal: St. Stefan, Wolkersdorf, Maria Rojach, Andersdorf und Granitztaler Becken.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BECK-MANNAGETTA, P. (1952); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

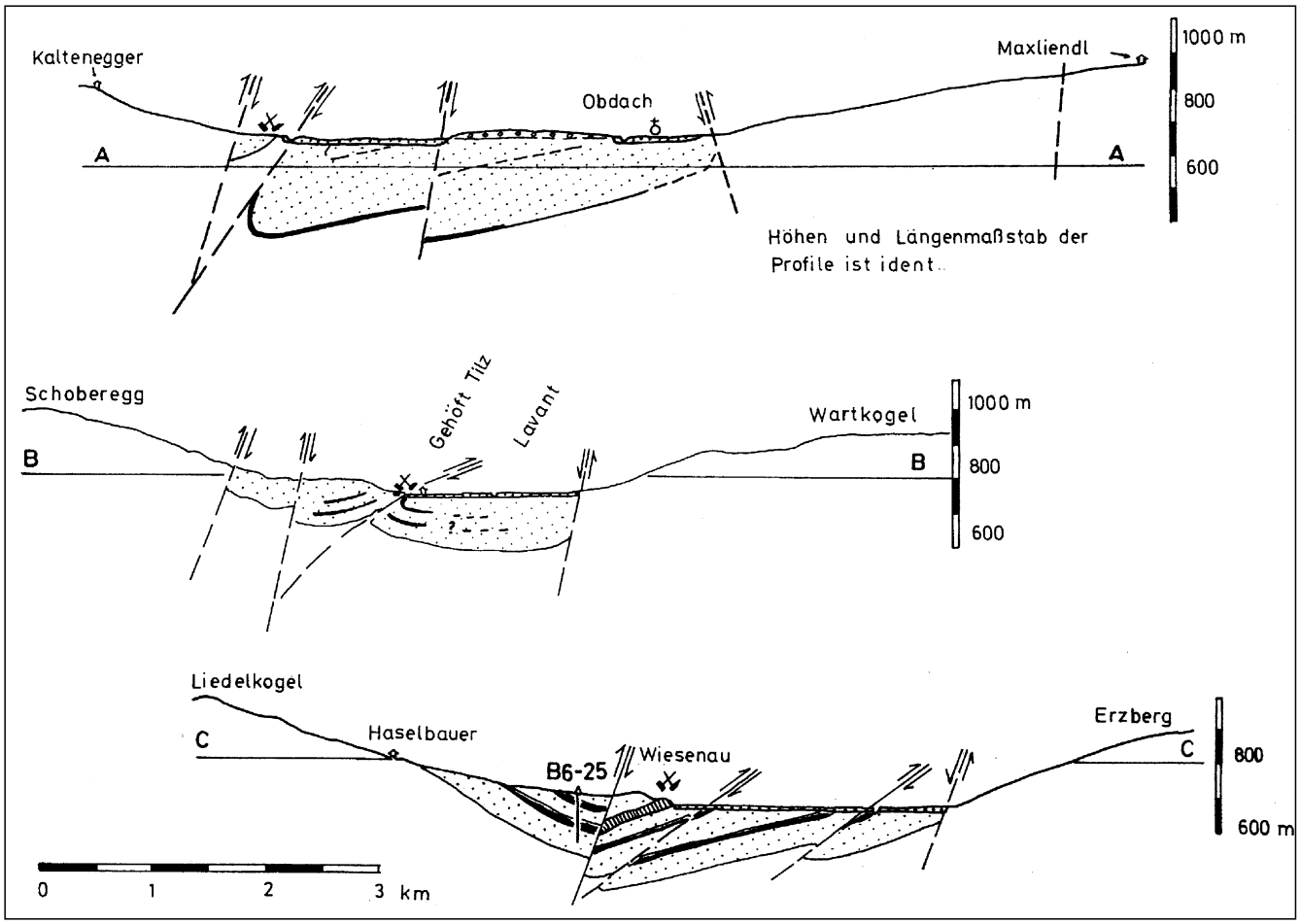


Abb. 235.
Geologische Profile durch die Braunkohlenlagerstätten des Oberen Lavanttales.
Nach POHL, W. in: AUSTROMINERAL (1976, unveröff. Bericht).

2.1.4.7. Norische Senke

Sinistrale Blattverschiebungen entlang der heutigen Mur-Mürz-Furche (Tamsweg bis Hart bei Gloggnitz) im Rahmen des „Continental Escape" der zentralen Ostalpen führten im Karpat und Unterbaden zur Bildung zahlreicher Pull-Apart Becken. Zwischen den häufig feinklastischen karpatischen und gröberklastischen badenischen Sedimenten scheint in mehreren Becken eine Diskordanz entwickelt zu sein. Durch jüngere Einengungstektonik wurden die Tertiärsedimente in asymmetrisch geformte, oft sogar N-vergent überschlagene Mulden eingeengt. Der Südrand der Mulden ist dabei zumeist stark gestört.

2.1.4.7.1. Industrieminerale

Vorkommen von Tonen (Illittone), Bentonit und Diatomit (Kieselgur) treten oft in engem Zusammenhang mit Braunkohlen auf.

2.1.4.7.2. Energierohstoffe

2.1.4.7.2.1. Braunkohlenbezirk Norische Senke

Nicht konturiert; ÖK: 102–105, 131–133, 157–158, 161–162.

Charakteristika: Innerhalb der Norischen Senke liegen eine Reihe von Braunkohlenvorkommen. Sie wurden bis in die jüngere Vergangenheit bergbaulich genutzt. Die z.T. mehrere Meter mächtigen Flöze sind als Grundflöze oder als eingelagerte Flöze entwickelt. Während für die meisten Kohlen ein karpatisches Alter angenommen wird, ist die Kohle des Aflenzer Beckens ins Unterbaden zu stellen Der Inkohlungsgrad reicht vom Weich-/Mattbraunkohlenstadium in den östlichen Bekken (z.B. Hart/Gloggnitz) über das Glanzbraunkohlenstadium (Leoben, Fohnsdorf) bis an die Grenze Glanzbraun-/Steinkohlenstadium im westlichen Tamsweger Becken. Der hohe Inkohlungsgrad im Tamsweger Bekken ist vermutlich auf thermische Ereignisse beim raschen Aufstieg des Penninikums des Tauernfensters zurückzuführen. Der sehr hohe Gasgehalt der Fohnsdorfer Kohle läßt dieses Becken hinsichtlich der Gewinnung von Flözgas interessant erscheinen.

Sowohl nördlich als auch südlich des Mur-Mürztales befinden sich zahlreiche kleine braunkohleführende Tertiärmulden, die als Subsidiärmulden der Norischen Senke s.str. anzusehen sind (Passail, St. Kathrein/Hauenstein, Göriach u.a.m.).

Neben der Kohle treten Bentonitlagen und Diatomit (Kieselgur) als mineralische Rohstoffe in der Norischen Senke auf. Karpatische und unterbadenische Bentonite bzw. Andesittuffe begleiten häufig die Kohle und stellen ein integrierendes Schichtglied dar. Diatomit ist aus dem Aflenzer Becken bekannt.

Form der Mineralisation: Flöze; Bentonit, Diatomit: Lagen.

Nebengestein: Tone, Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Karpat–Unterbaden.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,25–0,65 % (siehe auch Tabelle 32, Abschnitt V.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

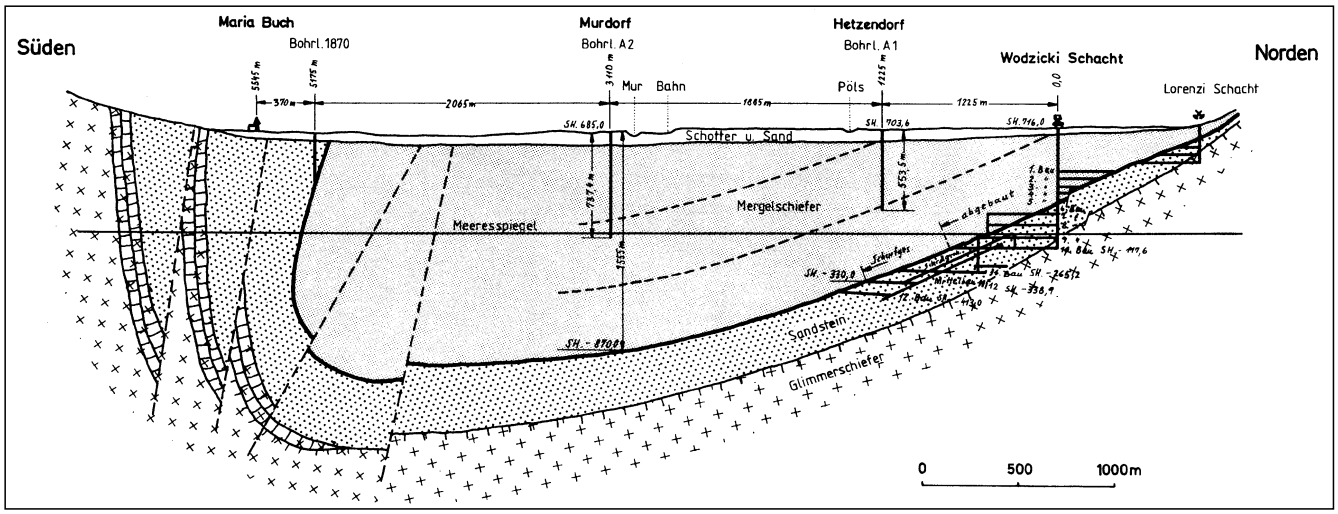


Abb. 236.
Braunkohlen-Bezirk Norische Senke: Profil durch die Braunkohlenlagerstätte von Fohnsdorf.
Aus WEBER, L. & WEISS, A. 1984).

Besonderheiten: Spurenelementgehalte siehe Tabelle18a (Abschnitt V.).
Auch im Bereich der Buckligen Welt finden sich an zahlreichen Stellen rudimentäre Reste von Tertiärmulden, die gelegentlich Braunkohlen führen. Konkret handelt es sich dabei um die Vorkommen Birkfeld – Piregg in der Steiermark, sowie in Niederösterreich Inzenhof – Leiding, Klingfurt, Ponholz – Krumbach, Schauerleiten und Walpersbach – Schleinz.

Typische Vorkommen: (M31): Feeberg, Fohnsdorf, Graden, Tamsweg (Sauerfeld), Lessachtal.
(M34): Aflenz, Dirnsdorf, Göriach (Turnau bei Aflenz), Hart/Gloggnitz, Illachgraben, Kindthal, Kobenz, Kogel, Krieglach, Landschach, Mürzzuschlag – Ganz, Parschlug/Kapfenberg, Seegraben, St. Kathrein, Kogl, Ratten, St. Marein – Töringgraben, St. Michael, Trofaiach (Gimplach), Trofaiach (Töllach, Gai), Urgental (Bruck/Mur), Wartberg, Winkl/Kapfenberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Kohle: SACHSENHOFER, R.F. (1989); WEBER, L.& WEISS, A. (1983); Bentonit: EBNER, F. & GRÄF, W. (1982); Diatomit: HAJOS, M. (1971).

2.1.4.8. Ennstaltertiär

2.1.4.8.1. Energierohstoffe

2.1.4.8.1.1. Braunkohlenbezirk Ennstaltertiär

Nicht konturiert; ÖK: 98, 125–128.

Charakteristika: Im Bereich des Ennstales sind zwischen Wagrain im W und Hieflau im E mehrere voneinander getrennte, gelegentlich kohleführende Tertiärbecken erhalten geblieben. Die wirtschaftliche Bedeutung dieser Vorkommen war stets gering.
Die Sedimente werden vorwiegend aus fein- bis mittelkörnigen Schottern zusammengesetzt. Im Hangenden der Schotterabfolgen liegen Sande und Tone, in welchen gelegentlich Kohleflöze bzw. Schmitzen eingelagert sind. Als Alter der Sedimente werden das Lattorf bis Obereger (TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E., 1962), bzw. Karpat (STEININGER, F. et al., 1988/89) diskutiert. Entstehung und Erhaltung der Sedimentbecken hängt mit sinistralen Blattverschiebungen entlang der Ennstallinie während des Oligizäns und Miozäns im Rahmen des „Continental Escape" der zentralen Ostalpen zusammen. Die Sedimente sind dementsprechend tektonisch stark beansprucht.
Der Inkohlungsgrad reicht vom Weich-/Mattbraunkohlenstadium im östlichen Hieflauer Becken bis an die Grenze Glanzbraun-/Steinkohlenstadium im westlichen Wagrainer Becken.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Oligozän/Miozän.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,20–0,65 % (siehe auch Tab. 32, Abschnitt V.)).

Besonderheiten: Der E–W-Inkohlungstrend ist vermutlich auf thermische Ereignisse beim raschen Aufstieg des Penninikums des Tauernfensters zurückzuführen.

Typische Vorkommen: Altenmarkt, St. Martin/Tipschern, Stoderzinken, Wagrain – Weberlandl, Wörschach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SACHSENHOFER, R.F. (1988/89); STEININGER, F. et al. (1988/89); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.1.4.9. Pannonisches Becken (Eisenstädter Bucht, Oberwart – Güssing, Raabgraben)

Als Außeralpines Tertiär werden jene Teile des Pannonischen Beckens (Neusiedlersee-Bucht) und Slowenischen Beckens (Raum Radkersburg; Raabgraben) bezeichnet, die auf das österreichische Staatsgebiet übergreifen. Sie werden durch Grundgebirgsschwellen vom Inneralpinen Tertiär getrennt. Diesem Tertiärbecken wird auch jenes über der Burgenländischen Schwelle und knapp östlich davon im Raum Oberwart – Güssing angegliedert, da die Beckenentwicklung dieses Raumes mit einer erst im Mittel-Pannon und Pont einsetzenden Subsidenz klar zur Beckenentwicklung des pannonischen Raumes tendiert.

2.1.4.9.1. Industrieminerale

Im österreichischen Anteil des Pannonischen Beckens sind Vorkommen von Industrieminerale überraschenderweise selten. Bekannt sind lediglich einige wenige Vorkommen von Tonen (Großpetersdorf).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Abb. 237.
Profile durch das Braunkohlenvorkommen von Höll-Deutschschützen.
Nach AUSTROMINERAL (unveröff. Bericht).

2.1.4.9.2. Energierohstoffe

2.1.4.9.2.1. Braunkohlenbezirk Pannonisches Becken

Konturiert; ÖK: 168.

Charakteristika: Im Zuge von Bohrungen auf Kohlenwasserstoffe wurde im Bereich Eberau – Höll-Deutschschützen, Ober- und Unterbildein eine rund 150 m mächtige Oberpannonabfolge (Zone F = Pont) nachgewiesen, die durch eine Lignitführung gekennzeichnet ist.

Über den einzelnen Blöcken der Südburgenländischen Schwelle setzt die Sedimentation zu unterschiedlichen Zeiten ein. Die mächtigsten Entwicklungen finden sich im westlichen Eisenberger Block, wo über Mittel- und Obersarmat eine nicht näher untergliederte 590 m mächtige Folge des Pannon und Pont auftritt. Das Pont besteht aus Sanden, Tonen und Kiesen, in denen in der Zone G–F (op2) die Lignit-Folge eingeschaltet ist. Im Raum Bachselten – St. Michael enthält sie zwei Flözgruppen mit ca. 50–90 m und 30 m Flözmächtigkeiten. Im Bereich Eberau – Höll – Deutschschützen tritt die Lignitfolge in einer Mächtigkeit von 150 m (mit 6–8 Flözen über 1 m Mächtigkeit) auf. Das flache Einfallen gegen SE bedingt, daß der überwiegende Teil der Lagerstätte auf ungarischem Staatsgebiet liegt.

Die flach gegen SE einfallende Schichtfolge ist dadurch charakterisiert, daß sie eine Vielzahl an unterschiedlich mächtigen Flözen führt. Nach NEBERT, K. (1979) ist jedoch die Zahl der Flöze, deren Mächtigkeit 1 m überschreitet, innerhalb dieser Folge mit 6–8 beschränkt. Ihre Durchschnittsmächtigkeit darf mit rund 2 m bemessen werden. Die, die Flöze trennenden, tauben Zwischenmittel können bis zu 12 m mächtig werden. Die Braunkohlenflöze sind in ihrer horizontalen Erstreckung absetzig und auch in ihrer vertikalen Richtung unbeständig.

Die durch die Bohrungen aus jüngster Zeit nachgewiesene Kohle ist nach NEBERT, K. (1979) von weicher Konsistenz und blättriger Beschaffenheit.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Tone, Sande.

Alter des Nebengesteins: Pannon F (Pont).

Vitrinitreflexion: Rr = ca. 0,25 % (siehe auch Tab. 32, Abschnitt V.).

Besonderheiten: S-Gehalte 0,5–1,0 % (siehe auch Tab. 18a, Abschnitt V.). Heizwert: ca. 2000 kcal/kg.

Typische Vorkommen: Bachselten – St. Michael, Eberau – Höll-Deutschschützen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: NEBERT, K. (1979, 1981); VINZENZ, M. (1985); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

2.2. Helvetikum (inkl. Ultrahelvetikum, Grestener und Hauptklippenzone)

Das Helvetikum, das Ultrahelvetikum, sowie die Klippenzonen sind arm an Rohstoffvorkommen. Die Gründe hiefür sind vielfältig: Diese tektonischen Einheiten nehmen im Vergleich zu den übrigen Einheiten der Ostalpen nur einen geringen flächenmäßigen Anteil ein. Vor allem aber die Sedimentationsgeschichte ist Grund dafür, weswegen sich nur bestimmte Rohstoffvorkommen bilden konnten.

Im Bereich von Vorarlberg setzt die eigentliche Schichtfolge des Helvetikums über den in germanotyper Fazies ausgebildeten Sedimentabfolgen vom Buntsandstein bis Dogger, im Malm mit dem erstmals in alpinotyper Fazies ausgebildeten Quintener Kalk ein. Über diesem folgen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

schließlich die Sedimentfolgen der Unterkreide, insbesondere die Drusbergschichten, der Schrattenkalk und die Sandsteine des Gault, die wegen ihrer Phosphoritführung bekannt sind.

Abgesehen von Kalkstein-Vorkommen, die sich auf Grund des hohen Kalziumkarbonatgehaltes zur Herstellung von Zement und Branntkalk eignen, sowie von Kalkmergeln des Helvetikums (z.B. Unterklien), die zur Zementherstellung verwendet werden, sind die wenigen anderen Rohstoffvorkommen lediglich von wissenschaftlicher Bedeutung. Die Phosphoritvorkommen in der Säntisdecke des Helvetikums des Bregenzer Waldes wurden zu einem „Phosphoritbezirk Helvetikum Vorarlberg" zusammengefaßt. Örtliche kluftförmige Fluoritmineralisationen in karbonatischen Gesteinen sind keine Seltenheit, zeigen aber keine erkennbare Gesetzmäßigkeit.

Gegen Osten tritt ein merklicher Fazieswechsel ein, der durch die Ausbildung von unter- bis oberkretazischen Buntmergeln des „Ultrahelvetikums" gekennzeichnet ist. Diese Abfolgen gelten als rohstoffleer.

Die Abfolgen der Grestener Klippenzone werden heute als wurzellose Schürflinge des einstigen Untergrundes des Ultrahelvetikums gedeutet. Die in den in landnaher Fazies ausgebildeten Grestener Schichten örtlich entwickelten Vorkommen von Glanzbraunkohle bzw. Steinkohle wurden in der Vergangenheit abgebaut, sind heute aber bereits entweder ausgekohlt oder von marginaler Bedeutung. Die Vorkommen der Grestener Kohlen wurden zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt.

2.2.1. Westösterreichisches Helvetikum

2.2.1.1. Eisen und Stahlveredler

In den Gesteinsabfolgen des Vorarlberger Helvetikums finden sich im oberen Eozän Lithothamnien- und Nummulitenkalke sowie Globigerinenmergel. Die Nummulitenkalke dieser Schichtfolge führen bei Bad Haslach (S Dornbirn) Hämatit. Dieses wissenschaftlich noch nicht näher bearbeitete Vorkommen wurde in der Vergangenheit ohne nennenswerten Erfolg beschürft.

2.2.1.2. Industrieminerale

Im Helvetikum Vorarlbergs sind an zahlreichen Stellen Fluorite bekannt. Die kluftförmigen Mineralisationen sind nur von wissenschaftlichem Interesse (Autobahntunnel bei Amberg, Götzis, Hirschbergsattel, Koblach [Kädel], Staufen, Udelberg bei Götzis, Unterklien [Steinbruch Rhomberg], Walenbach [GÖTZINGER, M.A., 1992]).

Eine auffallende Anhäufung von Phosphorit findet sich im Bregenzerwald. Diese Vorkommen wurden zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt.

2.2.1.2.1. Phosphoritbezirk Helvetikum Vorarlberg

Nicht konturiert; ÖK: 111, 112, 140, 141.

Charakteristika: Die Phosphoritmineralisationen treten in Form von zahlreichen kleinen lager- bis linsenförmigen Anreicherungen zwischen der Staatsgrenze zu Liechtenstein im Westen und Bezau im Bregenzerwald im Osten auf. Die lagerförmigen Anreicherungen der Phosphoritknollen erreichen dabei in den seltensten Fällen Mächtigkeiten über 1 Meter und sind ohne jede wirtschaftliche Bedeutung. Die Mineralisationen liegen in Sandsteinen des Gault (Apt und Alb).

Von unbedeutenden phosphoritführenden Glaukonitsandsteinen abgesehen existieren im Bregenzerwald zwei Phosphorithorizonte, die auf das Gault (Apt und Alb) beschränkt sind. Die Abfolge erreicht maximale Mächtigkeiten bis zu 50 Meter, doch ist die durchschnittliche Mächtigkeit wegen wiederholter Schichtlücken auf 5–10 m reduziert.

Unter grünsandführenden Kalkmergeln des Cenomans liegen bis zu 15 m mächtige „Kalkknollenschichten", die von bis zu 1,5 m mächtigen stark phosphoritführenden Glaukonitsandsteinen des Mittleren Alb („Lochwald-Fossilbank", bedeutendster Phosphorithorizont) unterlagert werden. Kalkig-mergelige Lagen des mittleren Alb („Flubrig-Twirrenschicht", 4–6 m), kalkarme-kalkfreie quarzreiche Sandsteine des Alb („Niederi-Schicht", 1–4 m), phosphoritführende Glaukonitsandsteine des Alb („Durchschlägi-Schicht"), feinkörnige Glaukonit-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

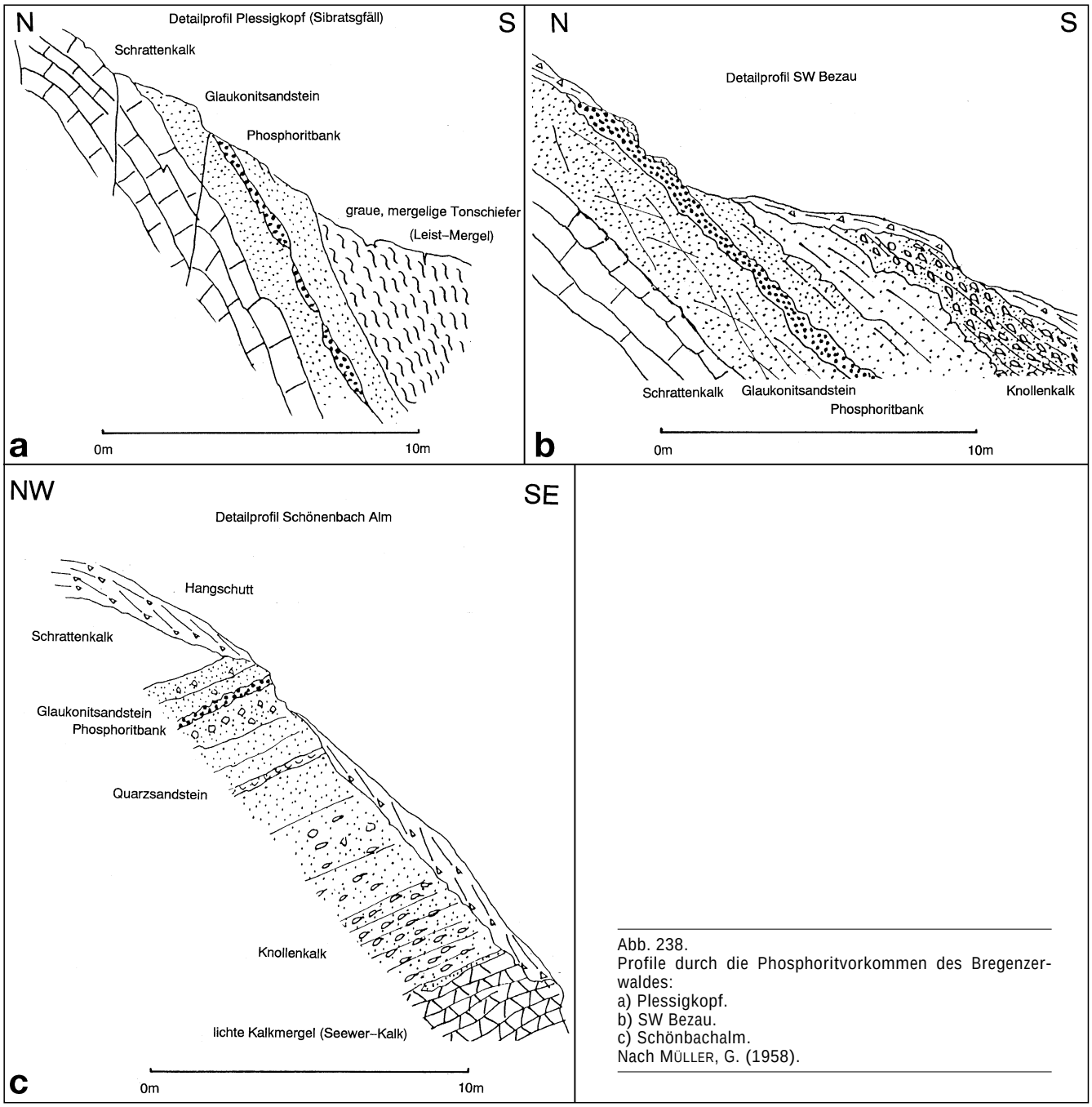


Abb. 238.
Profile durch die Phosphoritvorkommen des Bregenzerwaldes:
a) Plessigkopf.
b) SW Bezau.
c) Schönbachalm.
Nach MÜLLER, G. (1958).

Echinodermenbreccie an der Grenze zum Apt (Brisi-Sandstein, 2–20 m) folgen gegen das Liegende.

Das Apt wird vom Hangenden zum Liegenden aus Glaukonitsandsteinen („Gamser Schichten", 1–2 m), einer glaukonitreichen Grünsandbank („Durchgängschicht", 0,5–1,1 m) aufgebaut.

An der Grenze zum liegenden Schrattenkalk liegen längs einer Diskontinuitätsfläche Glaukonit- und Phosphoritnester („Luitere Fossilbank", bis 0,2 m), die den zweitwichtigsten Phosphorithorizont des Helvetikums darstellen.

Form der Mineralisation: Lager, Linsen.

Nebengestein: Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Unterkreide (Apt, Alb [Gault]).

Typische Vorkommen: Alpe Rothbach (Rotenbachalpe), Andelsbucher Klausberg, Batschuns, Beckenmanngraben, Brau (Brach), Dafins, Egethen (Obersaxen), Frödischbach – Viktorsberg, Frutzkopf, Greben-Tobel (westliches Vorkommen), Greben-Tobel (östl. Vork.), Hochstätteralpe, Hof b. Bezau, Klaus-W, Loch – Bersbuch, Malletzen bei Röthis, N Hof b. Bezau, NE Hof bei Bezau, Plattenwald – Orsanka, Rankweil I, Rankweil II (Hochgastra), Rappenloch-Schlucht, Reuthe i. Vorarlberg, Reuthe i. Vbg – Hilkat, Sattelberg – Tschütsch, Schöner Bauer, Schwarzenberger Klausberg I, Schwarzenberger Klausberg II, Schwelka Vorsäß, St. Arbogast – Zwurms, Stadtschroffen S Feldkirch, Staufensee, Steinalpe b. Bezau, Tisis, Tschütsch-NW, Übermellen, Unterhalden, Unterhalden-N, Valduna, Vorsäß-Alpe, W Klaus, SW Reuthe i. Vbg, Wildmoosalpe.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GÖTZINGER, G. (1928); GÖTZINGER, G., REITHOFER, G., SCHADLER, F. (1948); MÜLLER, G. (1958); REITHOFER, O. (1946/48).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.2.2. Ostösterreichisches Helvetikum

2.2.2.1. Industrieminerale

Die Vorkommen von Jurakalken von Ernstbrunn sind eine bedeutende Kalkstein-Ressource, jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Studie. Quarzsandsteine werden in Schlößl – St. Pankraz (Sbg.) genutzt.

Das Hornstein-Vorkommen der Antonshöhe nahe Mauer bei Wien wurde bereits in der Steinzeit genutzt und gilt als der älteste untertägige Bergbau in Österreich. Sieht man von diesem Vorkommen ab, existieren im ostösterreichischen Anteil des Helvetikums keine weiteren nennenswerten Vorkommen an Industriemineralen.

2.2.2.2. Energierohstoffe

Die Grestener Schichten beinhalten zahlreiche, einstmals auch bergbaulich genutzte, Vorkommen von Glanzbraunkohle bzw. Steinkohle, die auf Grund ihrer gleichartigen Entstehung zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt wurden.

2.2.2.2.1. Stein-(Glanzbraun-)Kohlen-Bezirk Lias (Grestener Kohle)

Nicht konturiert; ÖK: 23, 24, 40, 56, 69, 70, 71.

Charakteristika: Kohleführende Grestener Schichten treten zwischen Hainfeld (Bernreith) in Niederösterreich und dem Ennstal in Oberösterreich (Pechgraben) in einem oftmals unterbrochenen ENE–WSW-streichenden Streifen entlang des Kalkalpennordrandes auf. Sie bilden eine Transgressionssequenz an der Basis der Grestener Klippenzone, die dem Ultrahelvetikum zugerechnet wird. Der Flözkomplex wird innerhalb dieser Grestener Schichten von einer grobkörnigen Basalserie unter- und einem marinen Komplex überlagert.

In Gresten und Hinterholz (W Ybbsitz) lagern die (bis zu 16) Flöze i.A. Schiefertonen auf und werden von Flußsanden überlagert. Die Mächtigkeit der aschearmen Kohle erreicht einen Meter, tektonisch bedingt auch 4 Meter. Der Bildungsraum der inertinitreichen Kohlen wird als häufig trockenfallendes Moor einer Flußebene gedeutet.

In Grossau und Pechgraben bilden sandige Schiefer das Liegende und Schiefertone das Hangende der (einschließlich Kohletonlagen) bis zu einem Meter mächtigen, stets aschereichen Kohlen. Die Flöze spalten lateral häufig auf. Als Zwischenmittel treten Mergel und marine Kalke auf. Der Bildungsraum der liptinitreichen (bituminösen) Kohlen wird als stagnierendes, sauerstoffarmes Gewässer interpretiert.

Der Inkohlungsgrad der Grestener Kohlen reicht vom Glanzbraunkohlen- (Grossau) zum Gaskohlenstadium (Hinterholz).

Form der Mineralisation: Flöze, deren Mächtigkeit insbesondere in den westlichen Vorkommen lateral stark schwankt.

Nebengestein: Sandsteine, Tonschiefer, Mergel, seltener Kalke.

Alter des Nebengesteins: Lias.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,55–0,95 % (siehe auch Tab. 32, Abschnitt V.).

Besonderheiten: Spurenelementgehalte siehe Tabelle 18a (Abschnitt V.).

Nach TRAUTH, F. (1954) sollen durch einen „Serpentinitstock" Teile eines Flözes im Hinterholzer Revier zu Anthrazit veredelt worden sein.

Typische Vorkommen: (M31) Buchschachen, Großau, Pechgraben, Zell – Arzberg – Grub.

(M34) Bernreith, Gresten, Hinterholz, Ederlehen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: LIPOLD, M.V. (1865); PETRASCHECK, W. (1926/27); SACHSENHOFER, R.F. (1987); TRAUTH, F. (1954).

2.3. Penninikum

2.3.1. Flysch

Die Flyschzone führt zufolge ihrer Entwicklungsgeschichte keinerlei bedeutsame Rohstoffvorkommen. Bemerkenswert sind jedoch mehrere Vorkommen von Zementmergeln, die als Rohstoff zur Zementerzeugung genutzt werden. Gesteine der Flyschzone wurden auch als Baustein verwendet.

Die Bedeutung der Flyschzone als Trägereinheit von Kohlenwasserstoffen ist noch unzureichend erkundet. Immerhin sind bislang an mehreren Stellen bei Quellen oder aus dem Anstehenden Ölaustritte nachgewiesen worden (z.B. Strobl, Hammerau bei Wals [PLÖCHINGER, B., 1964, 1972; GÖTZINGER, G., 1924b]).

Bei der Bohrung Gösting I gelang im Jahre 1932 die erste freifließende Ölproduktion in Österreich, wenngleich der wirtschaftliche Erfolg ausblieb. Im Zuge der Erschließung des Ölfeldes St. Ulrich – Hauskirchen wurde auch in Flyschstrukturen sowie den diesen ummantelnden Neogenabfolgen Öl nachgewiesen. Seither wurden mehrere Mio.t gefördert. Weitere Erdöllagerstätten liegen im eozänen Steinbergflysch vom Steinberg bei Windischbaumgarten und im paleozänen Glaukonitsandstein (Neusiedl – Steinberg, Steinberg – Windischbaumgarten).

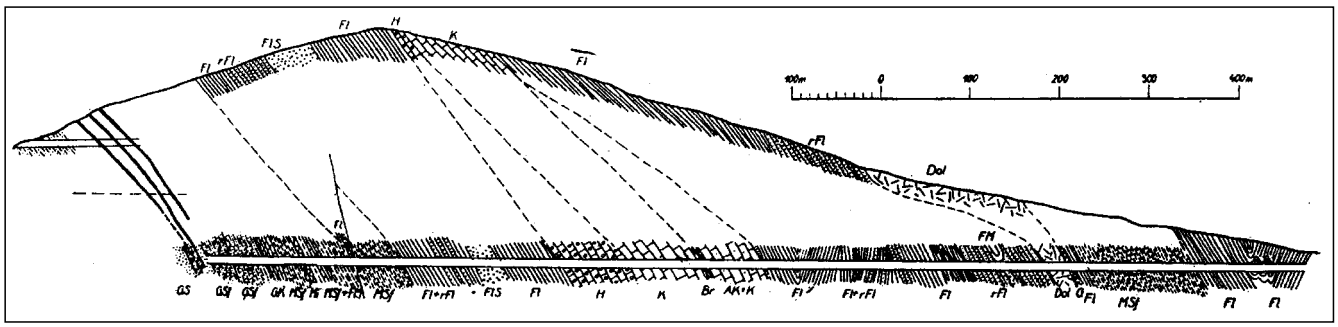


Abb. 239.
Profile durch die Steinkohlenlagerstätte Ederlehen bei Ybbsitz.
G = Gips; Dol = Triasdolomit; GS = Grestener Sandstein; GSf = Grestener Schiefer; GK = Grestener Kalk; MSf = schiefrige Mergel (O-Lias u. Dogger); MSf-FM = schiefrige Mergel mit Fleckenmergel; Mi = Minette; H = Hierlatzkalk; K = graue und weiße Kalke; AK = roter Acanthicuskalk; Br = Breccie; Fl = Flysch; FlS = Flyschsandstein; rFl = roter Flysch.
Aus PETRASCHECK, W.E. (1922/25).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.3.2. Penninische Fenster

2.3.2.1. Engadiner Fenster

Im Engadiner Fenster bestehen in zwei lithologisch-tektonisch und stratigraphisch verschiedenen Einheiten Erzmineralisationen. Einerseits treten polymetallische Kiesvererzungen im Kern des Fensters auf („Polymetallischer Erzbezirk Pfunds"), andererseits sind auch in der Rahmenzone Vererzungen bekannt („Polymetallischer Erzbezirk der Rahmenzone des Engadinder Fensters"), die gut mit jenen der Matreier Schuppenzone vergleichbar sind.

2.3.2.1.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.3.2.1.1.1. Polymetallischer Erzbezirk Pfunds

Nicht konturiert; ÖK: 144, 145, 171, (172).

Im Kern des Fensters, das ist jener Abschnitt, der aus den nordpenninischen Bündnerschiefern der sog. Pfunder Serie aufgebaut wird, kommt es lokal begrenzt zu Metallanreicherungen in Phylliten und Quarzphylliten. Die Erzmineralparagenesen setzen sich aus Chalkopyrit, Galenit und Arsenopyrit zusammen.

Form der Mineralisation: Über die Form der Kiesvererzungen in den Phylliten liegen keine Angaben vor.

Nebengestein: Phyllite der Bündnerschiefer.

Alter des Nebengesteins: Jura, Kreide.

Typische Vorkommen: Heubergalm, Hinterer Heuberg, Praiswand, Stubnertal.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1968); SCHULZ, O. & BRIGO, L. (1977); TISCHLER, S.E. (1977).

2.3.2.1.1.2. Polymetallischer Erzbezirk der Rahmenzone des Engadiner Fensters

Nicht konturiert; ÖK: 144, 145.

Die randlichen Gesteinsabfolgen des Engadiner Fensters werden von den meisten Autoren schon dem Unterostalpin zugezählt. Westlich von Serfaus bzw. nordwestlich von Pfunds enthalten feinkörnige Dolomitmarmorlinsen im Verrucano stratiforme Metallanreicherungen mit feinschichtiger Verteilung von Fahlerz, Chalkopyrit und Pyrit als Hauptgemengteile sowie Galenit, Safflorit, Skutterudit, Cinnabarit und Bornit als Akzessorien. TISCHLER, S.E. (1977) interpretiert diese schichtigen Erzanreicherungen in den unterpermischen klastischen Sedimentgesteinen als Metallkonzentrationen unter ariden Verhältnissen.

Form der Mineralisation: Feinschichtig in Dolomitlinsen angereicherte Fahlerzmineralisationen.

Nebengestein: Dolomitmarmorlinsen im Verrucano.

Alter des Nebengesteins: Unterperm.

Typische Vorkommen: Masner Alpe, Rotenstein, Komperdell, Unterer Sattelkopf.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1968); SCHULZ, O. & BRIGO, L. (1977); TISCHLER, S.E. (1977).

2.3.2.1.2. Industrieminerale

In den Abfolgen der Rahmenzone befinden sich eine Reihe von kleinen Gips-Vorkommen, die durchaus mit den Karngipsen der Matreier Zone zu vergleichen sind (Obladis, Prutz – Ladis, Zeblasjoch). Sie sind wirtschaftlich allerdings bedeutungslos.

2.3.2.2. Tauernfenster (inkl. Matreier Zone)

Als Tauernfenster im klassischen Sinn werden die Zentralgneiskerne (Ahorn-Kern, Gößgraben-Kern, Granatspitz-Kern, Habach-Zungen, Hochalm-Ankogel-Kern, Hölltor-Rotgülden-Kern, Krimmler Gneiswalze, Mureck-Gneis, Siglitz-Lappen, Sonnblick-Kern, Tuxer Kern und Zillertaler-Venediger Kern), sowie deren Hüllgesteine (Untere und Obere Schieferhülle) verstanden. Randlich werden diese Abfolgen von der Matreier Schuppenzone umgeben, die eine komplizierte, oft schwer auflösbare Wechselfolge penninischer und unterostalpiner Gesteinsfolgen darstellt. Gneiskerne ❶, Untere Schieferhülle ❷, Obere Schieferhülle ❸, sowie die Matreier Schuppenzone ❹ sind jeweils durch ein charakteristisches Lagerstätteninventar gekennzeichet. Eine wichtige Ausnahme bilden jedoch die strukturkontrollierten Goldvererzungen, die ganz allgemein als Tauerngoldgänge bezeichnet werden. Wenngleich die bedeutenden Vorkommen im variszischen Zentralgneis auftreten, sind andere hierher gehörende Goldvorkommen an Metasedimente der permomesozoischen Oberen Schieferhülle (Subtypen Rotgülden bzw. Schiedalpe-Kloben) und lokal auch an die präpermische Untere Schieferhülle (Typus Wurtental) gebunden. Die strukturelle und nicht lithologische Kontrolle dieser Tauerngoldgänge geht auch daraus hervor, daß regional erzführende Strukturen ohne wesentliche Änderung des Mineralinhaltes aus dem Zentralgneis in darüberlagernde Schieferhüll-Abfolgen übergreifen können (Bockhart-Erzwies-Revier).

❶ Zentralgneiskerne

In den Gneiskernen des Tauernfensters sind zahlreiche kleine imprägnationsartige Scheelit-Vererzungen bekannt (Wurten – Altenbergtäler, Gamskragen – Zillergründl, Ochsenalm – Vennbach [NE Brenner], Weißenbach – Höllkarbach). Von wissenschaftlichem Interesse sind die gang- bis kluftförmigen Molybdänit-Vererzungen der Alpeiner Scharte.

Die überwiegend an den Zentralgneis geknüpften Tauerngoldgänge werden aufgrund der räumlichen Verteilung in zwei getrennten Golderzbezirken beschrieben.

Die Uran-Thorium-Anreicherungen (Matreier Tauernhaus), Konzentrationen von Zirkon, Orthit, Apatit und anderen Uranträgern in Augengneisen, die gangförmigen Fluorit-Mineralisationen (Stampflkees) sowie mehrere kleinere Beryll- und Lazulith-Vorkommen (Graulahnerkopf, Tauernmoosstollen im Stubachtal) sind mineralogisch von Interesse.

❷ Untere Schieferhülle

An die Untere Schieferhülle (einschließlich Habachformation) sind die wirtschaftlich, aber auch wissenschaftlich bedeutenden Wolfram-Lagerstätten des Felbertales, die zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt wurden gebunden Weitere erwähnenswerte Wolframerzmineralisationen (Enzingerboden/Stubachtal, Haupmer Alm, Knappenwand/Untersulzbachtal, Laperwitzbach, Meßling-Scharte = Messelin-Scharte, Rifflkees, Schwarzer See, Schwarzkarlsee/H. Stubachtal, Tauscher Böden/Tauernbach) sind bloß von wissenschaftlichem Interesse. Ein in der Vergangenheit beschürftes Magnetit-Vorkommen befindet sich am Dabernitzkogel.

Edelmetallführende Kupfermineralisationen liegen im Bereich des Unteren Sulzbachtales (Hochfeld) und im Felbertal (Haidbachgraben – Gaiswand), während

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mineralisationen im Bereich der Grubalpe (Kaprunertal) und der Peitingalm (Habachtal) als goldführende und pyritdominierte Vererzungen zu klassifizieren sind, die große Ähnlichkeiten mit dem Typus Schellgaden aufweisen.

Die bedeutenden Gold-Scheelit-Vorkommen vom Typus Schellgaden am Ostrand des Tauernfensters sind in einem eigenen Bezirk zusammengefaßt.

Zu den komplexen Buntmetallvererzungen zählen darüberhinaus der Alte Pocher, Brettwand, Mineralisationen beim Deferegger Haus, Dorfertal (Johannishütte), Mineralisationen bei der Essener-Rostocker-Hütte, Hirtenfuß, Hütteckalpe, Kapunitz (Dorfertal), Preisdorferwald (Kolbnitz), Seekopf.

Vorkommen von Sondermetallen sind in der Unteren Schieferhülle selten. Das bekannteste ist zweifelsohne das Be-Vorkommen im Leckbachgraben (-rinne) im Habachtal. Dieses stellt das einzige auch bergbaulich genutzte Smaragdvorkommen der Ostalpen dar (GRUNDMANN, G. et al., 1993). Uraninitmineralisationen sind bei Raneburg bekannt.

Zu den wichtigeren Einzelvorkommen von Industriemineralen zählt schließlich das Fluorit-Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe. Dieses wird in einem eigenen Kapitel beschrieben. Daneben sind zahlreiche kleine Vorkommen von Talk und Asbest, zumeist gebunden an Grüngesteinsabfolgen, bekannt (Großbruck/Felbertal, Mayerhofen – Hollenzen, Peitler, Stubachtal und Talgenkopf). Am Ochsner liegen Magnesit-Talkmineralisationen. Die Talk- und Asbestvorkommen wurden in einem eigenen Bezirk zusammengefaßt.

❸ Obere Schieferhülle

Mit Ausnahme einiger kleiner Vorkommen ist die Obere Schieferhülle arm an Eisenerzlagerstätten. Magnetit-(Hämatit)-Mineralisationen sind auf der Pschorzalm, Wallhorn (Hoher Eichham) und Steinerbach beschürft worden. Auch Scheelit-Vorkommen sind ausgesprochen selten (Oblitzen, Moderegg-Graben SE Hüttschlag).

In der Oberen Schieferhülle sind allerdings syngenetische kupferführende Kieslager vom Typus der „massive sulfides“, die lokal auch hohe Goldgehalte aufweisen können, weitverbreitet. Sie wurden aufgrund ihrer regionalen Verteilung zu den Bezirken „Großarl“ bzw. „Virgental“ zusammengefaßt. Die Lagerstätten sind N des Tauernhauptkammes (Großarl) überwiegend an Metatuffite, südlich davon (Virgental), an Metabasalte (Prasinite) gebunden. Die Vererzung vom Waschgang ist wegen der Gold-Führung bekannt geworden.

Zu den strukturkontrollierten Tauerngold-Vererzungen im Bereich von Metasedimenten der Oberen Schieferhülle zählen die an Marmore (Silbereckserie) gebundenen Lagerstätten des Typus Rotgülden sowie die an Phyllite (Rauriser Phyllite) und Kalkglimmerschiefer geknüpften Vorkommen des Typus Hirzbach-Kloben. Die gangförmige Goldvererzung des Brennkogels in einem mesozoischen Serpentinit ist ein Einzelbeispiel.

Polymetallische (Klein-)Vorkommen unterschiedlicher Form und Genese sind über den ganzen Komplex verteilt: Aigenalm, Fell, Firschnitz-Scharte, Göllalm, Hochtor, Göriacher Röte, Jägerspitze, Moosenschusteralm, Moosenwand, Pizachalm (Hübalpe), Schusteralm, Teischnitztal, Weissenbach, Zederhaus.

Bedingt durch das reiche Auftreten basischer Magmatite bestehen zahlreiche Vorkommen von Asbest und Talk, die in der Vergangenheit auch gelegentlich genutzt wurden: Dorfer Alpe, Fusch, Hüttschlag, Judenbrücke (Mölltal), Laderding-Alm, Litzldorf, Mühldorfer Graben, Pregarten – Sajat (Dorfertal), Rastötzental, Rieckengraben (Kolbnitz), St. Michael im Lungau, Tafern (Zederhaustal), Unterstein – Taxenbach, Zandlach (Oberkolbnitz) und Zwenberg. Eine besondere Konzentration findet sich dabei auffallenderweise im Mölltal.

Am Wolfendorn ist eine lokale Anreicherung von Cyanit bekannt.

❹ Matreier Schuppenzone

Dieser Gesteinskomplex, eine Mischzone aus penninischen und unterostalpinen Abfolgen, die die penninische Schieferhülle im Süden tektonisch überlagert, setzt sich i.w. aus mesozoischen Gesteinsabfolgen zusammen. Neben Schwarzschiefern, Kalkschiefern und Kalkmarmoren sind vor allem Serpentinite (?)jurassisch/kretazischen Alters charakteristisch.

Bemerkenswert ist eine Häufung von kleinräumigen Mangan-Vererzungen im Ködnitztal (Glorer Hütte, Gratzwinkelalm, Huttereralm, Jörgenalm, Neues Lucknerhaus), die jedoch über das Schurfstadium nicht hinausgekommen sind. Sie sind einer jurassischen Mangan-Hornsteinformation zuzuordnen.

2.3.2.2.1. Eisen und Stahlveredler

Den wirtschaftlich bedeutenden Anreicherungen von Scheelit im Felbertal ist ein eigener Bezirk gewidmet. Demgegenüber handelt es sich beim Molybdänerzvorkommen auf der Alpeiner Scharte wohl um ein Einzelvorkommen, welches aber aufgrund seiner wissenschaftlichen Bedeutung im Folgenden gesondert beschrieben wird.

Molybdänitvorkommen Alpeiner Scharte

Nicht konturiert; ÖK: 149.

Charakteristika: Die Mo-führenden Quarzgänge der Alpeiner Scharte sind an die Granitgneise des Tuxer Kernes gebunden. Es handelt sich dabei im wesentlichen um stark fraktionierte I-Typ-Granodiorite und Adamellite mit leicht erhöhten Mo-Gehalten (4,3 ppm). Die meisten der etwa 30 Gänge treten westlich des Rükkens zwischen Alpeiner Scharte und dem Fußstein auf. Die Molybdänvererzung ist auf geringmächtige Quarzgänge (wenige mm bis 250 mm) und deren Salbänder beschränkt. Das generelle Gangstreichen ist E–W mit vertikalem Einfallen in den liegenden Anteilen und eher flacherem Einfallen in den höheren Partien.

Die Alterationen sind typisch für postintrusive hydrothermale Nebengesteinsveränderungen und resultierten in einer Mobilisation von Na, Ba, Sr, Pb und Eu. Die heutige Paragenese dieser Alterationen (Biotit und Granat) wird für ein alpidisches, metamorphes Rekristallisationsprodukt gehalten. Jungalpidische Metamorphosebedingungen in diesem Bereich dürften bei etwa 540°C und 7 bis 10 kb gelegen sein.

Neben Molybdänit (<0,01 % Re) treten untergeordnet weiters Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Galenit auf.

Während das laterale Auskeilen der mineralisierten Gänge beweisbar ist, herrscht über die vertikale Erstreckung weitgehend Unklarheit. Es wird vermutet, daß reichere Erze im Dachareal der Zentralgneise konzentriert waren, jedoch der Erosion zum Opfer fielen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

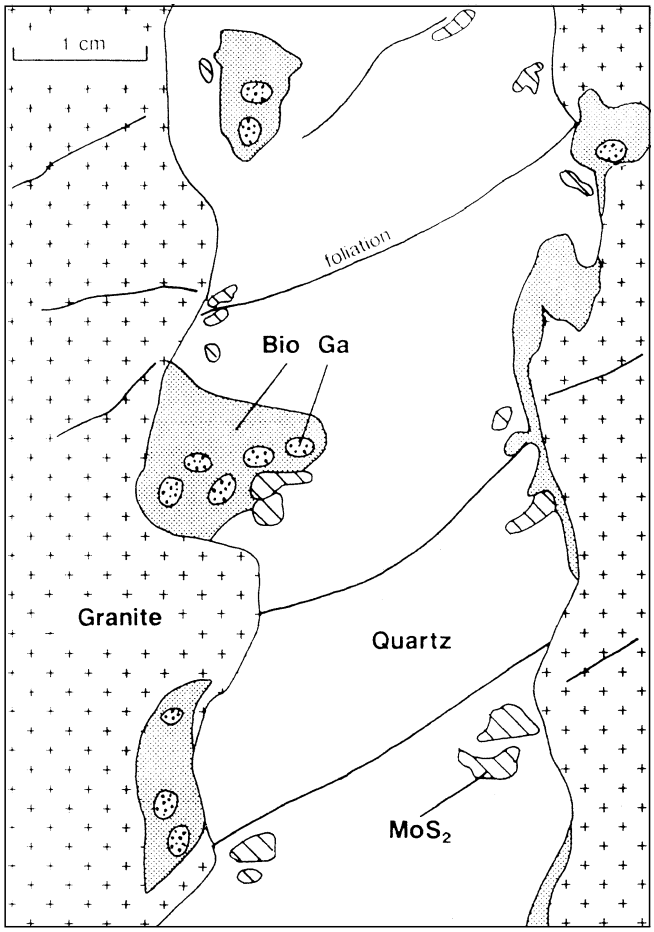


Abb. 240.
Schematische Darstellung eines Molybdänit führenden Quarzganges der Alpeiner Scharte.
Aus MELCHER, F. et al. (1996).

(MOSTLER, H. et al., 1982). Disseminierte Mineralisationen sind offensichtlich nicht entwickelt. Gegen die Teufe wird ein natürliches Auskeilen vermutet.

Die Molybdänitführung ist lediglich auf einen schmalen Saum zwischen dem Gangquarz und dem Nebengestein konzentriert. Nur in seltenen Fällen ist Molybdänit auch innerhalb des Gangquarzes eingelagert. Nach MOSTLER, H. et al. (1982) sind lediglich 3000 t MoS_2 vorhanden, zumal die von SCHMIDEGG, O. (1939) vermuteten Vorräte von 75000 t auf der unrealistischen Tatsache beruhen, daß in den Quarzgängen mit einer Durchschnittsmächtigkeit von 1 cm MoS_2 gerechnet werden dürfe.

Die Molybdänitvererzung wurde während des zweiten Weltkrieges ohne nennenswerten Erfolg beschürft.

Form der Mineralisation: Gänge, Klüfte.

Nebengestein: Granit(gneise), Augengneise.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MELCHER, F. et al. (1996); MOSTLER, H. et al. (1982).

2.3.2.2.1.1. Wolframerzbezirk Felbertal

Konturiert; ÖK: 152.

Die Wolframlagerstätte Felbertal wurde 1967 bei einer Scheelitprospektion in den mittleren Hohen Tauern entdeckt. Dabei wurde eine Bachsedimentbeprobung durchgeführt und die charakteristische Fluoreszenz des Scheelits ($CaW0_4$) unter kurzwelligem UV-Licht bei 254 nm verwertet (HÖLL, R., 1970). Die Lagerstätte Felbertal wurde ab 1975 abgebaut, im Februar 1993 stillgelegt und im Juni 1995 wieder in Betrieb genommen. Sie gehört aufgrund der bisherigen Fördermengen (6 Mio. t Erz), der Erzreserven und des Erzpotentials zu den großen Wolframlagerstätten der Erde.

Charakteristika: Die Scheelit-Lagerstätte Felbertal liegt 9 km südlich Mittersill im Gebiet der Hohen Tauern. Sie besteht aus 2 Lagerstättenfeldern.

Das Ostfeld beinhaltet einen langgezogenen, schmalen Erzkörper subparallel zum Osthang des Felbertales. Es ist zwischen 880 m und 2240 m SH bekannt, mit einem Abtauchen der Achse der Scheelitvererzung von 25°-40° nach WNW in topographisch höheren, östlichen und bis 55° nach WNW in tiefen, westlichen Lagerstättenbereichen. Es wurde oberhalb 1700 m SH in den Jahren 1975–1986 im Tagebau abgebaut. Dieser Abbau erfaßte vor allem postglazial zerbrochene und abgerutschte Erzmassen („Obere Erzblockschutthalde“) sowie einen noch anstehenden, bis 30 m mächtigen Lagerstättenteil.

Das Westfeld beginnt am Fuß des Felbertalwesthanges und taucht nach Westen unter dem Massiv des Hohen Herdes ab. Es ist nur untertägig gewinnbar und enthält bis 8 abgrenzbare Erzkörper (K1 bis K8). Deren geometrische Formen und Erztonnagen sind teilweise sehr abhängig von den erforderlichen Mindestgehalten an Wolfram (ausgedrückt in % WO_3).

Der geologische Rahmen der Scheelitlagerstätte Felbertal wird aus der Tauernschieferhülle und den Zentralgneisen (variszische, metamorphe, granitoide Intrusiva) aufgebaut. Die Tauernschieferhülle umfaßt die permomesozoische „Obere Schieferhülle“ und die präpermische „Untere Schieferhülle“ (FRASL, G., 1958).

Die Basisamphibolit-Formation als tektonisch tiefste Einheit der Unteren Schieferhülle im Felbertal wird überwiegend von magmatischen Gesteinen (Amphiboliten und Hornblenditen) aufgebaut, die einem ozeanischen Inselbogen zugeordnet werden (FRISCH, W. & RAAB, D., 1987). U-Pb-Zirkondatierungen aus diesen Mafiten erbrachten Bildungsalter zwischen 537 Ma und 486 Ma (v. QUADT, A., 1985, 1992).

Die Habachgruppe repräsentiert die mengenmäßig dominierenden Gesteinsmassen der Unteren Schieferhülle. Sie ist in folgende drei Formationen untergliedert (HÖLL, R., 1975): Basisschiefer-Formation, Eruptivgesteins-Formation und Habachphyllit-Formation.

Die bis 500 m mächtige Basisschiefer-Formation besteht aus Meta-Sedimenten (Glimmerschiefer, Paragneise und Quarzite), untergeordnet Amphiboliten und leukokraten Orthogneisen sowie leukokraten Metapyroklastika. GILG, H.A. et al. (1989) haben für ihre Protolithe eine tektonische Position an einem aktiven Kontinentalrand vorgeschlagen.

Die 1500 bis 4000 m mächtige Eruptivgesteins-Formation umfaßt überwiegend Meta-Magmatite verschiedener lithologischer und geochemischer Zusammensetzung. Im unteren Abschnitt dominieren feinkörnige Amphibolite. In stratigraphisch höheren Teilen sind verschiedenartige Orthogneise, Amphibolite, lokal auch Meta-Pyroklastika sowie Meta-Tuffite und Meta-Sedimente entwickelt. Im Schrifttum sind unterschiedliche genetische Interpretationen vertreten: Die Eruptivgesteins-Formation wird einem aktiven Kontinentalrand bzw. ozeanischen Inselbogen zugeordnet, wobei die leukokraten Gneise als Granitoide sowie als Rhyolithe und Dazite klassifiziert werden. KRAIGER, H. (1989) und HÖCK, V. et al. (1993) erachten die Amphibolite im Unter-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

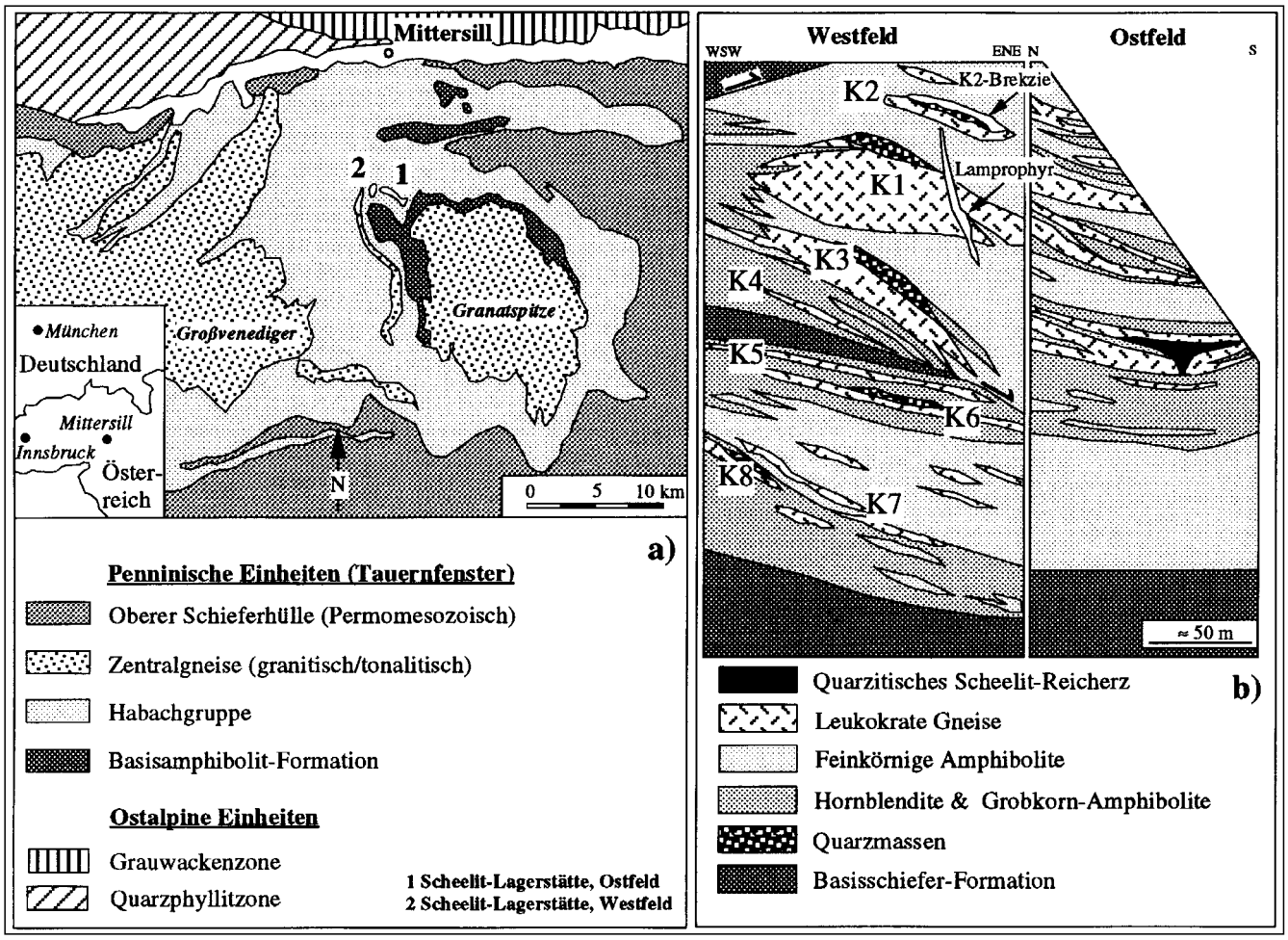


Abb. 241.
Scheelitlagerstätte Felbertal.
a) Vereinfachte geologische Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern.
b) Schematisches Profil durch die „Erzführende Serie" des Ost- und Westfeldes der Wolframlagerstätte Felbertal. Erzkörper K1–K8 und „quarzitisches Scheelit-Reicherz" sind hervorgehoben.

fahrungstollen der Lagerstätte Felbertal als „sheeted dyke complex" in einem ozeanischen Randbecken.

Die Habachphyllit-Formation als tektonisch höchster Teil der Habachgruppe besteht aus dunklen Phylliten, Glimmerschiefern, Quarziten und lokal eingeschalteten Meta-Vulkaniten. Sie wird als Akkretionskeil bzw. als Sedimentpaket zwischen submarinen Vulkanen interpretiert (KUPFERSCHMIED, M.P. & HÖLL, R., 1994). Acritarchenfunde aus den Habachphylliten zeigen einen oberproterozoischen Sedimentationszeitraum (oberes Riphäikum bis Unter-Vendium) (REITZ, E. & HÖLL, R., 1988; REITZ, E. et al., 1989).

Beide Lagerstättenfelder, das Ostfeld und das Westfeld, liegen im unteren Teil der Eruptivgesteins-Formation und umfassen eine bis 400 m mächtige Gesteinsfolge mit Scheelit-Mineralisation („Scheelit-führende Serie"). In beiden Feldern sind neben den im geologischen Rahmen verbreiteten feinkörnigen Amphiboliten auch grobkörnige Amphibolite („Grobkornamphibolite") und Hornblendefelse (Hornblendite) mengenmäßig bedeutsam. Diese Hornblendite mit sehr seltenen diopsidischen Klinopyroxen-Relikten und die lokal intensiv damit verzahnten Grobkornamphibolite sind als kogenetisch aufzufassen und auf pyroxenitische Kumulate bzw. gabbroide Protolithe zu beziehen, nach THALHAMMER, O.A.R. et al. (1989) jedoch als Produkte boninitischer Magmen interpretierbar. Die Hornblendite und die Grobkornamphibolite sind vor allem im Ostfeld in 2 Gesteinspaketen mengenmäßig dominant (Unterer und Oberer Hornblenditzyklus). Ihre Platznahme erfolgte offenbar an bedeutenden Störungszonen. Jüngere, lithologisch unterschiedliche, leukokrate Orthogneise (vor allem kleinkörnige Muskovit-Gneise und Biotit-Albit-Gneise) sind als geringmächtige, linsenförmige Körper häufig eng an die mafischen Gesteinsassoziationen gebunden. Ihre Platznahme war lokal von der Bildung großer, Scheelit-führender Quarzmassen und Eruptionsbreccien, z.B. im oberen Ostfeld und im K2-Erzkörper (SCHENK, P. & HÖLL, R., 1989), begleitet. Eine U-Pb-Zirkondatierung der Grundmasse der Eruptionsbreccie im K2-Erzkörper lieferte ein primäres Kristallisationsalter der Zirkone von 593±22 Ma (EICHHORN, R., 1995; EICHHORN, R. et al., 1995). Diese Eruptionsbreccie und feinkörnige, gangähnliche Intrusiva mit begleitenden Fluiden waren lagerstättengenetisch bedeutsam. Sie bedingten nicht nur die Bauwürdigkeit des K2-Erzkörpers mit ca. 400.000 t Erz und ca. 0,65 % WO_3, sondern auch anomale Gehalte an verschiedenen Elementen wie z.B. 77 ppm Sn und 11.930 ppm F (HÖLL, R. & SCHENK, P., 1988).

Für die Vererzung im Ostfeld wird ein ähnliches Alter vermutet. Im Tagebau des oberen Ostfeldes war ein ungewöhnlicher Erztypus in Form eines makroskopisch zuckerkörnigen, linsenförmigen Erzkörpers (800 m

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lang, bis 70 m breit, bis 8 m mächtig) im höchsten Teil des unteren Hornblendefelszyklus eingelagert. Dieser Erztypus („quarzitisches Scheelit-Reicherz“) mit engständigen Feinlagen von perlschnurartig angeordneten, feinkörnigen Scheelitkörnern in quarzitischer Matrix enthielt die höchsten WO_3 -Gehalte (>2 % WO_3 , in Handstücken bis 10 % WO_3). Dieser quarzitische Reicherzkörper wurde von einem ebenfalls langgezogenen Bereich mit diskordanten, sich vielfältig kreuzenden, gleichfalls feinkörnigen Scheelit-führenden Quarztrümmern unterlagert. Diese Trümmerzone lieferte die Hauptmasse der ehemaligen Fördererze des Ostfeldes. Er kann als Zufuhr- und Absatzbereich erzbringender Fluide interpretiert werden, während die auflagernden, feinkörnigen Scheelit-Reicherze als rhythmische, feingebänderte Scheelit-Quarz-Abscheidungen in einem durch hohen Fluid-Druck offenen Abscheidungsraum aufgefaßt werden können. Scheelitkörner des quarzitischen Scheelit-Reicherzes repräsentieren die älteste nachweisbare Scheelit-Generation (1. Scheelit-Generation) mit reliktisch erhaltenem, durch primäre Festkörper-Einschlüsse entlang ehemaliger Kristall-Wachstumsflächen gekennzeichnetem, zoniertem Kristallwachstum (SCHENK, P. & HÖLL, R., 1991). Eine Sm-Nd-Datierung erbrachte für die 1. Scheelit-Generation ein Bildungsalter von 581±105 Ma. Eine U-Pb-Datierung von Zirkonen aus einem Scheelit-reichen Abschnitt inmitten des quarzitischen Reicherzkörpers lieferte ein Bildungsalter der Zirkone von 544±15 Ma (EICHHORN, R. et al., 1995).

Sr-Daten im Lagerstättenbereich belegen extrem radiogene $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnisse, die als Folge einer durchgreifenden Fluidkontamination erklärbar sind (EICHHORN, R., 1995). Die erzbringenden Fluide und deren isotopengeochemische Signatur sind möglicherweise durch die Granulitisierung großer Gesteinsmassen bedingt. Vermutlich führte die durch den Zusammenbruch der Glimmerstruktur bedingte Fluid-Zufuhr einerseits zur Wolfram-Mineralisation, andererseits zu anomal hohen Rb- und Cs-Anreicherungen im Lagerstättenbereich (EICHHORN, R. et al., 1995).

Ein in topographisch höheren Teilen des Westfeldes hufeisenförmiger, leukokrater Gneiskörper (Muskovit-Mikroklin-Gneis mit lokal stark variierenden Biotit-Anteilen „K1-Gneis und K3-Gneis“) mit 5 Mio.t Masse wurde verschiedentlich als der Erzbringer für die Gesamtlagerstätte Felbertal im Sinne einer variszischen, W-führenden Granitintrusion angesprochen (FINGER, F. et al., 1991; TRUDU, A.G. & CLARK, A.H., 1986; BRIEGLEB, D., 1987, 1991). In der Tat sind im Umfeld dieses Gneiskörpers bedeutende Erzreserven konzentriert. PESTAL, G. (1983) hat eine Rb-Sr-Gesamtgesteins-Isochrone von 316±10 Ma für den K1-Gneiskörper ermittelt. U-Pb-Zirkondatierungen ergaben ein Kristallisationsalter von 336±19 Ma für die K1-K3-Gneis-Protolithen (EICHHORN, R., 1995). Dieses Alter unterscheidet sich signifikant von jenen der Intrusionen und der Eruptionsbreccie im K2-Erzkörper (593±22 Ma). Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen zeigen, daß ein Großteil der im K1-K3-Gneis angereicherten Spurenelemente im K2-Gneis in noch höheren Konzentrationen angereichert ist und der geochemisch als Intraplatten-Granit bzw. „syn-“ bis „post-collisional granite“ klassifizierte K1-K3-Gneis-Protolith möglicherweise sowohl Assimilations- als auch Differenziationseffekte aufweist. Pb-Pb-Auswertungen von Scheelit- und Gesamtgesteins-Messungen verweisen auf Assimilationseffekte wohl mit K2-Gneis-ähnlichen Gesteinen während des Aufstiegs eines granitoiden Magmas und der daraus resultierenden Bildung des K1-K3-Protolithen (EICHHORN, R., 1995). Bei diesen Assimilationsprozessen wurde wohl auch Wolfram übernommen, das durch die weitere Magmendifferentiation angereichert werden konnte. Bei der Intrusion der K1-K3-Protolithen im Bereich einer Störungszone (Scherzone) erfolgte eine Abscheidung Wolframs sowohl in den Protolithen als auch in deren geologischem Rahmen.

Prävariszische, tektonische Deformationen und metamorphe Überprägungen sind wegen der Existenz eines oberproterozoischen, aktiven Kontinentalrandes aus tektonischen Gründen zu erwägen, bisher jedoch im Gesamtbereich der Habachgruppe nirgends nachgewiesen.

In der Lagerstätte Felbertal sind bis 50 cm mächtige, sterile Meta-Lamprophyrgänge bekannt. Eine U-Pb-Titanit-Datierung eines Meta-Lamprophyrs (Westfeld; hinteres Grubengebäude; Teilsohle 1175 m) lieferte ein überraschend hohes Alter von 280±4 Ma, das als spätvariszisch interpretiert werden kann. Ein identisches Alter dokumentiert sich auch in konkordanten U-Pb-Titanit-Datierungen mit 282±5 Ma in anderen Gesteinstypen. Ferner sind variszische Glimmer-Alter durch Sm-Nd-Datierungen nachgewiesen (EICHHORN, R., 1995).

Die Meta-Lamprophyrgänge zeigen weitgespannte Deformationen und eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle metamorphe Überprägung, durchschneiden jedoch lokal enge bis isoklinale Falten. Unter der Annahme der altersmäßigen Übereinstimmung der verschiedenen Meta-Lamprophyre sind die wesentlichen Gefügeprägungen in der Lagerstätte Felbertal unter amphibolitfaziellen Bedingungen als variszisch aufzufassen und dem Zeitraum von der Intrusion der K1-K3-Protolithe (336±19 Ma) bis zur Intrusion der Meta-Lamprophyre zuzuordnen. Diese Interpretation bedingt eine Änderung der bisheriger Auffassung, die der dominanten Gefügeprägung im Bereich der Lagerstätte Felbertal ein alpidisches Alter zugeschrieben. Für die gegenüber der variszischen Metamorphose als höhergradig erachtete alpidische Metamorphose („Tauernkristallisation“) waren Temperaturen von 500–590°C und Drücke von 4,5–7,0 kb publiziert worden (HOERNES, S., & FRIEDRICHSEN, H., 1974; KOLLER, F. & RICHTER, W., 1984; HÖLL, R. & SCHENK, P., 1988; GRUNDMANN, G., 1989). Die phengitbarometrische Auswertung von Hellglimmern im K1-Gneis hatte Mindest-Drücke von 7–8 kb ergeben (KUPFERSCHMIED, M.P., 1994). Für die variszischen p-T-Bedingungen hingegen waren im benachbarten Hollersbach- und Habachtal lediglich 420°C und 2 kb mitgeteilt worden (KOLLER, F. & RICHTER, W., 1984).

Die nunmehr neu zu evaluierende, alpidische Metamorphose überprägte im Übergangsbereich obere Grünschieferfazies/untere Amphibolitfazies mit ihrem Höhepunkt vor 30 Ma die Lagerstätte Felbertal. Isotopengeochemisch war die Umstellung des Rb-Sr-Systems reliktischer Glimmer und Titanite bedeutsam. Zusätzlich wurde eine Neusprossung von Beryll, grossularreichem Granat, Apatit, Fluorit und Aktinolith bewirkt. Es erfolgte ferner eine Mobilisation des Erzmineralbestandes, wenngleich in geringerem Umfang als bei der variszischen Metamorphose.

In der Wolframlagerstätte Felbertal sind zahlreiche Erzminerale bekannt. Neben dem verbreiteten Scheelit finden sich häufig Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Molybdänit, Fluorit, Apatit, Beryll sowie seltener Tungstenit-Mo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lybdänit-Mischkristalle, Markasit, Galenit, Arsenopyrit, Sphalerit, Pentlandit, Magnetit und Hämatit. Lokal sind größere Konzentrationen an Sulfosalzen wie etwa Galenobismutit, Cosalit, Bismuthinit, Heyrovskyit, Lillianit, Makovickyit und Mummeit, sowie Mischkristalle der Reihe Aikinit-Bismuthinit (Friedrichit, Hammarit, Krupkait, Gladit, Pekoit) und ged. Bismut zu verzeichnen.
Selten sind hingegen „Zinnkiese", Telluride (Hessit, joseitähnliche Phasen), Kassiterit, Powellit sowie Phenakit und Chrysoberyll. Als extreme Raritäten können Bornit, Cobaltit, Emplektit, Enargit, Fahlerz, Stibnit, Columbit und Wolframit gelten. Generell ist festzuhalten, daß die Sulfid- und Sulfosalzführung des Westfeldes ungleich bedeutender ist als jene des Ostfeldes.
Drei Scheelitgenerationen können aufgrund feldgeologischer Befunde, der Auswertung von Flüssigkeitseinschlüssen und der Schwefelisotope sowie von Haupt- und Spurenelementen unterschieden werden (HÖLL, R., 1975; WESTENBERGER, 1983; HÖLL, R. et al., 1987; IVANOVA, G.F. et al., 1987, 1988, 1990; SCHENK, P. et al., 1990; SCHENK, P. & HÖLL, R., 1991).
Die bereits vorstehend charakterisierten Scheelite der 1. Generation mit reliktisch erhaltenem, zoniertem Kristallwachstum sind im feinkörnigen, quarzitischen Scheelit-Reicherz des Ostfeldes nachgewiesen. Wie erwähnt, ergab eine Sm-Nd-Datierung dieser Scheelitgeneration ein Alter von 581±105 Ma, sowie eine U-Pb-Zirkondatierung aus diesem Reicherz ein Bildungsalter dieser Zirkone von 544±15 Ma.
Die Scheelite der 2. Generation sind vor allem im Westfeld dominierend. Sie bilden bis mehrere cm große Porphyroblasten in allen Gesteinstypen mit Ausnahme der variszischen Meta-Lamprophyre. Diese gelblich fluoreszierenden Körner (Molybdoscheelite) sind kataklastisch zerbrochen und häufig korrodiert. Nach der Intrusion der K1-K3-Protolithen wurde die präexistente Wolfram-Mineralisation (mit originärer K2- und Ostfeld--Vererzung – sowie karbonischer – K1-K3-Stoffzufuhr) besonders im Westfeld bei der variszischen Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen und intensiver tektonischer Deformation durchgreifend mobilisiert. Vor allem an variszischen Scherzonen belegen Molybdoscheelit-Porphyroblasten ein spätes Kristallwachstum innerhalb des variszischen, metamorphen Mineralbestandes. Dieser Mobilisationsprozeß bewirkte einerseits wirtschaftlich wichtige Scheelit-Anreicherungen (bis mehrere % WO_3) an bis einige Meter breiten Scherzonen (z.B. im Umfeld der sog. „Scheelitgrotte" bei Teilsohle 1050 m) bedingt durch günstige Permeabilität und hohen metamorphen Fluiddurchsatz, andererseits wirtschaftlich ungünstige Dispersionen des Scheelits mit unbauwürdigen Scheelitgehalten großer Gesteinsmassen. Dieser wahrscheinlich im Zeitraum von 336–280 Ma langandauernde, metamorphe Mobilisationsprozeß führte zu einer verbreiteten schieferungsparallelen Scheelit-Mineralisation sowie zu großen Volumina mit sich kreuzenden, schmalen und durchwegs auch nur kurzen Scheelit-führenden Quarzgängen und Quarzlinsen.
Mit den spätvariszischen Lamprophyr-Intrusionen war offenbar eine Umstellung des Fluid-Regimes verbunden. Die wohl langzeitige Rekristallisation von Molybdoscheeliten endete unter oxidierenden Bedingungen. Es folgte die Bildung einer dichten Füllung mit feinschuppigen Mischphasen Tungstenit-Molybdänit (WS_2-MoS_2-) (HÖLL, R. & WEBER-DIEFENBACH, K., 1973) innerhalb dieser Molybdoscheelite unter stark reduzierenden Bedingungen. Noch jüngere Rekristallisate beinhalten weißlich-blau fluoreszierende, reine Scheelite ohne WS_2-MoS_2-Mischphasen (3. Scheelitgeneration), für deren Bildung ein reduzierendes Milieu zu postulieren ist. Diese bilden einerseits Säume und Rißfüllungen um und in älteren Scheelitkörnern, andererseits mm- bis cm-große Individuen vor allem in Quarzmassen und auf Klüften und an alpidischen Scherzonen. Es bestehen Hinweise, daß derartige Rißfüllungen mit reinem Scheelit wohl schon spätvariszisch entstanden (Sm-Nd-Scheelitdatierung: 319±34 Ma), die weit überwiegende Masse dieser reinen Scheelite jedoch eindeutig einer alpidischen Mobilisation unter grünschieferfaziellen bis amphibolitfaziellen Bedingungen zuzuordnen ist (Sm-Nd-Scheelitdatierung: 29±17 Ma). Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen dokumentieren die Mobilisation, jedoch nicht die primären Bildungsprozesse (SCHENK, P., 1990; SCHENK, P. et al., 1990; SCHENK, P. & HÖLL, R., 1991).
Sulfid-Mineralisationen als Begleiter der Scheelit-Mineralisation sind im Ostfeld sehr zurücktretend, im Westfeld wesentlich häufiger. Sie sind durchwegs entweder als variszische oder alpidische Mobilisate interpretierbar. Schwefelisotopen-Analysen belegen eine generell magmatische Herkunft des Schwefels in der Lagerstätte mit $\delta^{34}S$‰-Werten zwischen -3,6 und +4,3. Sie zeigen jedoch Unterschiede zwischen dem K1-Erzkörper und anderen Erzkörpern (K2, K4 und K7) (HÖLL, R. et al., 1987).
Im Westfeld ist auch eine Beryllium-Mineralisation nicht selten, meist als Beryll der Varietät „Aquamarin", jedoch ohne Edelsteinqualität, mitunter auch als Phenakit-Kerne und Beryll-Ränder. Eine Maximalalters-Abschätzung mit Hilfe der Rb-Sr-Methode erbrachte eine Obergrenze der Beryll-Kristallisation von 33 Ma (EICHHORN, R., 1995).

Besonderheiten: Das Ostfeld zeigt im Vergleich zum Westfeld weithin geringere tektonische Deformationen. Nach der alpidischen Mobilisation erfolgten im Westfeld noch bedeutende tektonische Transporte, die einerseits zu einer Überschiebung des gesamten Westfeldes durch die Basisschiefer-Formation und die auflagernden Gesteine der Eruptivgesteins-Formation führten (einschließlich Scheelit-Mineralisation bei 1900 m SH am Felbertal-Westhang [HÖLL, R., 1975], andererseits zu einer Duplex-Struktur mit einer Einschuppung von Basisschiefern (Abb. 241b). Durch diese spätorogene Einschuppung wird die Scheelit-führende Serie des Westfeldes in zwei erzführende Gesteinsfolgen unterteilt, die „obere erzführende Schuppe" mit den Erzkörpern K1 bis K4 und die „untere erzführende Schuppe" mit den Erzkörpern K5 bis K8.
Aus den Erzen der Scheelit-Lagerstätte mit durchschnittlich 0,5–0,55 % WO_3 werden in einer Flotationsanlage im Felbertal Konzentrate mit 20–30 % WO_3 hergestellt. Diese niedrighaltigen, im internationalen Handel unüblichen Konzentrate werden in der firmeneigenen Wolframhütte in Bergla/Steiermark zu verkaufsfähigen Produkten verarbeitet.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe die Tab. 10, 22, 27, 29, 30, 31 und 34 im Abschnitt V., Abb. 375).
Die Pb-Pb-Modellalter der Galenite zeigen ein Alter zwischen 160 bis 305 Ma. Eine Verjüngung durch Metamorphose ist nicht auszuschließen. Die μ_2-Werte sind niedriger als im Felbertal. Eine eingehendere isotopengeologische Untersuchung ist erforderlich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIEGLEB, D. (1987, 1991); EICHHORN, R. (1995); EICHHORN, R., SCHÄRER, U. & HÖLL, R. (1995); FINGER, F., KRAIGER, H. & STEYRER, H.P. (1985); FRASL, G. (1958); FRISCH, W. & RAAB, D. (1987); GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMIED, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K., (1989); GRUNDMANN, G. (1989); HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H. (1993); HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H., (1974); HÖLL, R., (1975); HÖLL, R., IVANOVA, G.F. & GRINENKO, V. (1987); HÖLL, R., & SCHENK, P. (1988); HÖLL, R. & WEBER-DIEFENBACH, K., (1973); IVANOVA, G.F., BANNYKH, L.N., IGNATENKO, K.L. & KLUGER, F. (1988); IVANOVA, G.F., KOROVAYKOV, P.A., AFANASYEVA, Z.B., KORZHANOVSKAYA, V.S., KAOLESOV, G.M. & NIZHEGORODOVA, I.V. (1991); IVANOVA, G.F., NAUMOV, V.B. & KOPNEVA, L.A. (1987); JAHODA, R. (1984); KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984); KRAIGER, H. (1989); KUPFERSCHMIED, M.P. (1994); KUPFERSCHMIED, M.P. & HÖLL, R. (1994); PESTAL, G. (1983); QUADT, v. A. (1984, 1985, 1992); RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P. (1978); REITZ, E. & HÖLL, R., (1988); REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H. (1989); SCHENK, P. (1990); SCHENK, P. & HÖLL, R. (1989); SCHENK, P. & HÖLL, R. (1991); SCHENK, P., HÖLL, R., IVANOVA, G.F., NAUMOV, V.B. & KOPNEVA, L.A. (1990); THALHAMMER, O.A.R., STUMPFL, E.F. & JAHODA, R. (1989); TRUDU, A.G. & CLARK, A.H. (1986); VAVRA, G. & FRISCH, W. (1989).

2.3.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.3.2.2.2.1. Kieserzbezirk Bündnerschiefer (Großarltal)

Konturiert; ÖK: 154, 155.

Charakteristika: Die bedeutendste Konzentration schichtgebundener und stratiformer Kiesvererzungen des Tauernfensters ist im Bereich des Großarltales um Hüttschlag nachgewiesen. Die Mineralisationen dieses Bezirkes werden als Bestandteil einer ophiolithischen Sequenz der Oberen Schieferhülle eingestuft. Sie ist an der Basis durch feinlaminierte Grünschiefer (mit Einschaltungen geringmächtiger Serpentinitlinsen) gekennzeichnet. Zum Hangenden hin nimmt der Anteil an Metasedimenten (Kalkglimmerschiefer), bei gleichzeitiger Abnahme der Grüngesteine, zu. In diesem Bereich der sich umkehrenden Faziesmächtigkeiten bildet die Vererzung einen charakteristischen Leithorizont. Er ist durch einen wiederholten Wechsel von relativ geringmächtigen (10–50 cm) Grüngesteinszügen (an die ausschließlich die Vererzung gebunden ist) und Metasedimenten ausgezeichnet. Die als ehemalige Tuffe und Tuffite bezeichneten Metavulkanite grenzen z.T. ziemlich scharf an die Metasedimente an, z.T. kommen auch fließende Übergänge vor, die durch das Auftreten vulkanogener Einschaltungen in den Metasedimenten des Grenzbereiches charakterisiert sind.

Der fein gebänderte Grünschiefer ist durch eine Wechsellagerung feinkörniger, teilweise monomineralischer Albit- bzw. Chlorit-Muskovit-Amphibol-Epidot-Lagen mit Titanit als wichtigem akzessorischem Mineral charakterisiert. Die Kiesvererzung besteht aus quarzitischem, pyritreichem Derberz (mit Chalkopyrit, Magnetit) variierender Mächtigkeit (5–80 cm), dem im Hangenden eine 0,5 bis 2 m mächtige Imprägnationszone (Pyrit, Chalkopyrit, Chlorit) folgt. Geringe Anteile an Pyrrhotin, Hämatit und Spuren von Bornit, Galenit, Fahlerz und Arsenopyrit werden genannt.

Der Lage nach lassen sich die Lagerstätten in drei Hauptzüge (Züge des Toferer, des Schwarzwand- und Kardeislagers) und einige Nebenzüge (Handlgrube – Freigrube, Krehberg, Harbach-Wassegglager bzw. Bichlalplager) unterteilen. Die drei Hauptzüge können über 6–8 km im Streichen verfolgt werden, Abbaue sind z.T. über 3 km nachweisbar.

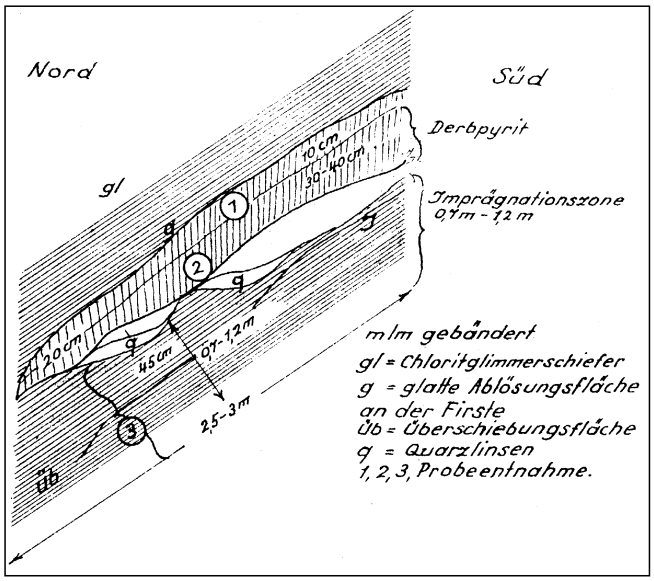


Abb. 242.
Ortsbilder aus dem Kardeislager.
Aus STIER, K. (1953).

Die Schichtgebundenheit der Erzvorkommen, die Konkordanz mit dem Nebengestein, das Auftreten der Lagerstätten an einem Gesteinswechsel (Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer) und die gleiche Tektonik sind eindeutige Zeugnisse für ihre vulkanosedimentäre Genese.

Die Gesamtproduktion an Kupfer aus allen Kiesbergwerken des Großarltales wird mit 6500 t bei einem durchschnittlichen Kupfergehalt von 1,4 % im Fördererz angegeben.

Kupfervorräte (Metallinhalt in t; Stand 1975):

Lagerstätte	A+B+C Vorräte	potentielle Vorräte
Großarl	(1,0 %) 1000	(1 %) 5000

Form der Mineralisation: Lager (langgezogene, geringmächtige linsige Körper), Imprägnationen.

Nebengestein: Tuffe, Tuffite.

Alter des Nebengesteins: Jura.

Besonderheiten: Diskordante Quarzgänge in den Grünschiefern führen mitunter eine an Freigold reiche epigenetische Bornitmineralisation.

Typische Vorkommen: Asten – Tofern, Falkenstein (Karalm), Harbachberg, Karteis, Hüttschlag, Krähberg, Krähmäder (Planitzl), Mooseckalm, Oflegg, Reitalm (Salzleckscharte), Rieding, Schwarzwand, Wassegg, Wasserfallscharte.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: DERKMANN, K. & KLEMM, D.D. (1977); FINGER, F. (1981); FINGER, F. & HÖCK, V. (1982); FRIEDRICH, O.M. (1936); HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976); HÖLL, R., MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H. (1972); NIEDERIST, J. (1848); WIEBOLS, J. (1948).

2.3.2.2.2.2. Kieserzbezirk Bündnerschiefer (Virgental)

Konturiert; ÖK: 151–153, (180).

Charakteristika: In epizonal-metamorphen Sedimenten der Bündnerschiefer N des Virgentales (Osttirol)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

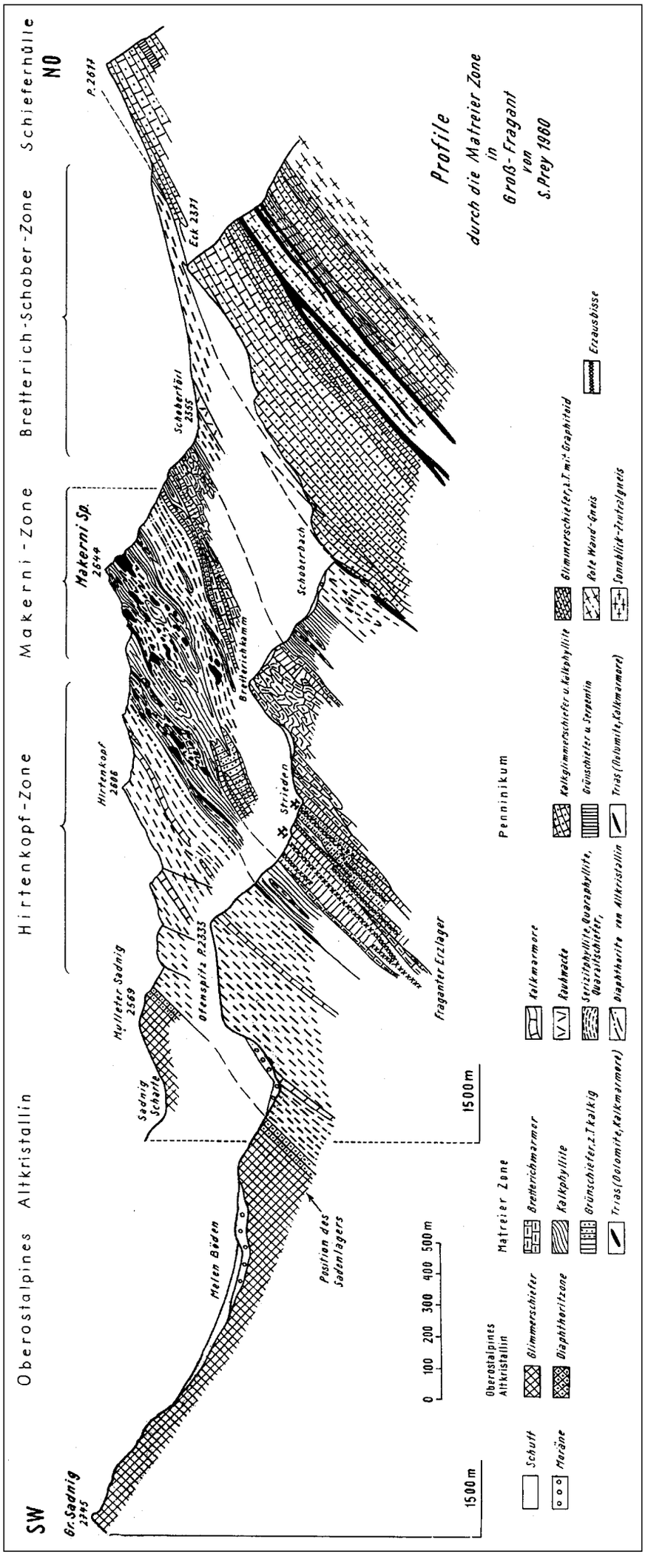


Abb. 243.
Geologischer Rahmen der Fraganter Erzlager.
Aus PREY, S. (1960).

sind stratiforme Pyrit-Chalkopyrit-Vererzungen nachgewiesen, die dem Typus der vulkanogenen Massivsulfid-Lagerstätten zuzuordnen sind. Im Gegensatz zum Typus „Großarl“ nördlich des Tauernfensters sind sie an Prasinite, ehemalige porphyrische Tholeiitbasalte, gebunden. Dieser Lagerstättenzug läßt sich nach W ins Pfitschtal bei Sterzing (Südtirol) und nach E ins Kalsertal (Osttirol) bis Innerfragant (Kärnten) verfolgen, wo am Waschgang ausnahmsweise ein besonders goldreiches Lagerstättenbeispiel dieser Gruppe vorliegt.

In allen Fällen handelt es sich um stoffkonkordante, meist imprägnative und nur selten massive Vererzungen, die N des Virgentales in zumindest zwei parallelen, W–E-streichenden, und steil südfallenden Lagern in Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten vorliegen. Der nördliche Lagerstättenzug (Quirlwand – Sajat – Wallhornalpe – Säulspitze) läßt sich mindestens 3000 m aufgrund der limonitischen Verwitterung der Eisensulfide-führenden Erzhorizonte verfolgen.

Die Gesamtmächtigkeit der mineralisierten Bereiche (inklusive Imprägnationsvererzung) beträgt an der Ostflanke des Sajat 6–8 m, im Bereich der Quirlwand sogar 40–60 m bei allerdings sehr armer Vererzung. Derberzlagen erreichen selten mehr als 0,3 m Mächtigkeit (Gradötz) und halten im Streichen nur wenige Meterzehner an. Die Haupterzminerale der Kieslager sind Pyrit, Magnetit, lokal Anreicherungen von Chalkopyrit (auch als Derberz), sowie Spuren weiterer Sulfide (Galenit, Sphalerit, Arsenopyrit). Die Edelmetallgehalte sind normalerweise ohne jegliche Bedeutung.

Lediglich die kupferführenden Kieslager von Großfragant wurden in der Vergangenheit bergbaulich genutzt. Zahlreiche weitere Vererzungen dieses Typs sind bestenfalls als Kleinvorkommen zu bezeichnen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

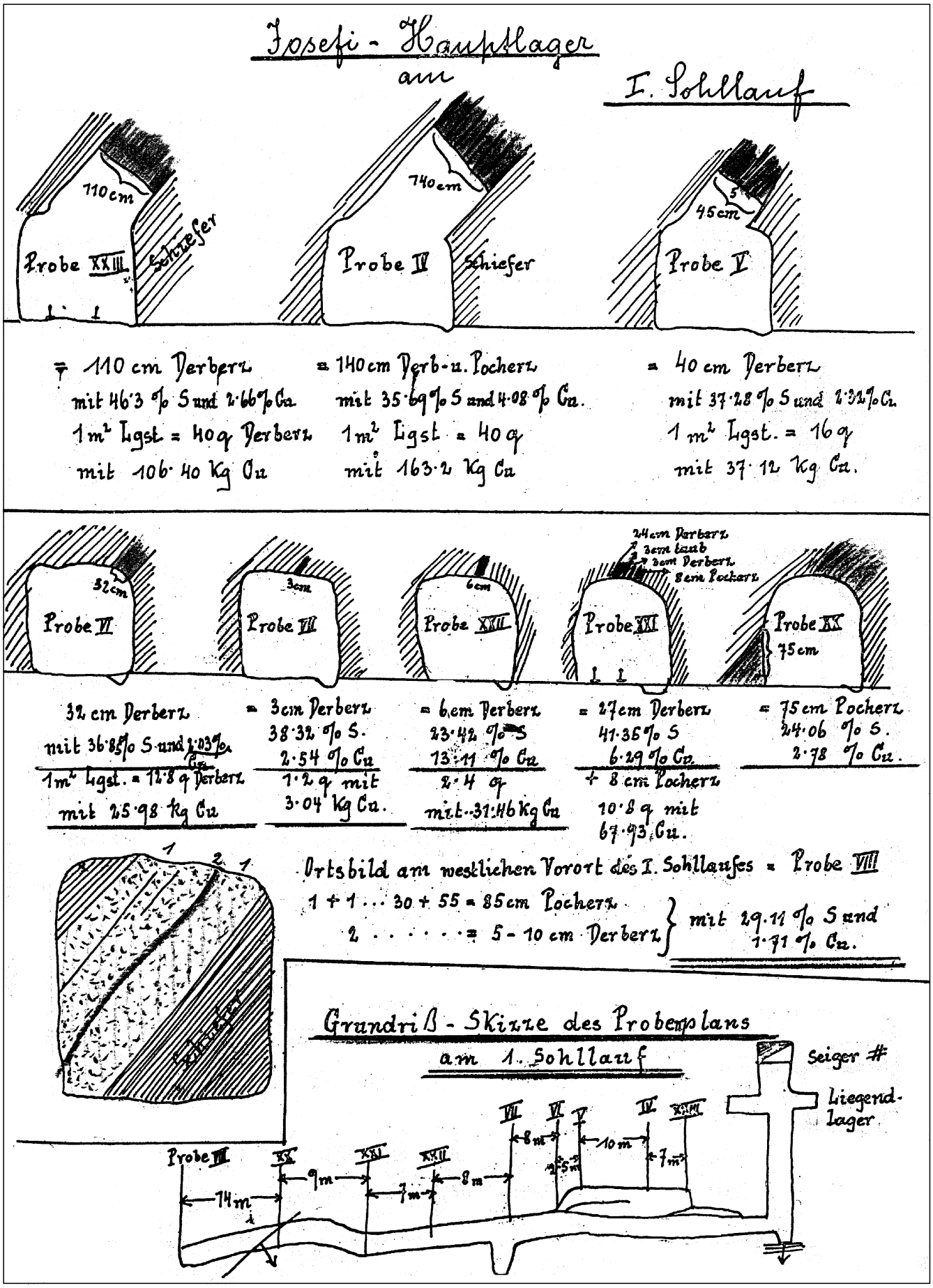


Abb. 244.
Ortsbilder aus der Fraganter Lagerstätte (aus GRANIGG, B. 1915, unveröff.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Form der Mineralisation: stoffkonkordante Lagen, Derberze, Imprägnationen, unregelmäßig linsenförmig und stark absetzig (Waschgang-„Lettenkluft").

Nebengestein: Prasinit.

Alter des Nebengesteins: Jura.

Besonderheiten: Einen Sonderfall stellt die Gold-Kupfer-Lagerstätte des Waschganges N der Kluidscharte ca. 6 km östlich von Döllach im Mölltal dar. Das wiederum in Prasiniten auftretende Kieslager wird im W an einem N–S-streichenden Störungsbündel abgeschnitten, wobei die Position des verworfenen W-Flügels nicht bekannt ist. Ausschließlich im Bereich dieser Störungszone („Lettenkluft") treten Chalkopyrit-Reicherze und besonders hohe Goldgehalte (meist als Freigold) auf. Die Begleitminerale des Goldes sind Telluride (Hessit, Tetradymit), Matildit, Minerale der Aikinit-Bismuthinit-Reihe (Krupkait, Pekoit), Pavonit, Benjaminit sowie Millerit und Siegenit.

Die Gold-Kupfer-Lagerstätte Waschgang enthält im Ostabschnitt zusammen mit feinlagigen und imprägnativen Pyritvererzungen titanhältige Eisenoxide mit ungewöhnlich hohen MnO- und ZnO-Gehalten. Sie repräsentieren geochemische Aureolen um diese Vererzung. Die Goldanreicherung in dieser Lagerstätte ausschließlich im Bereich der „Lettenkluft" wird als signifikantes Beispiel einer metamorphogenen Lagerstättenbildung in Verbindung mit Mobilisation und Rekonzentration von Metallen (Au, Cu) im Bereich von Störungszonen betrachtet! Das sporadisch auch in den stratiformen Pyritvererzungen nachgewiesene Freigold enthält Quecksilbergehalte zwischen 0,1–4,8 Gew.-%.

Typische Vorkommen: Gradötz (Gradetz), Göriacher Alm, Großfragant, Hohe Achsel (Froßnitztal), Islitzfall/Dorfertal, Nil-Alpe, Ogasil-Alpe, Quirlwand, Rauhkopf, Sajatkopf, Sajatmähder, Waschgang, Wiesach/Dorfertal.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIGO, L. et al. (1976); BRIGO, L. (1976); BRIGO, L.& OMENETTO, P. (1979); DERKMANN. K. & KLEMM, D.D. (1977); FRIEDRICH, O.M. (1953); HEGEMANN, F. (1948); HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976); HORSCH, H. (1989); NEINAVAIE, H. (1979); NEINAVAIE, H. et al. (1983); PAAR, W.H. (1981), PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1982); SCHULZ, O. (1986).

2.3.2.2.2.3. Kieserzbezirk Untere Schieferhülle

Nicht konturiert; ÖK: 122, 151, 153.

Charakteristika: Die polymetallischen Vererzungen des Kieserzbezirkes Sulzbachtal sind stratiformer Natur und an die Gesteinsabfolgen der Unteren (altpaläozoischen ?) Schieferhülle (Habachformation) gebunden. Als solche wird eine lithologische Abfolge bestehend aus basischen, intermediären und sauren Vulkaniten angesehen, die in Wechsellagerung zu marinen bis terrestrischen Sedimenten bzw. Vulkaniten und Tuffen im Kontinentalrandbereich stehen.

Die primär feindispersen, stratiformen Cu-Fe-Vererzungen liegen in Biotit-Chloritschiefern, z.T. in Wechsellagerung mit Albit-(para-)gneisen. Die Biotit-Chloritschiefer sind tuffitscher Natur und Edukte eines Inselbogenvulkanismus.

Hauptbestandteil der Vererzungen sind nickelhaltiger Pyrrhotin, Chalkopyrit und Pyrit, Nebengemengteile Sphalerit, Galenit und Magnetit. In geringen Mengen sind Ag- und Au-führende Telluride, ged. Bi und Au nachgewiesen worden (Hochfeld, Haidbachgraben).

Die Grubalpe (Kaprunertal) und die Peitingalm (Habachtal) sind überwiegend pyritdominierte, teilweise

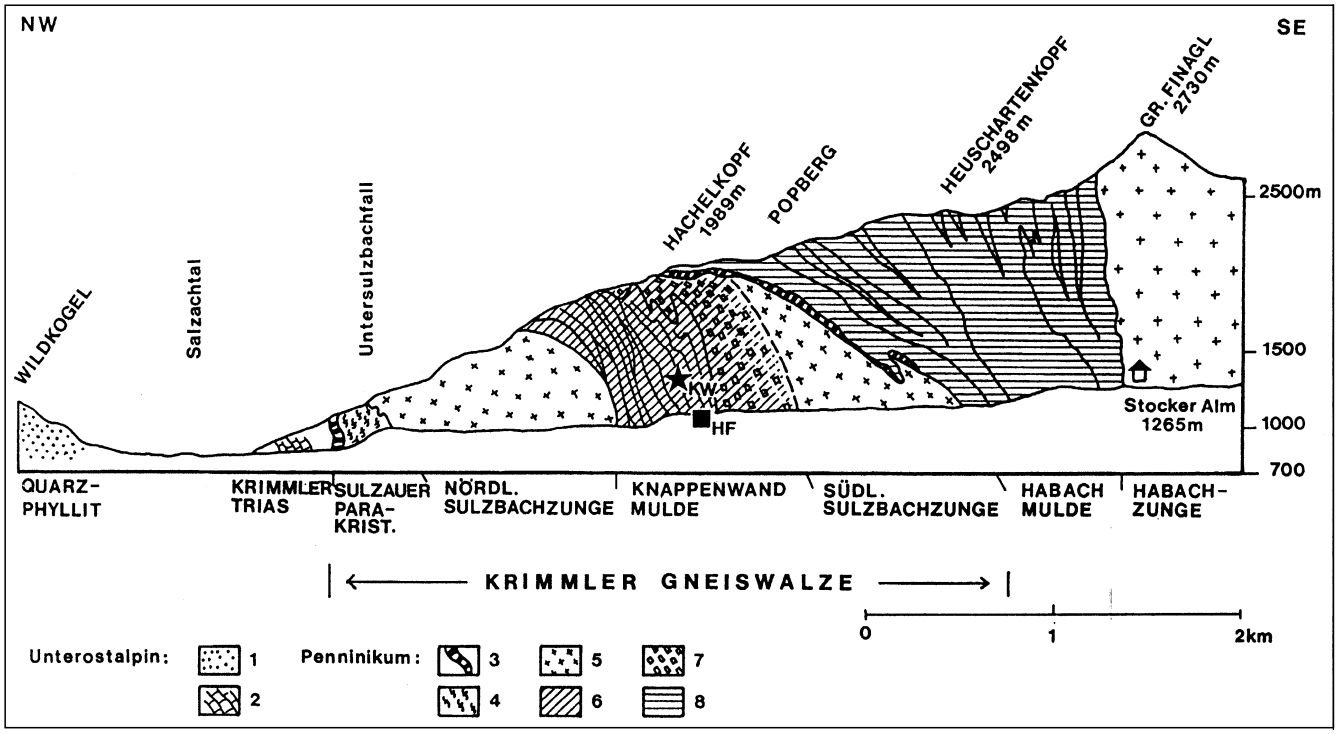


Abb. 245.
Schematisierter Längenschnitt (NW–SE) durch das vordere Untersulzbachtal.
Unterostalpin: 1 = Quarzphyllit; 2 = Krimmler Trias und Begleitgesteine; Penninikum: 3 = Hachelkopfmarmor; 4 = diverse Paragneise bzw. Porphyrmaterialschiefer des „Sulzauer Parakristallins"; 5 = Granitgneise; 6 = diverse Gneise, Schiefer und Amphibolite, Quarzite der Knappenwandmulde; 7 = Knappenwandgneis; 8 = diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der „Habachmulde"; KW = Knappenwand; HF = Hochfeld.
Nach FRASL, G. (1953) und STEYRER, H.P. (1983).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sehr goldreiche, dem Schellgaden Typus vergleichbare Vererzungen, die an Quarzmylonite gebunden sind. Die Goldgehalte pyritreicher Erze der Peitingalm schwanken zwischen 7 und 40 ppm.
Die Lagerstätten sind primär lagerförmiger Natur, durch jüngere tektonische Ereignisse jedoch zerlegt. Jüngere kluftförmige Mobilisate und Rekristallisate sind die Regel.

Form der Mineralisation: Lager, Klüfte.

Nebengestein: Biotit-Chloritschiefer.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Besonderheiten: As- und Sb-Freiheit der Erze des Hochfelds; Lagerstätte Peitingalm führt Fahlerze! Pt- und Pd-Gehalte bis 0,6 ppm (Haidbachgraben).

Typische Vorkommen: Grubalpe, Haidbachgraben (Gaiswand), Hochfeld, Peitingalm (Gamskogel).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GRUNDMANN, G. et al. (1993).

2.3.2.2.3. Sonder- und Leichtmetalle

2.3.2.2.3.1. (Kupfer-)Uranerzbezirk Tauernfenster (Rauris)

Nicht konturiert; ÖK: 154.

Charakteristika: Eine auffallende Häufung von Uranmineralisationen findet sich im südlichen Rauristal. Die Mineralisationen, die vorwiegend lagen- bis linsenförmig ausgebildet sind, sind jedoch nicht an ein einziges definierbares Schichtglied, vielmehr sogar an unterschiedliche Einheiten gebunden. Vererzungen sind sowohl an die Phengitquarzite, Phengitgneise und Arkosegneise der Oberen Schieferhülle (Vorkommen Hopfgartalm, Lechnerhaus, Wustkogel), als auch an dunkle Phyllite, die ebenfalls der Oberen Schieferhülle (Obere Habachformation nach EXNER, Ch; Vorkommen Adlkaralm, Trockenbach) zugeordnet werden können, gebunden. Nach KIRCHNER, E.C. et al. (1983) handelt es sich in erster Linie um durch Metamorphose mobilisierte, dadurch lokal angereicherte schichtkonkordante Uranmineralisationen.
Da die Erzführung (Adlkaralm) auch in Geschiebeblökken auftritt, sind weitere Funde nicht auszuschließen. Im Blockwerk wurde Fourmarierit (sekundäres Pb-U-Hydroxid) nachgewiesen. Weitere gelblich-orange gefärbte lockere Sekundärprodukte sind noch nicht eindeutig zugeordnet.

Form der Mineralisation: linsenförmige Lagen.

Nebengestein: Phengitquarzite, Gneise, Arkosegneise der Wustkogelserie; dunkle Phyllite der Oberen Habachformation.

Alter des Nebengesteins: Permomesozoikum (Wustkogelserie); Jungpaläozoikum (Obere Habachformation).

Besonderheiten: Durch Metamorphose mobilisierte, dadurch lokal angereicherte, schichtkonkordante Uranmineralisationen.

Typische Vorkommen: Adlkaralm, Hopfgartalm, Lechnerhaus (Rauristal), Trockenbach, Wustkogel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: KIRCHNER, E.C. & STRASSER, E. (1983).

2.3.2.2.4. Edelmetalle

Die Edelmetallvorkommen des Tauernfensters lassen sich auf Grund ihrer jeweiligen charakteristischen Gemeinsamkeiten in fünf eigenständige Bezirke untergliedern: Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden – Oberdorf, Golderzbezirk Rauris – Gastein (Tauerngoldgänge), Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden – Schurfspitze, Golderzbezirk Pölla – Maltatal und Golderzbezirk Hirzbach – Schiedalpe – Kloben. Demgegenüber ist das

Goldvorkommen Brennkogel

ein eigenständiges Vorkommen, welches im folgenden daher getrennt behandelt wird.

Charakteristika: Am Ostabhang des Brennkogel-Serpentinitkörpers in der Glocknergruppe setzen mehrere goldführende Quarz-Dolomit-Gänge auf. Der Ultramafit wird als tektonisch abgetrennter Teil eines mesozoischen Ophiolithkomplexes angesehen.
Die Gänge sind an NNW-streichende Verwerfungen gebunden, stehen nahezu saiger, und variieren in ihrer Mächtigkeit zwischen 1 cm und mehreren dm. Die Strukturen sind nur innerhalb des Serpentinitkörpers erzführend, in den den Serpentinit unterlagernden Quarziten hingegen erzleer.
Die Gangfüllung besteht aus teils drusigem, teils feinkörnigem Quarz, Fe-Dolomit und lokal viel Fuchsit. Die Erzparagenese besteht aus silberarmem Freigold und Nickelerzen (Gersdorffit, Millerit, Siegenit).

Form der Mineralisation: Gänge.

Nebengestein: Serpentinit, Antigoritit.

Alter des Nebengesteins: Jura.

Besonderheiten: Die Goldgehalte der insgesamt kleinräumigen und sehr absetzigen Vererzung sind teilweise sehr hoch, und dürften im Durchschnitt 20–30 ppm betragen.
Der vermutliche mittelalterliche Bergbau „Beim Glück“ ging auf diese Goldvererzung um. Davon zeugen noch teilweise offene Stollen und Berghausruinen an der Westflanke des Brennkogel-Nordgrates.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CANAVAL, R. (1926); CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939); PAAR, W.H. (1997); POSEPNY, F. (1880); PREUSCHEN, E. (1936, 1937, 1938).

2.3.2.2.4.1. Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden – Oberdorf

Konturiert; ÖK: 156, 182.

Charakteristika: Die Erzvorkommen vom Typus Schellgaden, der bereits seit den grundlegenden Arbeiten von FRIEDRICH, O.M. (1934, 1935a,b, 1939) von den klassischen Goldvererzungen der Hohen Tauern (Tauerngoldgängen) abgetrennt worden ist, treten fast ausschließlich im Ostabschnitt der Hohen Tauern auf. Die Lagerstätten begleiten den Ostrand der Hochalm-Hafner-Reißeck-Gruppe, und bilden so einen Zug, der sich über 30 km Luftlinie von Muhr im Lungau über Schellgaden, dann Pölla, Katsch- und Maltatal bis N von Spittal a.d. Drau verfolgen läßt. Über 30 Einzelvorkommen sind bekannt. Sie alle wurden zumindest beschürft. Größere Bergbaue bestanden vor allem im Bereich des Stüblbaues, Schulterbaues, Birgecks, der Jägerhalte (alle Salzburg) bzw. S Oberdorf, der Knappenstube, am Maltaberg (Millionenloch) und im Radlgraben bei Trebesing (Kärnten).
Die Goldvererzungen liegen innerhalb präpermischer magmatisch-sedimentärer Abfolgen im penninischen Grundgebirge des östlichen Tauernfensters. Diese Abfolgen werden in diesem Bereich als Storz- und Kar-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

eck-Formation bezeichnet. Sie können als das Alte Dach der im Karbon und Perm intrudierten Granitoide angesehen werden (Zentralgneise des Hölltor-, Rotgülden-, des Gößgraben- und des Hochalmkernes), wie aus den stellenweise noch gut erhaltenen Intrusivkontakten abzuleiten ist.

Storz- und Kareckformation sind lithologisch sehr ähnlich, durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden und vor allem durch den Grad der retrograden alpinen Überprägung unterscheidbar. Die Storzformation setzt sich überwiegend aus Metavulkaniten zusammen, deren Chemismen von basischen über intermediären bis zu sauren Zusammensetzungen reichen. Daneben sind vereinzelt Gabbrokörper erhalten, untergeordnet treten feinklastische Metasedimente (dunkle Glimmerschiefer) auf. Die Metavulkanite werden als kalkalkalische, orogene Abfolge angesehen, deren ursprüngliche tektonische Position in einem Back-arc-Bereich angenommen wird. Die Kareckformation setzt sich aus Amphiboliten, Gneisen und bedeutenden Mengen an Karbonatglimmerschiefern zusammen. Die untersuchten Metavulkanite sind jenen der Storzformation vergleichbar, high-K- und low-K-Typen treten nur sehr untergeordnet auf. In manchen Bereichen (Stüblbau, Schulterbau, Maradlwand) treten größere Mengen an Orthogneisen auf.

Im Gebiet von Schellgaden, dem bedeutendsten Verbreitungsbereich dieses Lagerstättentypus, können mehrere mineralisierte Horizonte unterschieden werden, von denen der Großteil in der Kareckformation und einer in der Storzformation liegen. Der größte Teil der Goldvererzung tritt in konkordanten, cm- bis mehrere dm mächtigen quarzitischen Lagen auf, die in den genannten Horizonten in unregelmäßiger Verteilung und Konzentration vorliegen.

Zwei Erztypen können unterschieden werden:

– konkordante, fein gebänderte Erz-Quarz-„Rhythmite“, mit feinkristallinem „zuckerkörnigem“ Quarz (Quarzmylonit; Schellgaden-Typus s.str.) (Typ 1), und
– subkonkordante Sulfid-Quarz-Lagen mit nesterartiger Erzkonzentration in grobkristallinem Quarz (Typ 2).

Diese Erztypen treten meist gemeinsam auf. Typ-1-Erzquarzite werden vereinzelt von Typ-2-Quarz-Lagen flachwinkelig diskordant durchschlagen. Beide Typen sind meist linsig zerlegt und boudiniert.

Die Nebengesteine sind Gneise (teilweise Orthogneise (!)), karbonatführende Glimmerschiefer, Chloritschiefer (Stüblbau-Barbaralager, Knappenstube) und nur ausnahmsweise Amphibolit.

Zumindest der erstgenannte Typus ist mit den Nebengesteinen alpidisch, möglicherweise bereits voralpidisch deformiert und verfaltet worden. Durch tektonische Verviel-

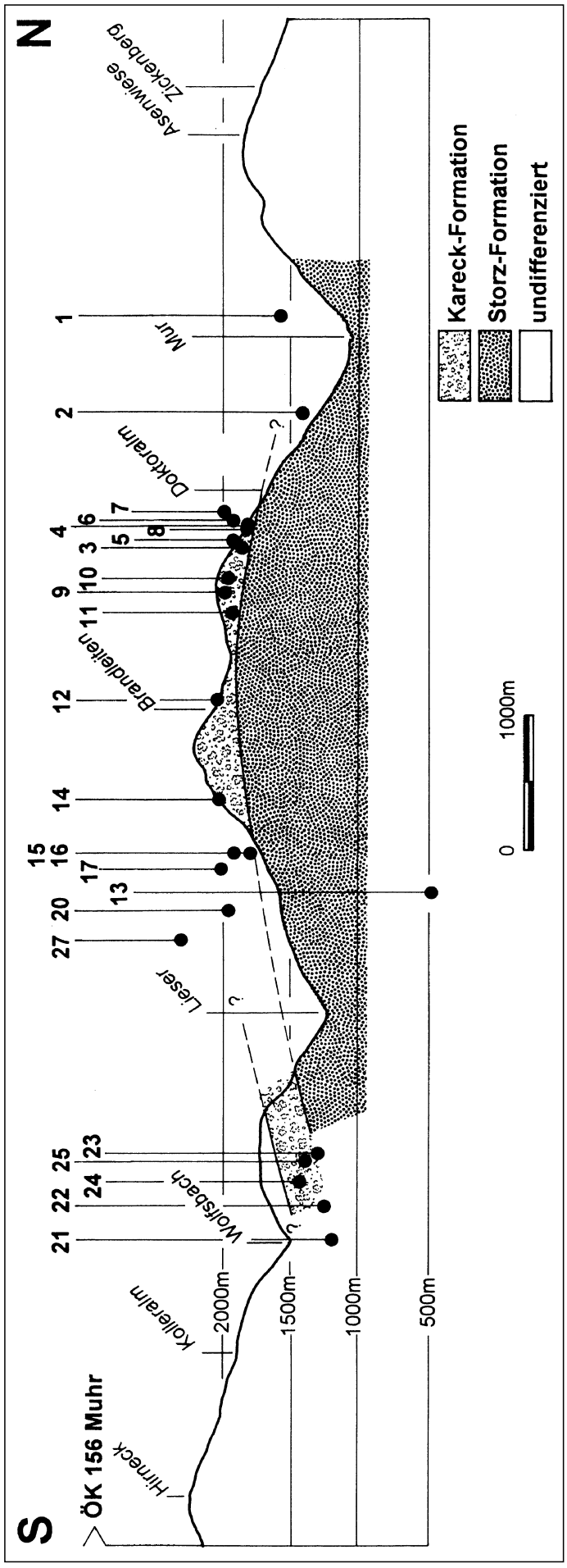


Abb. 246.
Schichtgebundene Au-W-Lagerstätten des Schellgaden-Typus.
Projektion im Einfallen der s-Flächen in ein N–S Profil (Lokation 13°34'12" E Greenwich). Mit wenigen Ausnahmen (1, 2, 13) fallen alle Mineralisationen in die Abschnitte der Kareck-Formation.
Wichtige Einzelvorkommen: 1 = Birgeck; 4 = Stüblbau; 7 = Schulterbau; 12 = Pramleiten; 15 = Knappenstube; 27 = Oberdorf.
Zeichnung: H.P. Steyrer.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fachung (? Faltenscheitel, ? Verschuppung) können Lagermächtigkeiten bis zu einigen Metern vorgetäuscht werden. Ost- sowie untergeordnet südfallende Abschiebungen sind für die Zerstückelung der Erzkörper, die die Form von N–S-verlaufenden Erzlinealen besitzen, verantwortlich.

Zusätzlich zu den konkordanten Mineralisationstypen kommen diskordante NE-streichende Quarzgänge (Typ 3) vor (Stüblbau-Barbaralager, Ramsbacher Baue, Maradlwand), die Sulfide in unregelmäßig-butzenförmiger Konzentration enthalten.

Der Mineralbestand der drei Vererzungstypen ist sehr ähnlich. Die Goldführung der Erze ist auf silberarmes Freigold und geringe Mengen an goldhältigen Telluriden (Nagyagit, Sylvanit, Petzit) zurückzuführen. Die Hauptsulfide sind Pyrit (mit refraktärem Gold ?), Galenit, Chalkopyrit und lokal Sphalerit (Maradlwand). Scheelit ist nur im Lagerstättenhorizont des Stüblbaues (Hangendlager) in größerer Konzentration zugegen. Weitere Goldbegleiter sind in geringen Mengen die Telluride Altait, Melonit, Hessit sowie Tetradymit. Arsenopyrit fehlt.

Turmalin ist ein charakteristischer Begleiter des zweitgenannten subkonkordanten Erztypus.

Form der Mineralisation:
- Typ 1: konkordante Quarzlager mit interner mylonitischer Foliation
- Typ 2: subkonkordante ungeschieferte Quarzgänge
- Typ 3: diskordante subvertikale Quarzgänge.

Nebengestein: Gneise (teilweise Orthogneise [!]), karbonatführende Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Amphibolit (ausnahmsweise).

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum bzw. Karbon–Perm.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 6, 10 und 30 (Abschnitt V.).

Auffällig ist neben der Te-Führung, daß die Korrelation Sb/Bi in ihrer Regression jener der Tauerngoldvererzungen entspricht.

Die Bleimodellalter geben einen Hinweis auf eine voralpidische Anlage, wobei zunächst auch ein prävariszisches Alter nicht auszuschließen ist (siehe Kap. V.).

Besonderheiten: Arsen- und nahezu bismutfreie Erze, hoher Anteil an Freigold (wenig refraktäres Gold).

Typische Vorkommen: Birgeck (Birkeck), Brandleiten (Pramleiten), Dornbach, Goslitzbach (Liesertal), Jägerhalt, Lasörn, Maradlwand, Millionenloch, Oberdorf bei Rennweg, Radlgraben (Klausengrube), Schulterbau, Stüblbau Schellgaden, Silberloch, Zanaischg (Knappenstube, Ramsbach).

Weitere Lokalitäten: Mayerhoferstollen (Goldriegel), Klausgraben, Mayrhofalm, Sigmundstollen, Leonhardistollen, Windgrube, Schelchwand, Köhlerstollen, Walischkar, Schlipfloch, Kalvarienbergstollen, Faschaun, Zlating (Sparberbühel), Altersberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: AMANN et al. (1997); FRIEDRICH, O.M. (1939); HÖLL, R. (1975); HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976); PAAR, W.H. (FWF-Projekt: P 10275 GEO); RONACHER, E. (1997); SCHULZ, O. (1986); TISCHLER, S.E. & UCIK, F.H. (1979).

2.3.2.2.4.2. Golderzbezirk Rauris – Gastein (Tauerngoldgänge)

Konturiert; ÖK: 154, 155.

Charakteristika: Die Tauerngoldgänge dieses bedeutsamsten Goldbergbau-Bezirkes der gesamten Hohen Tauern sind jungalpidisch gebildete, strukturkontrollierte Edelmetall-Mineralisationen, die ihr Hauptverbreitungsgebiet im Bereich der Sonnblickgruppe besitzen. Sie setzen überwiegend in den variszischen Granitoiden (Zentralgneis) auf, durchschlagen aber auch lokal

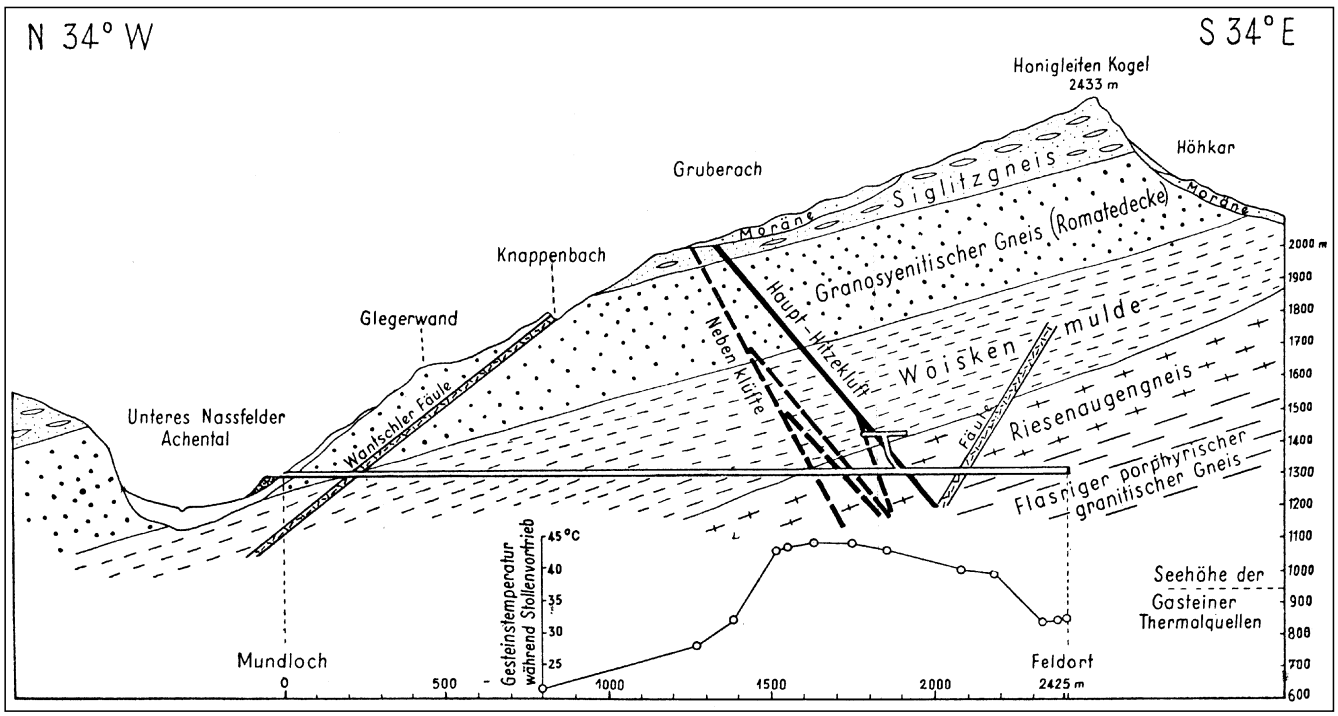


Abb. 247.
Profil längs der Stollenachse des Radhausberg-Unterbaues mit Eintragung der von K. ZSCHOCKE gemessenen Gesteinstemperaturen während des Stollenvortriebes.
Aus EXNER, C. (1950).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

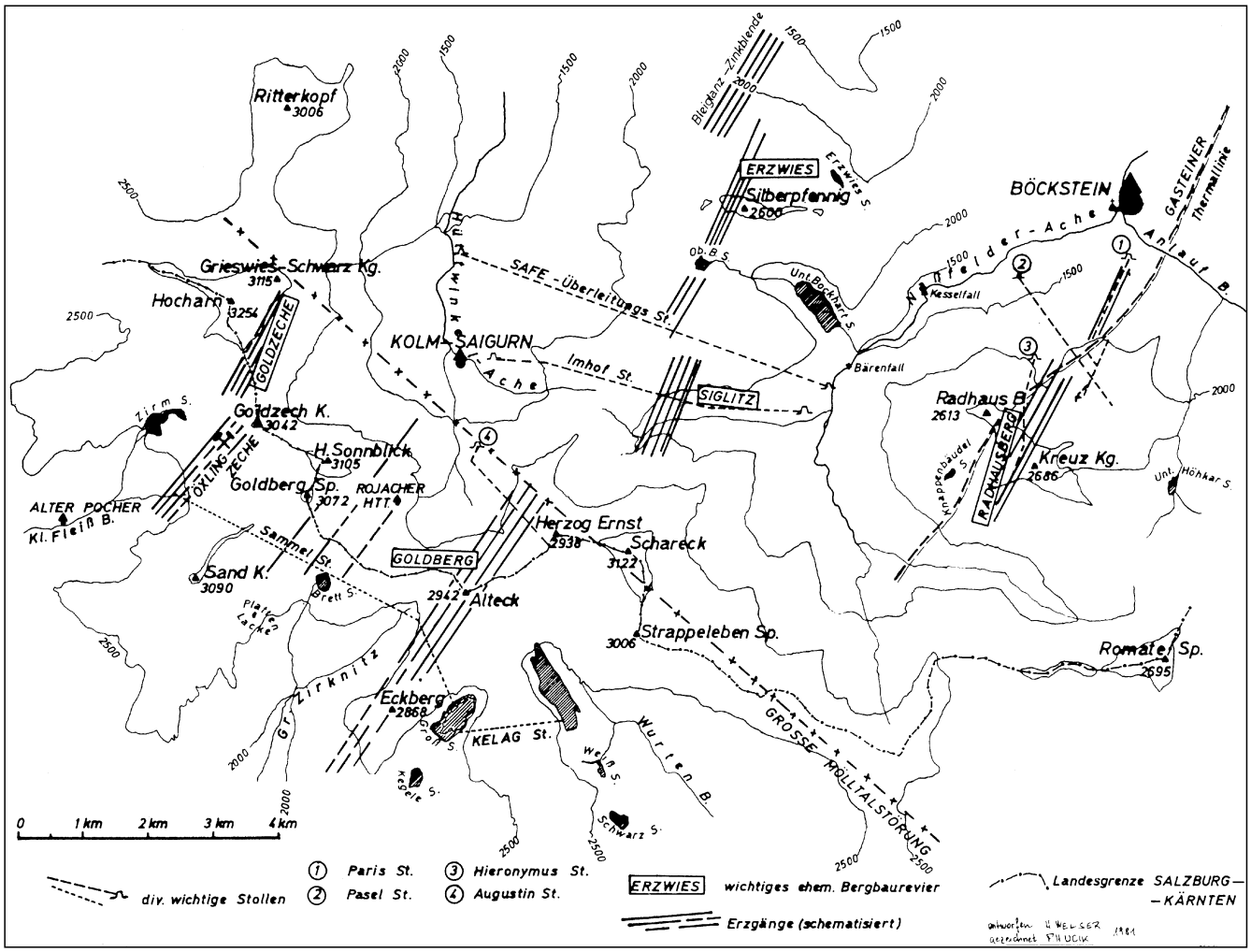


Abb. 248.
Position der Tauerngoldgänge in den ehemaligen Gasteiner, Rauriser und Oberkärntner Bergbaurevieren.
Nach WELSER, H. (1981).

darüberlagernde Metasedimente (teilweise Marmore) jurassischen Alters (Erzwies-Silberpfennig). Relativ kleinräumig sind hierher gestellte, teilweise freigoldreiche Vererzungen in Amphiboliten des oberen Wurtentales, die mit Abfolgen der Habachformation parallelisiert werden.

In den Hauptrevieren des Radhausberges, von Siglitz-Pochkar (= Bockhart)-Erzwies, des Hohen Goldberges und der Goldzeche sind die goldführenden Strukturen im Streichen auf 2–7 km bei einer Teufenerstreckung von über 1000 m (Siglitz-Erwies-Revier) nachgewiesen. Der Großteil der goldführenden Sprödstrukturen streicht NNE und ist gelegentlich über linkslaterale Relaisstrukturen verbunden. Sie treten am Ende der Mölltalstörung, einer NW–SE-streichenden dextralen Blattverschiebung, gehäuft auf. Dies wird nach KURZ, W. et al. (1994) als Ausdruck der Aufnahme eines Teiles der Blattverschiebung in Form von Dehnungsstrukturen im Endbereich dieser Störung erklärt. Die Strukturen sind diskontinuierlich mineralisiert, wobei bauwürdige Erzkonzentrationen auf Erzfälle variabler Dimensionierung mit zumeist steil eintauchenden Achsen beschränkt sind (= „pinch and swell structure“).

Die Alteration der Erznebengesteine (Gneise, Marmore, selten Amphibolite) ist im Hangenden und Liegenden der Gänge auf kaum mehr als einen Meter Entfernung nachweisbar. Sie umfaßt Serizitisierung, Silifizierung, Pyritisierung und selten eine schwache Propylitisierung. K/Ar-Datierungen an Alterationsseriziten des Siglitz-Revieres ergaben ein Alter von 27 Ma.

Die Mineralogie der Tauerngoldgänge wird durch Arsenopyrit, Pyrit, Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und den Gangarten Quarz sowie Karbonaten der Mischkristallreihen Dolomit-Ankerit bzw. Magnesit-Siderit dominiert. Die Edelmetallträger sind Gold-Silber-Legierungen von stark schwankendem Chemismus (ged. Gold-Elektrum) und Ag-Pb-Sb- sowie Ag-Pb-Bi-Sulfosalze. Bismut- und/oder tellurhältige Phasen (Tetradymit, Hessit) und Cobaltin sind charakteristische Anzeiger einer Goldführung der Erzgänge und typische Komponenten in den goldreichsten Erztypen („Glaserz“).

Die Kristallisation der Erz- und Gangartminerale erfolgte in Hohlräumen (open space fillings). Dafür sprechen symmetrisch oder asymmetrisch gebänderte, kamm- und kokardenartige Texturen. Drusen sind vor allem in den oberflächennahen Gangabschnitten verbreitet. Primäre Teufenunterschiede äußern sich durch oberflächennähere silberreiche Pb-(Sb-)Zn-Paragenesen, die mit zunehmender Teufe in goldbetonte Pyrit-Arsenopyrit-Mineralisationen übergehen.

In Bereichen des Baukarschartls und der Erzwiese werden von den Gold-Quarz-Gängen die über den Granitgneisen lagernden karbonatischen Gesteine der Angertalserie durchschlagen, in der schon primär erhöhte

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

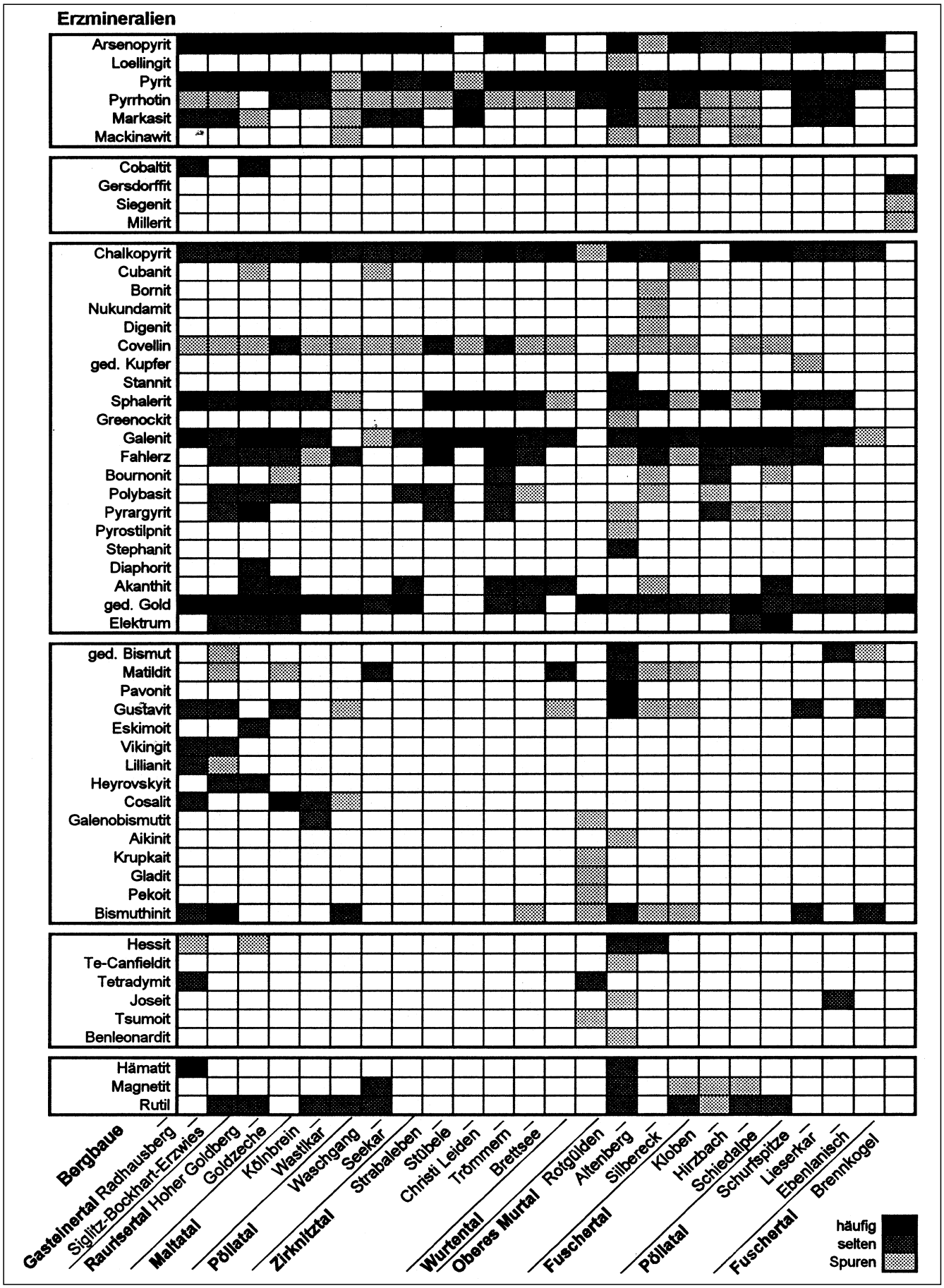


Abb. 249.
Erzmineralbestand und Häufigkeit der jungalpinen strukturkontrollierten Gold-Silbervererzungen des Tauerngold-Typus.
Aus PAAR, W.H. (1996; graphische Gestaltung: R. SEEMANN; Zeichnung: H.P. STEYRER).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

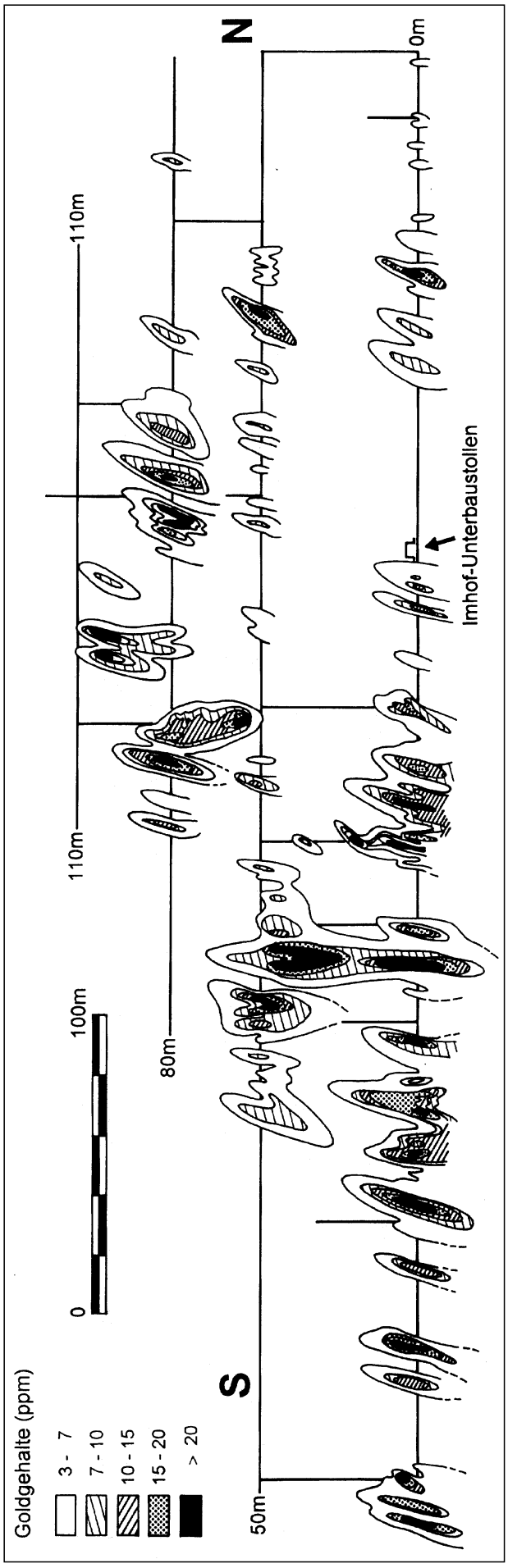


Abb. 250.
Goldverteilung entlang der Gangfläche des Kupelwiesergangs, Siglitz-Unterbau (Imhof-) Stollen, Gasteinertal.
Die Goldgehalte sind auf eine Erzmächtigkeit von 1 m bezogen.
Aus PAAR, W.H. (1996); Zeichnung: H.P. STEYRER.

Konzentrationen an Fe-Mn-Zn-Cu in Dolomitschiefern nachweisbar sind. Durch topomineralische Beeinflussung und Lateralsekretion erfolgte eine auffällige Parageneseänderung der Gangmineralisation mit nunmehr Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrit und überwiegend karbonatischer, teilweise manganreicher Gangart (VAVTAR, F., 1982).

Sekundäre Teufenunterschiede mit sehr hohen Goldgehalten in den geringmächtigen und fast immer bereits abgebauten Oxidationszonen sowie kaum entwickelte Zementationszonen sind andeutungsweise vorhanden.

Wie das Studium der Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz zeigt, wurden die Lagerstätten durch Fluide mit hohen CO_2 -Gehalten und niedriger bis mäßiger Salinität gebildet.

Für das Lagerstättengebiet Siglitz – Bockhart – Erzwies wurden Salinitäten (Gew.-% NaCl äquiv.) von 2–3 bzw. 6,2±1,6 (POHL, W. & BELOCKY, R., 1994), für den Bereich der Goldzeche, des „Sonnblicks“ 4,9–17 (im Durchschnitt 9,6±3,7) (REDEN, G. & GÖTZINGER, M.A., 1991) und in einer detaillierten Studie der Goldzeche 1–11 (ROBL, K. & PAAR, W.H., 1994) ermittelt.

Für die Lagerstättengebiete Erzwies, „Sonnblick“ und Goldzeche werden von REDEN, G. (1991) und REDEN, G. & GÖTZINGER, M.A. (1991) Bildungstemperaturen von 320°–340°C (200–350 bar) angegeben. POHL, W. & BELOCKY, R. (1994) ermittelten für die Siglitz (Imhof-Unterbau) 370°–420°C für die goldbetonte Arsenopyrit- und 200°–260°C für die silberdominierte Buntmetallparagenese. Die höheren Werte stehen in guter Übereinstimmung mit Bildungstemperaturen (365°–410°C), die von FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1991) unter Anwendung des Arsenopyrit-Geothermometers an Gold-Arsenopyrit-Proben des Trömmern (südliche Goldberggruppe) ermittelt wurden. In einer detaillierten Fluid-inclusion-Studie an Erzen der Goldzeche durch ROBL, G. & PAAR, W.H. (1994) wurden 310°–380°C (0,7–1,1 kb) für eine goldführende und arsenopyritbetonte, 275°–310°C (1,1–1,35 kb) für eine besonders gold- und bismutreiche Paragenese („Glaserz“) und 190°–230°C für silberreiche und karbonatgebundene Galenit-Sphalerit-Erze bestimmt.

Kohlenstoffisotopendaten deuten auf eine Ableitung des CO_2 aus dem Mantel, z.T. vielleicht auch aus metamorphen Fluiden der tiefliegenden penninischen Serien hin. Das Wasser ist isotopisch heterogen, was durch Mischung von absinkendem Oberflächenwasser mit metamorphem Tiefenwasser erklärt wird.

Nach den Untersuchungen von POHL, W. (1992) und POHL, W. & BELOCKY, R. (1994) wird dieser Typus alpiner Goldlagerstätten zu den metamorphogenen Bildungen gezählt. Es wird demnach angenommen, daß es entlang tiefreichender Bruchstrukturen zur Ausbildung hydrothermaler Konvektionszellen nach dem Modell des „retrograde leaching“ gekommen ist, an dem meteorische Wässer und metamorphogene Fluide beteiligt waren.

Form der Mineralisation: Quarzgänge in Scherzonen und Störungen, taschen- und schlauchförmige Erzfälle („pinch and swell structure“).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nebengestein: Zentralgneis, Metasedimente und (untergeordnet) Metavulkanite.

Alter des Nebengesteins: Karbon (Gneise), Jura–Kreide (Metasedimente), Präkambrium (Metavulkanite im Wurtental).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 6, 7a, 16a, 22, 24, 27, 29, 30, 31 und 35 im Abschnitt V.
Die Bleiisotopenmodellalter lassen zwei statistische Gruppen erkennen: Im Zentralgneis um rund 280 Ma, in den Gangvererzungen radiogenes Blei. Das Blei muß folglich aus zwei getrennten Mineralisationsprozessen stammen (alte Anlage?).
Die Sulfidschwefelwerte liegen um $\delta^{34}S = 0$. Die Erzlösungen enthielten kein Meerwassersulfat. Die Homogenität der Schwefelisotopen ist auch für metamorphe Lösungen typisch. Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenwerte zeigen das Verteilungsbild von Gangvererzungen mit Mischung von Wässern (Abb. 358).

Besonderheiten: Den Nachhall der diskordanten alpidischen Goldvererzung bildet eine jüngere, erzleere Fluorit-Desmin-Mineralisation in Klüften. Im Radhausberg-Unterbaustollen (Paselstollen) ist eine späthydrothermale Kluftmineralisation mit Blätterspat, Fluorit, Zeolithen und Uransilikaten aufgeschlossen. Rezente Bildungen sind uranhältiger Glasopal, Uransulfat- und -karbonatminerale.
An die Reaktivität der Hydrothermen erinnert das Thermalwasser von Bad Gastein, ein Wasser meteorischer Herkunft mit 40°C, 5 mg/l F und 75 mg H_2SiO_3 mit einer Verweildauer von rund 3600–3800 Jahren. Die Thermalquellen scheiden Mangan-Eisenhydroxidschlämme („Reissacherit“) aus, die Radium, Thorium sowie die charakteristischen Metalle der Tauerngoldvererzung (Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, As, Sb, Bi, Ag und Au) und Spurenelemente des Gesteinsmilieus konzentrieren.

Typische Vorkommen: Bockhart-Unterbau, Eckkopf, Erzwies – Silberpfennig, Goldzeche, Grieswies – Schwarzkogel, Herzog Ernst, Hoher Goldberg, Kolm-Saigurn (Neubau), Naßfeld, Niedere Scharte, Obere Brettbaue, Pilatussee (= Brettsee), Radhausberg, Rojacher Hütte, Siglitz, Strabaleben, Trammern, Untere Brettbaue.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BERGMAIR, M. (1991); CANAVAL, R. (1896, 1920); HABERLANDT, H. & SCHIENER, A. (1951); FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1991); HITZENBERGER, H. (1980); PAAR, W.H. (1997; in Druck); POHL, W. & BELOCKY, R. (1994); POSEPNY, F. (1880); REDEN, G. (1991); REISSACHER, K. (1848); SCHULZ, O. (1986); VAVTAR, F. (1982).

2.3.2.2.4.3. Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden – Schurfspitze

Konturiert; ÖK: 156.

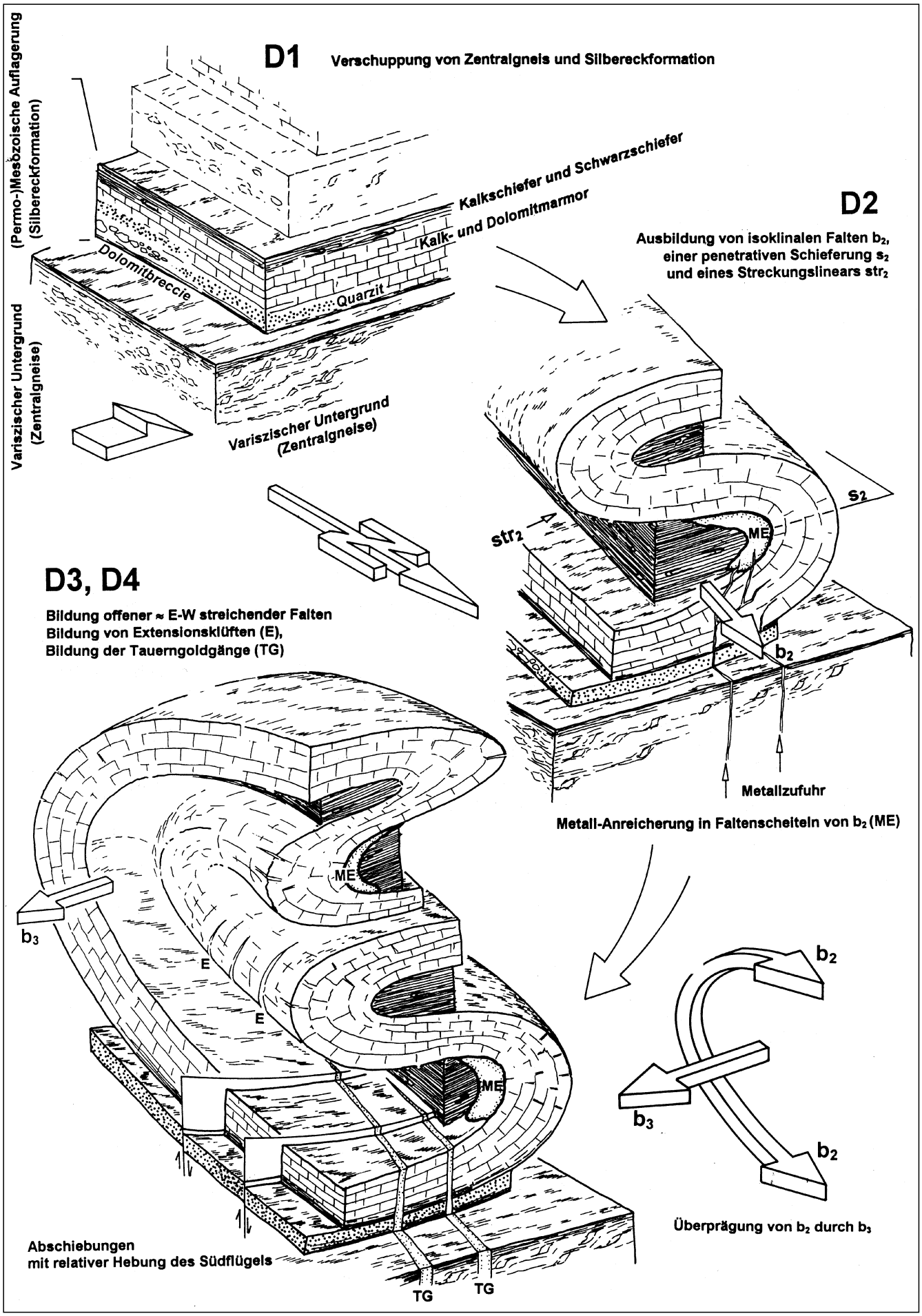
Charakteristika: Die Gold-Silber-Arsen-Kupferlagerstätten des „Rotgülden-Typus“ sind an Metasedimente der Silbereckserie nahe dem Ostrand des Tauernfensters gebunden. Sie stellt eine autochthon auf dem Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes auflagernde Schieferhülle permomesozoischen Sedimentationsalters dar. Die primäre Mächtigkeit dieser Serie beträgt einige hundert Meter. Tektonisch ist sie stellenweise auf über 1000 m angeschoppt, örtlich auch auf nur wenige Meter reduziert. Sie umfaßt (vom Liegenden zum Hangenden) Quarzite, Dolomit- und Kalkmarmore sowie Bündnerschiefer mit Einschaltungen von Schwarzphylliten, Kalkglimmerschiefern und Grüngesteinen.
Der Gesteinsinhalt der Silbereckserie ist zerschert und in die Zentralgneise des östlichen Tauernfensters eingefaltet. Die Deformation und Metamorphose der Gesteine ist alpin. Vier Deformationsphasen, davon drei sichere Verfaltungsphasen, sind nach neueren Untersuchungen unterschieden worden (HORNER, H., 1993; HORNER, H. et al., 1997).
Die Metamorphose erreicht im Norden der Silbereckserie die beginnende, im Süden die mittlere Amphibolitfazies mit Drucken über 5 kb und Temperaturen oberhalb von 540°C.
Die edelmetallführenden und arsenopyritbetonten Vererzungen lassen sich aus strukturellen Gründen i.w. vier Mineralisationstypen zuordnen.

1) Metamorphe, brekcciierte Erze in Scherzonen;
2) Erze in Zerrklüften;
3) Replacement-Erze; und
4) Erze in Abschiebungen.

Die Erze des Typus 1 (mit Arsenopyrit, Pyrrhotin) treten ausschließlich im Kontaktbereich Marmor-Glimmerschiefer auf, und sind in chloritführenden Schiefern eingelagert. Derartige Vererzungen treten in Rotgülden, im Gfrererkar und der Schurfspitze auf. Besondere Erzkonzentrationen, vor allem die höchsten Edelmetallgehalte (Au + Ag) finden sich in Faltenkernen (D_2 -Falten), und können daher als „saddle reefs“ klassifiziert werden. Die Mineralogie dieses Typus ist komplex. Ein Großteil des Goldes und der Silbermineralisation ist an Chalkopyrit gebunden. Die Silberträger sind Gustavit, Matildit, Freibergit, Pyrargyrit, Polybasit und Stephanit. Zinn-, tellur-, selen- und kadmiumhaltige Phasen sind in geringen Mengen charakteristisch für den Bereich der Veredelungszonen (Stannin, Canfieldit; Hessit, Benleonardit; Se-Joseit; Greenockit [!]).
Mineralisierte Zerrklüfte und Scherextensionsklüfte (Typus 2) kommen vor allem in Marmor vor, und zeigen En-echelon-Anordnung. Die Haupterze sind Chalkopyrit, Pyrit, Sphalerit, Karbonate und Quarz. Gediegen Gold und Silbererze sind an Galenit gebunden.
Metasomatische Verdrängungserze (Typus 3) bilden unregelmäßig geformte, teilweise podiforme Hohlraumfüllungen in Marmoren. Die Deformation der Erze ist generell jünger als jene der beiden anderen Erztypen. Die Mineralparagenese entspricht jener der metamorphen Erze. Gediegen Gold kommt in kleinen Einschlüssen in Pyrit und/oder Arsenopyrit vor.
Die Erze in Abschiebungen (Pyrit, Arsenopyrit, wenig Chalkopyrit) treten an der Grenze von kompetenten und inkompetenten Lagen auf und wurden an einigen Stellen des Pöllatales beschürft.
Generell kann für den Erztypus 1, teilweise auch für 2–4, eine Kristallisationsfolge angenommen werden, die mit der Abscheidung von Arsenopyrit-Pyrrhotin-Pyrit (±ged. Gold, Bismuthinit, Gustavit) beginnt (Phase 1). Die Bildungstemperaturen können aufgrund des Arse-

Abb. 251. ►▷►
Erzgenese von Gold-Silber-Arsen-Lagerstätten des Rotgülden-Typus in Beziehung zur Deformationsgeschichte der Silbereckformation.
Die Konzentration der edelmetallführenden Erze erfolgt in Faltenscheiteln (saddle reefs), als Zufuhrkanäle kommen den Tauerngoldgängen vergleichbare Strukturen im unterlagernden Zentralgneis in Betracht.
Entwurf: HORNER, H. & STEYRER, H.P.; Zeichnung: STEYRER, H.P. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nopyrit-Geothermometers mit 370±10°C angenommen werden. Die darauffolgende Mineralisationsphase (Phase 2) ist durch das Auftreten von Hochtemperatur-Chalkopyrit (mit Entmischungen von Stannit, Sphalerit und Cubanit), Ausfällung bismutreicher Phasen (Gustavit, Pavonit, Bismuthinit, ged. Bismut) und der Hauptmenge zunehmend silberreicheren Goldes charakterisiert. Das Fehlen von Maldonit, Au_2Bi, stabil bei bzw. oberhalb von 373°C, und die Mineralassoziation Canfieldit – Pyrrhotin – ged. Bismut – Chalkopyrit – Stannit sind Indizien für Sulfidbildung zwischen 331 und 334°C. Die daran anschließende Ausfällung antimonreicher Phasen, wie Sb-Gustavit, Freibergit, Stephanit, Pyrargyrit und Pyrostilpnit erfolgte bei Temperaturen unterhalb 197–192°C. Die finale Phase der Erzabscheidung ist durch das Auftreten von Tieftemperatur-Chalkopyrit (ohne Entmischung von Hochtemperatur-„Anzeigern"), bismutarmem Galenit, eisenarmem Sphalerit und wenig Gold bestimmt.

Drei Typen von Flüssigkeitseinschlüssen kommen im Quarz vor. Die Homogenisierungstemperaturen der Gruppe 1 + 2 betragen 357–388°C, jene der Gruppe 3 204–249°C. Die Salinitäten variieren zwischen 3,1–4,2 (1 + 2) und 5–5,5 Gew.-% NaCl äquiv. (3). Die höheren Temperaturen können mit der Arsenopyrit-Abscheidung (Erztypen 1–4), die niedrigeren mit dem Mineralisationstypus 2 korreliert werden (HORNER, H. et al., 1997).

Form der Mineralisation: Massive Erze am Kontakt von Marmor und chloritisierten Schwarzschiefern; gangförmig, stockwerksartig und imprägnativ; metasomatische Verdrängungskörper.

Nebengestein: Marmore, Chloritschiefer.

Alter des Nebengesteins: Jura.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 6, 7a, 30 im Abschnitt V.

Die Modellalter der Bleiisotopen sind ebenso negativ wie die der diskordanten Vererzungen der Schieferhülle der Tauerngoldgänge. Dies ist ein Beweis für ein alpidisches Alter der Erzmineralisation.

Besonderheiten: Die z.T. sehr reiche Edelmetallführung (Au, Ag) der Lagerstätten verdient Beachtung! Die Chalkopyrit-Derberze in Sattelstrukturen des Bergbaues Rotgülden enthalten im Durchschnitt 8 ppm Gold und 500 ppm Ag (Mittelwert über eine ca. 6 m mächtige Zone). Die Erzkörper sind aber relativ klein (unter 30.000 t) und die Edelmetallgehalte i.a. unregelmäßig verteilt.

Die Korrelation von Au mit Σ (Ag+Pb+Bi) ist extrem positiv, jene mit As nicht deutlich.

Typische Vorkommen: Ebene Lanisch (Öden Lanisch), Gfrererkar, Lieserkar, Rotgülden, Schurfspitze, Silbereck.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HORNER, H. (1993); HORNER H. et al. (1997); LANG, M. & WEIDINGER, J. (1989); PAAR, W.H. (1993).

2.3.2.2.4.4. Golderzbezirk Pölla- und Maltatal

Konturiert; ÖK: 156.

Charakteristika: Die goldführenden Arsenopyrit-Vererzungen dieses Bezirkes sind dem Typus der Tauerngoldgänge zuzuordnen. Wie im Rauris – Gasteiner Raum handelt es sich auch hier um strukturkontrollierte Vererzungen von allerdings wesentlich geringerer Größe und damit nur untergeordneter wirtschaftlicher Bedeutung. Die Erzgänge setzen in Granit- bis Granodioritgneisen und Migmatiten auf, und halten im Streichen kaum mehr als 100 bis 200 m an. Eine Ausnahme bildet die beschürfte Vererzung im Kölnbreinkar, die sich (im Streichen) über mehrere Hundert Meter nachweisen läßt.

Die an Edelmetallen reichsten Erze sind an bismutreiche Galenit-Paragenesen mit Ag-Cosalit und Galenobismutit gebunden und entsprechen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung dem Glaserz des Rauris – Gasteiner Gebietes.

Form der Mineralisation: Quarzgänge in Scherzonen, Verwerfungen; taschen- und schlauchförmige Veredelungszonen.

Nebengestein: Zentralgneis, Migmatite.

Alter des Nebengesteins: Karbon.

Besonderheiten: kleinräumige und stark absetzige Vererzungen.

Typische Vorkommen: Kölnbreintal, Lanisch – Seekar, Waschgang.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: PAAR, W.H. (1994); PAAR, W.H. (1995/96).

2.3.2.2.4.5. Golderzbezirk Hirzbach – Schiedalpe – Kloben

Konturiert; ÖK: 153, 154.

Charakteristika: An der Nordflanke des Hirzbach-Mittellaufes westlich Fusch, des Brennseitgrabens sowie am Kloben sind edelmetallführende Quarz-Karbonatgänge an ein System steilstehender und generell N-streichender Strukturen gebunden. Die Gold- und Silberführung der daran geknüpften Vererzung war Gegenstand eines ausgedehnten historischen Bergbaues.

Die Erznebengesteine werden durch kohlenstoff- und chloritreiche Muskovitphyllite („Rauriser Phyllite"), sowie Kalkglimmerschiefer, Quarzite und mindestens zwei Arten von Metabasiten gebildet, welche insgesamt als Bestandteile der Bündnerschiefer-Serie einzuordnen sind.

Die Metabasite (Typus 1 = Prasinite) S des Hirzbaches (Streicheck) besitzen deutlichen MORB-Charakter und bilden somit einen Bestandteil des ophiolithischen Iler Zuges an der Nordabdachung des mittleren Tauernfensters. Die N des Hirzbaches ausschließlich untertägig im Bergbau auftretenden Metabasite (Typus 2) mit überwiegend tuffitischem Charakter zeigen einen deutlichen Trend zu Intraplattenchemismen und bilden wahrscheinlich eine untertägige westliche Fortsetzung des vor allem im Ostabschnitt des Tauernfensters auftretenden Iller Zuges.

Innerhalb der unmittelbaren Kontaktbereiche (max. 1,5 m) obiger Nebengesteine mit den Gangstrukturen sind schwach ausgeprägte Alterationserscheinungen, wie Silifizierung, Pyritisierung und lokal Propylitisierung, nachzuweisen.

Die Erzführung tritt sehr unregelmäßig auf („pinch-and-swell"-Strukturen). Bauwürdige Erzkonzentrationen sind in Form steil einschiebender Adelzonen ausgebildet.

Die Erzparagenese besteht aus einer relativ älteren goldbetonten Mineralisation (mit Pyrit, Arsenopyrit) und einer darauffolgenden silberreichen Buntmetallassoziation (Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und Ag-Tetraedrit). Ged. Gold tritt in Pyrit in zwei Generationen auf:

1) in Form 20–30 μm großer isogenetischer silberarmer Tröpfchen, meist in geschonten Pyritpartien, und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

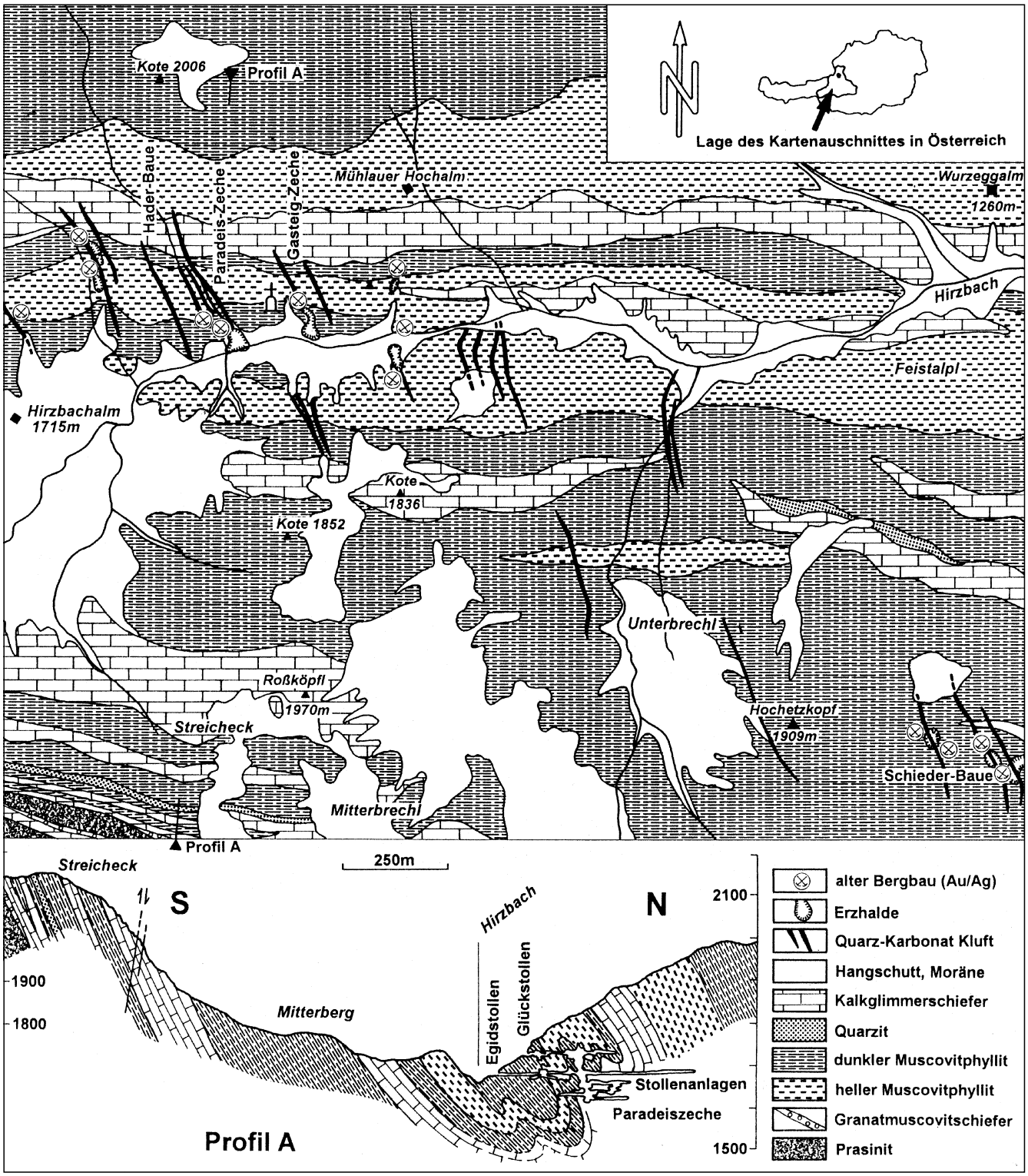


Abb. 252.
Geologie tektonisch kontrollierter Gold- Silber-Lagerstätten des Hirzbach-Schiedalpe-Kloben-Typus in der Bündnerschiefer-Formation.
Nach BRANDMAIER, P., (1989); Zeichnung: H.P. STEYRER.

2) in max. 5–10 μm großen silberreichen Aggregaten in Assoziation mit Chalkopyrit und Galenit in kataklastischem Pyrit.

Selten tritt Freigold in der karbonatischen Gangart und staubförmig in stark oxidierten oberfächennahen Gangpartien auf.

Die Silberträger in Galenit sind Ag-Tetraedrit, Pyrargyrit und Polybasit.

Form der Mineralisation: diskordante Gänge.

Nebengestein: Metasedimente (Rauriser Phyllite, Kalkglimmerschiefer, Quarzite) und Metabasite der Bündner Schiefer.

Alter des Nebengesteins: Jura–Kreide.

Besonderheiten: Siehe auch Tab. 6 (Abschnitt V.). Der Sulfidanteil der Gänge ist sehr gering. Ged. Gold ist fast ausschließlich mit Pyrit und Galenit assoziiert. Die Bergbau-Gesamtproduktion der im Durchschnitt 7,5 ppm Gold und 90 ppm Silber haltenden Erze dürfte

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

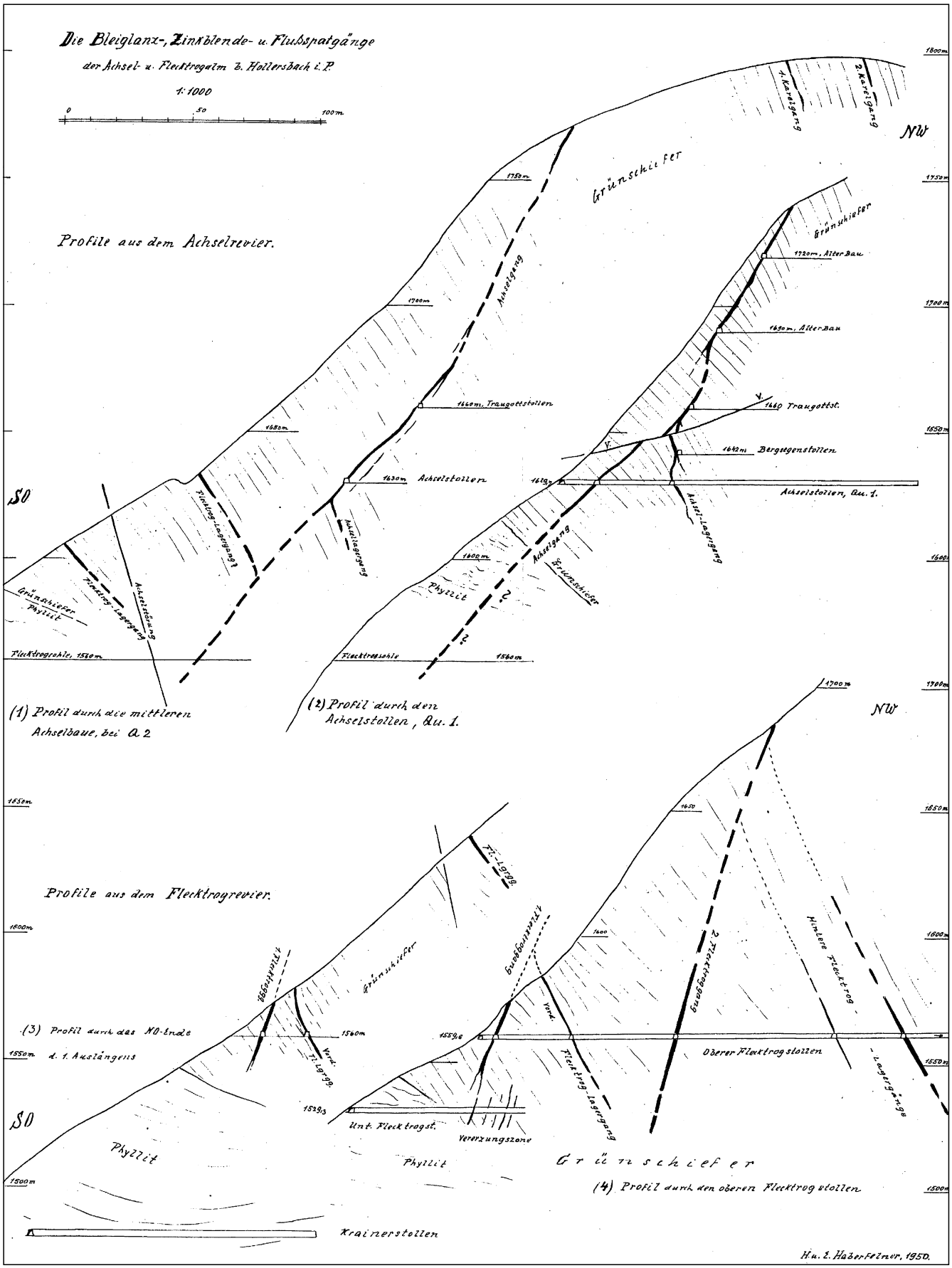


Abb. 253.
Profile durch die Flußspat-Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Achselalm.
Aus HABERFELNER H. &. E. (1950).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

für alle Reviere zusammen maximal einige hundert Kilogramm Gold und das (?) 10–15fache an Silber betragen haben.

Typische Vorkommen: Hirzbach, Schiedalpe, Weichselbachgraben, Kloben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRANDMAIER, P. (1989); POSEPNY, F. (1880).

2.3.2.2.5. Industrieminerale

Mehrere Gipsvorkommen östlich des Iseltales (Glanzer Berg, Ködnitztal) zählen offensichtlich zum Keuper und fügen sich problemlos in die altersmäßig vergleichbaren Vorkommen der zentralalpinen Fazies ein.

Talk- und Asbestmineralisationen, die örtlich auch Gegenstand eines Bergbaues waren (Kolbnitz, Zederhaustal, Judendorf), treten in der Matreier Schuppenzone in Zusammenhang mit Serpentiniten und Chloritschiefern auf. Eine Reihe von gleichartigen Mineralisationen ist an die Grüngesteinsabfolgen der Oberen Schieferhülle gebunden. Sie wurden zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt. Das

Fluorit-Galenit-Sphaleritvorkommen Achselalm

stellt ein bedeutendes Einzelvorkommen dar, welches im Folgenden beschrieben wird.

Charakteristika: Die Vererzungen der Achselalm befinden sich am Nordrand der mittleren Hohen Tauern an der orographisch linken (westlichen) Seite des Hollersbachtales ca. 5 km W von Mittersill. Die zwischen 1600 und 1800 m SH explorierte Lagerstätte besteht aus stark absetzigen, mit Fluorit, Sphalerit und Galenit mineralisierten Quarz-Calcit-Gängen. Diese setzen in Scherzonen eines stellenweise scheelitführenden Metadiorits („High-K"-Diorit) auf, dessen Zugehörigkeit zur Habachformation angenommen wird.

Die Vererzungen wurden in zwei Revieren, dem Achsel- und dem Flecktrogrevier, mit Unterbrechungen bis 1944 beschürft. Im Achselrevier sind zwei Gänge, im Flecktrogrevier ist ein Erzgang vorhanden. Sie streichen NE–SW und fallen meist steil nach SE ein, können aber auch nahezu saiger stehen. Die Gangmächtigkeiten variieren sehr stark zwischen wenigen cm bis zu 1,5 m. Die Intensität der Vererzung ist von der Gangmächtigkeit unabhängig. Im Bereich größerer Fluoritkonzentrationen ist das Nebengestein alteriert. Als Umwandlungsprodukte treten Kalifeldspat, Muskovit und Pyrit auf.

Die Erzparagenese setzt sich aus überwiegend Fluorit, Sphalerit und Galenit zusammen, untergeordnet wurden Pyrit, Arsenopyrit und Chalkopyrit sowie Greenokkit nachgewiesen. Dunkelbrauner Sphalerit enthält bis 0,46 Gew.-% Cd. Die sicheren Vorräte betragen rund 35000 t Fluorit, 900 t Blei und 2000 t Zink.

Form der Mineralisation: Gänge.

Nebengestein: Metadiorit.

Alter des Nebengesteins: (?) Altpaläozoikum.

Isotopenwerte: Bleiisotopendaten deuten auf ein spätvariszisch-frühalpidisches Alter! (Tab. 30, Abschnitt V.).

Besonderheiten: Die Lagerstätte ist vermutlich präalpidisch angelegt. Während der alpinen Orogenese wurde sie deformiert und erfuhr eine intensive metamorph-hydrothermale Überprägung.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CARL, R.R.B. (1988); KWASNITSCHKA, U. (1983); LEITMEIER, H. (1936); UNGER, H.J. & KREIS, H.H. (1971); WALSER, P. (1977).

2.3.2.2.5.1. Talk-Asbestbezirk der Tauernschieferhülle und der Matreier Schuppenzone

Nicht konturiert; ÖK: 124, 149, 150, 152–157, 177–178, 180–182.

Charakteristika: Die Serpentinit-Ophiolithabfolgen der Tauernschieferhülle sowie der Matreier Schuppenzone führen an zahlreichen Stellen (Klein-)Vorkommen von Talk, Talkschiefer und Asbest. Die Talk- und Talkschiefervorkommen sind zumeist durch wertmindernde Minerale (Asbest, Dolomit, Magnesit, „Breunnerit", Chlorit) durchsetzt. Die (wertbestimmende) Faserlänge der Asbeste beträgt wenige cm, örtlich wird von Faserlängen bis zu 20 cm berichtet (Gösles-Wand/Osttirol).

Talkvorkommen sind örtlich auch im Grenzbereich zwischen kristallinem Kalk und verquarztem Dolomit entwickelt (Litzldorf).

Die äußerst absetzigen Vorkommen treten einerseits in Kluftform, andererseits auch in Form von bis zu mehreren Meter mächtigen Lagern und Linsen auf. Einige dieser Vorkommen wurden in der Vergangenheit auch bergbaulich genutzt (Hüttschlag, Judendorf, Laderding-Alm, Mayerhofen (Hollenzen). Insbesondere wurden die Talkschiefervorkommen zur Gewinnung von Gestellsteinen (Ofensteine) genutzt.

Nahezu allen Vorkommen ist gemein, daß sie in unmittelbarer Nähe von Störungszonen liegen (z.B. Mölltalstörung), entlang welcher die Wegsamkeit für die umsetzenden Lösungen besser möglich war.

Form der Mineralisation: Asbest: unregelmäßiges Netzwerk; Talk, Talkschiefer: Klüfte, Lager, Linsen.

Nebengestein: Ophiolithe, Serpentinite.

Alter des Nebengesteins: zumeist Jura.

Typische Vorkommen: Berger Kogel, Berger Törl, Blauspitz S, Dorfer Alpe (Saukopf), Fusch, Ganotz-Alm, Glanzer Berg, Gösles-Wand (Gosler Wand), Groder/Ködnitztal, Großbruck/Felbertal, Hohes Tor (Törl), Hüttschlag, Judenbrücke (Mölltal), Judendorf, Laderding-Alm, Litzldorf, Mayerhofen (Hollenzen), Mitteldorfer Bach, Mühldorfer Graben, Mullitzbach, Stadler Alm, Ochsner (Zillertaler Alpen), Peitler, Pregraten-Sajat (Dorfertal), Rastötzental, Riekengraben (Kolbnitz), Schellgaden, St. Michael/Lungau, Stubachtal, Tafern (Zederhaustal), Talgenkopf, Unterstein bei Taxenbach, Zandlach (Oberkolbnitz), Zwenberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRITZ, E. (1972); HADITSCH, J.G. (1992); KIESLINGER, A. (1937, 1964); LECHNER, K. (1952); UCIK, H.F. (1968, 1970, 1975, 1995).

2.3.2.3. Rechnitzer Fenstergruppe

Die Gesteinsabfolgen der Rechnitzer Schieferinsel, die dem Penninikum zugeordnet werden und auf Grund neuerer biostratigraphischer Untersuchungen jurassischen Alters sind, enthalten neben den bekannten gang- bis kluftförmigen, somit epigenetischen Stibnitvererzungen vom Typus Schlaining auch schichtkonkordante, syngenetische kupferführende Kiesvererzungen (Redlschlag). Die Vorkommen dieser Vererzungen wurden jeweils in einen Lagerstättenbezirk („Antimonbezirk Schlaining" bzw. „Kieserzbezirk Bernstein") zusammengefaßt.

Ausschließlich an die Serpentinitabfolgen sind die charakteristischen Asbest-Mineralisationen gebunden, die in einem eigenen Bezirk beschrieben werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

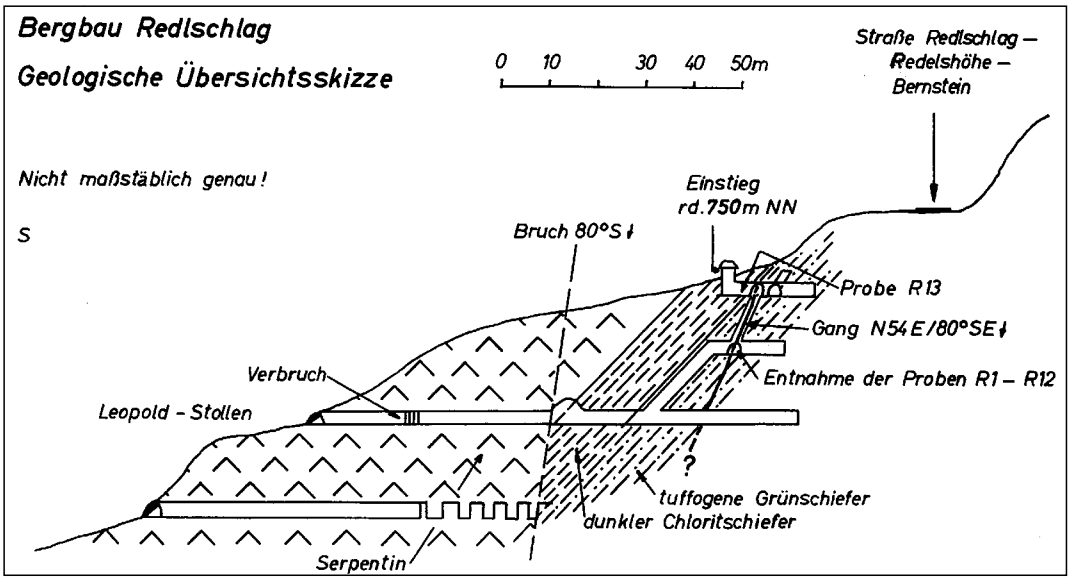


Abb. 254.
Profil durch die Kieslagerstätte von Redlschlag.
Nach UNGER, H.J. (1967).

2.3.2.3.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.3.2.3.1.1. Kieserzbezirk Bernstein

Konturiert; ÖK: 137, 138.

Charakteristika: Innerhalb der Rechnitzer Schieferinsel befinden sich eine Reihe von kupferführenden Kies vererzungen. Allen ist gemein, daß sie schichtkonkordant in Form von Schnüren, Linsen und Imprägnationen in Grünschiefern (Chloritschiefern) aufsetzen. Taubeinschaltungen in den Kieskörpern scheinen die Regel zu sein. An Mächtigkeiten wurden bis zu 6 m beschrieben (Glashütten). Im Streichen ist die Vererzung bis zu 300 m nachgewiesen. Die Kupfergehalte liegen bei rund 0,6 %. Höhere Cu-Gehalte, wie sie gelegentlich beschrieben werden, stammen offensichtlich von Stückerzen und sind daher nicht repräsentativ.

Neben Vererzungen in Chloritschiefern wurden auch vergleichbare Mineralisationen an der Grenze zu Serpentiniten beobachtet. Die Nähe der Vererzung zu Serpentiniten fällt jedoch bei allen bekannten Vorkommen auf.

Die Erze führen in erster Linie Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, vereinzelt auch Arsenopyrit, Valeriit und Cubanit auf. Als Gangart wird Quarz beschrieben. Zusammenhänge zwischen den Kiesvererzungen und den Antimonvererzungen bestehen nicht.

Form der Mineralisation: Lager, Lagerlinsen, Erzschnüre.

Nebengestein: Chloritschiefer, Serpentinite.

Alter des Nebengesteins: Jura, (?) Kreide.

Typische Vorkommen: Bernstein, Glashütten (Schlaining), Redlschlag, Schlaining-Mönchmeierhof.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FEUERBACH, M.& UNGER, H.J. (1969).

2.3.2.3.2. Sonder- und Leichtmetalle

2.3.2.3.2.1. Antimonerzbezirk Schlaining

Konturiert; ÖK 137, 138.

Charakteristika: Die dem Penninikum zugerechnete Rechnitzer Schieferinsel beinhaltet die größten Stibnitvererzungen des ostalpinen Raumes in einer Größenordnung von 0,1 Miot Sb. Bis zur Schließung des Bergbaus Schlaining im Jahre 1990 wurden jährlich rund 20.000 t Roherz mit einem Sb-Gehalt von rund 1000 t Sb-Metall gefördert. Zeitweise war Schlaining sogar der zweitgrößte Sb-Erzbergbau Europas.

Der epizonal metamorphe Schichtkomplex der penninischen Rechnitzer Schieferinsel setzt sich vom Liegenden zum Hangenden aus dem basalen Serpentinit der Plischa, dem Unteren Phyllit mit dem Caker Konglomerat, grauen Kalken und Kalkschiefern, dem Unteren Grünschiefer, dem Oberen Phyllit mit Rauhwacken und schließlich dem Oberen Grünschiefer zusammen. Die Stibnitvererzungen setzen dabei vorwiegend in der 60–80 m mächtigen Kalkschieferabfolge unmittelbar an der Grenze zum überlagernden Unteren Grünschie-

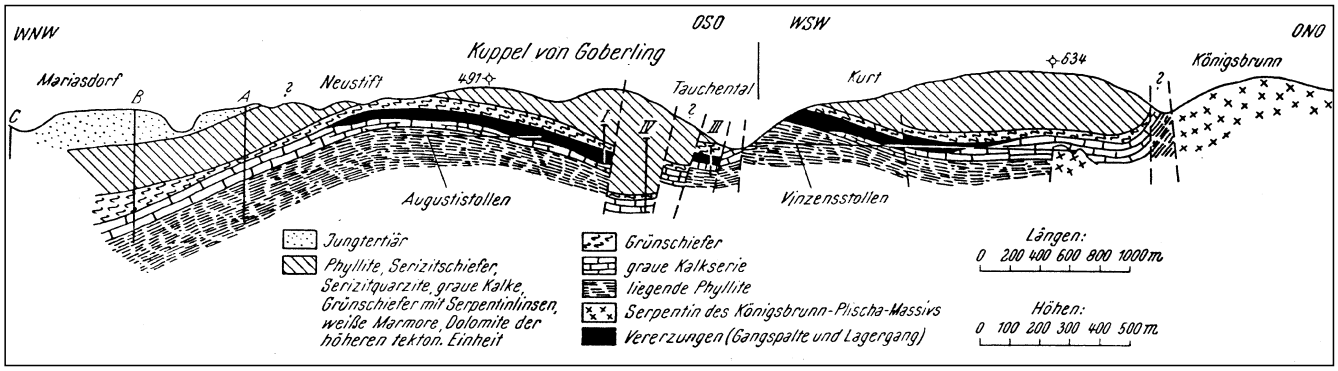


Abb. 255.
Längsprofil durch die Antimonlagerstätte Schlaining.
Nach POLLAK, A. (1955).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

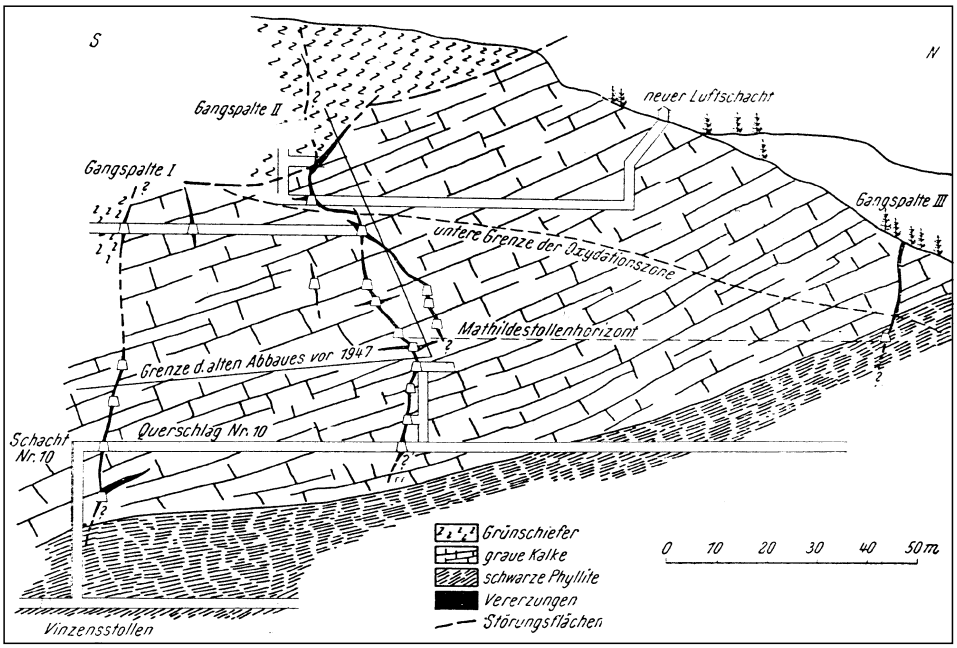


Abb. 256.
Querprofil durch die Antimonlagerstätte Schlaining.
Nach POLLAK, A. (1955).

fer auf und sind niveaubeständig über km verfolgbar.

In diesem Gesteinskomplex sind mindestens fünf E–W- bis WNW–ESE-streichende mineralisierte Klüfte („Spalten“) entwickelt, die durchwegs saiger bis steil einfallen. Neben scharf begrenzten Kluftvererzungen sind auch lager- und imprägnationsartige Mineralisationen bekannt. Der unmittelbare Vererzungsbereich ist durch eine tiefgründige hydrothermale Alteration (Silizifizierung des Nebengesteins) gekennzeichnet.

Die Vererzung ist nahezu monomineralisch entwickelt. Neben Stibnit als dominierendem Erzmineral treten Pyrit, Markasit und Arsenopyrit auf, die als Vorphase der Vererzung interpretiert werden. Zur Spätphase werden untergeordnet Mineralisationen mit Cinnabarit, Arsenopyrit, Chalkopyrit, Sphalerit, Galenit, Ankerit und Calcit gerechnet.

Geochemisch ist die Antimonvererzung arm an As, Hg und praktisch frei von W. Markante Cinnabaritmineralisationen beschränken sich auf das Vorkommen von Möltern, rund 12 km NW von Schlaining. In der Schwermineralfraktion von Bachsedimenten aus der Region Schlaining ist Cinnabarit als charakteristischer Bestandteil nachweisbar.

Aus Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz wird die Vererzung auf schwach salinare mindestens 210°C, max. 280°C heiße, hydrothermale Lösungen zurückgeführt. Die Mineralisation ist bei Drücken von <1 kb entstanden. Die Bildungstemperatur des Calcites ist mit 125°C angegeben worden.

Die Vorstellungen über die Genese der Lagerstätte reichen von synsedimentärer Anlage, ursprünglich mit den altpaläozoischen Stibnitvererzungen der Kreuzeckgruppe verglichen, bis zu jungalpidischen epigenetischen Gangvererzungen. Die geochronologische Datierung der Mineralisationen der Alterationszone der Gangvererzungen weist auf ein jungtertiäres Alter. Die Wasserisotopenanalyse von Flüssigkeitseinschlüssen schließt eine Mitwirkung von hochsalinaren Wässern aus. Für die Herkunft des Antimons gibt es divergierende Ansichten. In Erwägung wurde auch die Regeneration älterer Stibnitvererzungen durch metamorphogene hydrothermale Lösungen gezogen.

Form der Mineralisation: Gänge, Klüfte, Imprägnationen.

Nebengestein: Kalkschiefer, Grünschiefer (Chloritschiefer).

Alter des Nebengesteins: Jura.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 14a, 27, 29, 30, 31 und 35 im Abschnitt V.

Für die junge Anlage der Stibnitgänge sprechen leicht radiogene Modellalter des Bleis und die Sr-Isotopenwerte. Die Angabe eines Alters der Mineralisation mit 19 Ma beruht vorläufig – wenn auch größenordnungsmäßig plausibel – indirekt auf einer Altersdatierung eines Hellglimmers (Tab. 35 im Abschnitt V.).

Zuverlässige Werte von Blei-Isotopen von Galenit aus den disseminierten Vererzungen aus Karbonatgesteinseinlagerungen im Grundgraben sind ausständig.

Besonderheiten: Die bei den jüngsten Explorationsarbeiten im Grundgraben aufgefundene schwache schichtgebundene Stibnitvererzung ist für die genetische Problematik kennzeichnend. Die disseminierten Erze sind an eine Schichtfolge von Kalk-, Chlorit- und Chlorit-Serizitschiefer, Schwarz- und Grünschiefer, Talkkarbonatgestein und Ophiolithen gebunden. Die Erzmineralisation von Stibnit, Pyrit, Arsenopyrit, Sphalerit, Galenit sowie Calcit, Dolomit, Ankerit und seltener Magnesit erscheint oft schichtparallel eingelagert. Die Deutung schwankt daher zwischen einer ursprünglich synsedimentären Voranreicherung oder einer späteren Imprägnation durch hydrothermale Lösungen. Der geochemische Unterschied zu den jüngeren Gangvererzungen ist nicht signifikant.

Typische Vorkommen: Goberling – Reitboden, Möltern, Schlaining-Grundgraben, Schlaining-Kurtrevier, Schlaining – Neustift.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BELOCKY, R., SACHSENHOFER, R. & POHL, W. (1991); GRUM, W., FRIMMEL, H & KOLLER, F. (1992); LEHNERT-THIEL, K. (1967); LUKAS, W. (1970); NAWARATNE, M. (1989); POLLAK, W. (1955).

2.3.2.3.3. Industrieminerale

2.3.2.3.3.1. Asbest-Talkbezirk Rechnitz

Nicht konturiert; ÖK: 137, 138.

Charakteristika: Die Asbeste der Rechnitzer Schieferinsel sind an Serpentingesteine gebunden. Die Asbestführung beschränkt sich dabei auf Klüfte und Scherflächen. Der überwiegende Teil der (Chrysotil- und Hornblende-)Asbeste ist kurzfaserig, nur selten sind Faserlängen von wenigen Zentimetern bekannt geworden. In den meisten Fällen handelt es sich um parallel zur Klüftung eingeregelte Asbestfasern (Slip-fibre). Gelegentlich tritt mit den Asbesten auch eine unbedeutende Talkmineralisation auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Form der Mineralisation: Kluftfüllungen.
Nebengestein: Serpentinite, Chloritschiefer.
Alter des Nebengesteins: Jura, (?) Kreide.
Besonderheiten: Kleinstvorkommen ohne wirtschaftliche Bedeutung. Lediglich das Vorkommen Rechnitz wurde mit Unterbrechungen bis 1963 wirtschaftlich genutzt.
Typische Vorkommen: Bernstein (Paßhöhe), Bernstein-E, Glashütten (Lockenhaus – Langeck), Große Plischa, Kleine Plischa, Neustift bei Schlaining, Rechnitz, Rechnitz – Budiriegel, Redlschlag, Redlschlag-E (Saurüssel), Salmannsdorf.
Ausgewählte und weiterführende Literatur: MALECKI, G. (1987).

2.4. Ostalpin

2.4.1. Altkristallin

2.4.1.1. Eisen und Stahlveredler

Eisenerze

Das ostalpine Kristallin enthält eine Reihe von Eisenerzlagerstätten unterschiedlicher Form, Paragenese und Entstehung. Genetisch gleichartige Vererzungen wurden zu eigenständigen metallogenetischen Einheiten zusammengefaßt: Von Westen nach Osten lassen sich ein Sideritbezirk Schwazer Augengneis, Sideritbezirk Hüttenberg, Hämatit-(„Eisenglimmer"-)Bezirk Seetaler Alpen, Hämatit-(„Eisenglimmer"-)Bezirk Waldenstein, Eisenerzbezirk Grobgneisserie und Eisenerzbezirk Wechselfenster unterscheiden.

Wolframerze

An Stahlveredlern treten über das ganze ostalpine Kristallin verteilt Mineralisationen von Scheelit auf, die sich in Nebengestein, Form und Genese unterscheiden. So sind in den polymetamorphen Anteilen des ostalpinen Kristallins der Koralpe, Stubalpe und der Wölzer Tauern zahlreiche kleinere Scheelitvorkommen gefunden worden (NEINAVAIE, H. et al., 1985), denen allerdings keine wirtschaftliche Bedeutung zukommt. Es sind zumeist schichtgebundene, vor allem in geringmächtigen Metakarbonaten und Kalksilikatgesteinen auftretende Vererzungen. Untergeordnet treten weiters Amphibolite, Quarzite, Graphitschiefer und als Besonderheit Turmalinite als Einschaltungen in den metaklastischen Gesteinen (Staurolith-, Cyanit-, Granatglimmerschiefer) auf. Die vermutlich altpaläozoische Schichtfolge wurde im Zuge der variszischen und eoalpidischen Regionalmetamorphosen, die in verschiedenen Gebieten Bedingungen der oberen Grünschiefer- bis oberen Amphibolitfazies erreichte, metamorph überprägt. Scheelit kommt vor in:

- Kalk-Dolomitmarmoren (z.B. Gstoder, Murtaler Berge);
- Kalksilikatgesteinen und begleitenden Turmaliniten (z.B. Hirschegg, Stubalpe; Brandgraben/Weinebene, Koralpe; Pusterwald, Wölzer Tauern);
- in Quarz-Turmalingängchen (Hirschegg, Stubalpe);
- in der Kontaktzone von Pegmatoiden und Kalksilikatgesteinen (Kollnitzerhütte, Koralpe)
- in Au-As-Quarzgängchen (Kothgraben, Stubalpe).

Die regionalmetamorph gebildeten Kalksilikatgesteine führen neben Scheelit Klinozoisit/Zoisit, Granat (Almandin-Grossular), Quarz, Ca-reichen Plagioklas, ±Calcit, ±Biotit, ±Amphibol, sowie akzessorisch Chlorit, Graphit, Ti-Minerale, Apatit und Fe-Sulfide. In den höher metamorphen Arealen der Koralpe kommt außerdem Klinopyroxen hinzu (RAITH, J.G., 1991). Mo-armer Scheelit ist das einzige Wertmineral in diesen Paragenesen. Geochemisch sind die vererzten Kalksilikatgesteine durch eine Abreicherung der Alkalien und erhöhte W- und Mn-Gehalte von scheelitfreien Kalksilikatgesteinen unterschieden.

Stratiforme Turmalingesteine, sog. Turmalinite (Turmalin der Reihe Dravit-Schörl, Quarz, Plagioklas etc.) sind räumlich und genetisch engstens mit Kalksilikatgesteinen assoziiert (RAITH, J.G., 1988). Sie werden als metamorphe Exhalite, in denen neben Bor auch Wolfram angereichert worden ist, interpretiert. Sedimentär-exhalative Prozesse werden auch für die primäre Anreicherung von Wolfram diskutiert. Im Zuge der Regionalmetamorphose wurde dieser Stoffbestand lokal in Gangmineralisationen bzw. am Kontakt mit Karbonathorizonten, in Form regionalmetamorph gebildeter Reaktionsskarne mobilisiert. Als typische Vorkommen können die Vorkommen von Gstoder – Seetal in den Murtaler Bergen, Pusterwald in den Wölzer Tauern, Hirschegg – Moasterboden, Hirschegg – Peteralpenbach, Kothgraben – Kleinfeistritz im Bereich der Stubalpe, Brandgraben – Weinebene, Weißwassergraben – Prössinggraben, Schloßgraben, Goding, Krakaberg – Friesachergraben im Bereich der Koralpe angesehen werden.

Auch im Bereich des Kristallins der Kliening-Serie ist eine scheelitführende Mineralisation an die Liegendgrenze der „Oberen Schiefergneis-Amphibolit-Folge" (sensu PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R., 1975) gebunden. Der üblicherweise feinkörnige, plattige Amphibolit enthält in einem Bereich von 5–7 m oberhalb der Grenze zu den liegenden „Grobglimmerschiefern" paketweise gebänderte Amphibolitvarianten.

Der feinkörnige Scheelit ist an die hellen Lagen dieses gebänderten Amphibolites gebunden. Diese Bänderung wird durch eine Wechsellagerung von amphibolitischen und Plagioklas-Quarz-Lagen (keine Quarzitlagen!) hervorgerufen. Die Mächtigkeit dieser hellen Bänder schwankt vom cm-Bereich bis zu etwa einem Dezimeter. Innerhalb der oben erwähnten 5–7 m mächtigen Bänderamphibolite konnten bis zu 5 scheelitführende Plagioklas-Quarzlagen aufgefunden werden. Eine begleitende Sulfidmineralisation konnte nicht festgestellt werden.

Neben dieser Mineralisation konnten auch Gangquarze mit Scheelitblasten als Bachgerölle aufgefunden werden.

Hackproben aus den Schürfen (n = 3) wiesen W-Gehalte von 2600 ppm, 2500 ppm und 6300 ppm auf. Die beiden letzten Proben zeigen darüberhinaus auch Cu-Gehalte von 300 resp. 460 ppm (As 40 und 50 ppm). Durch eine anschließende Bohrtätigkeit konnte demgegenüber nur eine spurenhafte Scheelitführung nachgewiesen werden.

Im Bereich der Fortsetzung der stratigraphisch analogen Amphibolite im Raume „Peterer Riegel" – „Speikkogel" – Hirschegger Alpe, NE Bad. St. Leonhard, wurde ebenfalls eine deutliche Scheelitführung in den Bachsedimenten nachgewiesen. Folgearbeiten wurden keine vorgenommen.

2.4.1.1.1. Sideritbezirk Schwazer Augengneis

Nicht konturiert; ÖK: 119.

Charakteristika: In Randzonen des Schwazer Augengneises, der als mittelostalpine Deckscholle aus Altkristallin an der Grenze zu den Wildschönauer Schiefern phyllonitisiert erscheint, sind im Umkreis SW und SE von Schwaz zwischen Pill-, Öxel- und Inntal mehrere, zum Teil subparallele Siderit-Erzgänge (häufig „Sideroplesit") entwickelt, begleitet von Pyrit, Chalkopyrit, Fahlerz, Arsenopyrit, z.T. auch Galenit, Sphalerit, Häma-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tit, Baryt und häufig Ni-Co-Mineralen sowie akzessorisch Rutil. Die geometrisch als stoffdiskordant erkannten und bergwirtschaftlich genutzten, bis 2 m mächtigen Gänge werden als syntektonisch zu den Deckentransporten bezeichnet.

Bemerkenswerte genetische Aspekte sind jüngst zuerst für das Vorkommen beim Kaunzalm-Hochleger im Öxeltal (NE Kellerjoch), dann auch für die anderen Lokalitäten entdeckt worden. Zusätzlich zum Chalkopyrit-Pyrit-Sideritgang in diskordanter Position bei der Kaunzalm wurde von WENGER, H. (1979, 1983) auch eine schieferungs-konkordante Erzbank mit weitgehend ähnlicher Paragenese nachgewiesen. In dieser katathermalen Paragenese mit Chalkopyrit, Pyrit, Tetraedrit, Glaukodot, Markasit, Sphalerit, Galenit, Arsenopyrit, begleitet von Magnesit und Dolomit ist im Erzlager sowie in dessen Liegendem und Hangendem signifikant auch schwarzer Turmalin angereichert.

Diese älteste, hier erhaltene, wenn auch nicht primäre Mineralgeneration hat ihre ursprüngliche Lage im Gesteinsverband bewahrt. Die diskordante Gangvererzung unterscheidet sich vom schieferungskonkordanten Lagererz durch das Fehlen von Turmalin sowie im Gefüge des Erzes.

Analoge Gefügebefunde mit metallogenetisch bemerkenswerten Merkmalen für die Entwicklung von Ganglagerstätten aus ursprünglich stoffparallelen Metallanreicherungen im Nebengestein sind nach WENGER, H. (1979, 1983) auch für andere Lokalitäten des Erzbezirkes entdeckt und für die Bewertung der Lagerstätten mit 4 unterscheidbaren Generationen genützt worden.

Form der Mineralisation: diskordante Gänge.

Nebengestein: phyllonitischer Augengneis.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a (Abschnitt V.). Bezüglich der S-Isotopendaten des Vorkommens Kaunzalm wird auf Kap. V. 3.3.2. verwiesen. Aus den Isotopendaten ergibt sich lediglich der Hinweis auf einen heißthermalen Ursprung der Erzlösungen.

Typische Vorkommen: Bertagrube (Alte Zeche), Heiligkreuz (Heilig Kreuz), Kaunz-Alm, Proxenstand, Schwader Eisenstein, Zapfenschuh, Schwazer Berg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHULZ, O. (1986); VOHRYZKA, K. (1968); WENGER, H. (1979, 1983).

2.4.1.1.2. Sideritbezirk Hüttenberg

Konturiert; ÖK: 159, 160, 161, 186, 187.

Charakteristika: Dieser relativ großflächige Erzbezirk beinhaltet neben kleineren Vorkommen den zweitgrößten, seit 1978 eingestellten Sideritbergbau der Ostalpen, Hüttenberg – Knappenberg. Der initiale Lagerstätteninhalt lag bei rund 50 Mio.t.

In mesozonal-metamorphen Marmorzügen des Saualmkristallins liegen zahlreiche bis zu mehrere Meter mächtige Sideriterzkörper in stoffparalleler Anordnung. Die Erzparagenese besteht i.w. aus manganführendem Siderit, Ankerit und Pyrit. In den bergmännischen Abbau einbezogen war auch der Eiserne Hut mit Limonit, Wad und Pyrolusit. Im Mikro- und Makrobereich wird die schichtige Anordnung von Calcit- und Glimmermarmor, Ankerit sowie Siderit repräsentiert.

Erzlager samt Nebengestein sind in den regional dominierenden, mittelsteil einschiebenden achsialen Faltenbau einbezogen (FUCHS, H.W., 1978, 1980; SCHULZ, O. et al., 1986). Die Verformungen sind durch intensive Biegegleit- und Scherfaltung sowie rupturell durch Scher, und Zerrkluftbildung geprägt. Die tektonischen Deformationen sind postkristallin erfolgt und sind bis in das Korngefüge der erz- und gesteinsbildenden Minerale durch Gitterdeformation und Regelung nachgewiesen. Es liegen aber auch reichlich Befunde für Umkristallisation mit Wachstumsgefügen, lokale Lösungsumsätze mit junger Neukristallisation und metasomatische Stoffaustauschprozesse unter den Karbonaten vor.

Analoge Beobachtungen wie für die Lagerstätte Hüttenberg-Knappenberg sind auch für andere Sideritlager im stofflichen Verband mit glimmerhaltigen Kalkmarmor- und Quarzitlagen in einer Schiefergneisserie des Raumes Mosinzgraben, Bärenbach, Löllinger Berg (NNE Hüttenberg) zu machen.

Die Gefügeuntersuchungen weisen auf eine ursprüngliche, im wesentlichen synsedimentäre Fe-Anreicherung im prämetamorphen, wahrscheinlich devonischen Sedimentverband. Sammelkristallisationen im diagenetischen Entwicklungsstadium, vor allem aber polymetamorphe Überprägungen, haben zu weiteren Umkristallisationen (mit erhaltenen relikten Interngefügen), Mobilisationen und Verdrängungen geführt. Dadurch und trotz der intensiven tektonischen Verformungen ist der ursprüngliche Lagenbau der Erz- und Begleitgesteinsabfolge mit aller Deutlichkeit erhalten. Die Erzlager und Sideritektonite sind analog zum Calcitmarmor petrographisch als Siderit- bzw. Ankeritmarmor zu bezeichnen.

Für die Anreicherung des Eisens im Sedimentationsraum wird eine hydrothermale Zufuhr für wahrscheinlich gehalten.

Abweichend dazu wurde von CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953, 1981) ein Modell vorgeschlagen, wonach die Vererzung im Zuge einer niedrigtemperierten metasomatischen Veränderung der Karbonatgesteine im Kristallin entstanden sei (Abbildungsmetasomatose). Für diese Interpretation wurde die räumliche Verteilung der Erzkörper in der Nachbarschaft von Störungszonen und das charakteristische Auftreten von Alterationen in den unmittelbaren Nebengesteinen, insbesondere der Pegmatite, angeführt. SCHULZ, O. et al. (1986) erwähnen allerdings, daß die häufig zersetzten lagerförmigen Pegmatoide keineswegs auf den Nahbereich der Erzkörper beschränkt sind, sondern auch in der nichterzführenden Glimmerschieferabfolge aufgeschlossen wurden. Allenfalls wurden zersetzte Pegmatoide besonders im Bereich stark wasserführender Störungszonen nachgewiesen.

Als weiteres Argument für eine junge Abbildungsmetasomatose kann das Fehlen von Hochtemperaturparagenesen, wie Skarnbildung etc., angeführt werden. In diesem Sinne interpretieren auch POHL, W. & BELOCKI, R. (1994) die Ergebnisse der Fluiduntersuchungen. BAU, M. & MÖLLER, P. (1992) nehmen auf Grund der SEE-Verteilung im Siderit gleichfalls eine niedrigthermale Eisenzufuhr an. Bei einer mesozonalen Metamorphose wäre im Siderit ein leichterer Sauerstoff zu erwarten. Problematisch ist auch die Stabilitätsgrenze des Siderites, die bei der höheren Metamorphose überschritten sein sollte. Dazu zitieren allerdings SCHULZ, O. et al. (1986) Literaturangaben, wonach Siderit bis nahe 500°C bzw. über 600°C noch als stabil bezeichnet wird. Gehalte an Mg, Mn und Ca erhöhen seine Stabilität.

Unumstritten ist jedoch das Vorhandensein von hydrothermalen, jungalpidischen sulfidischen Erzparagenesen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

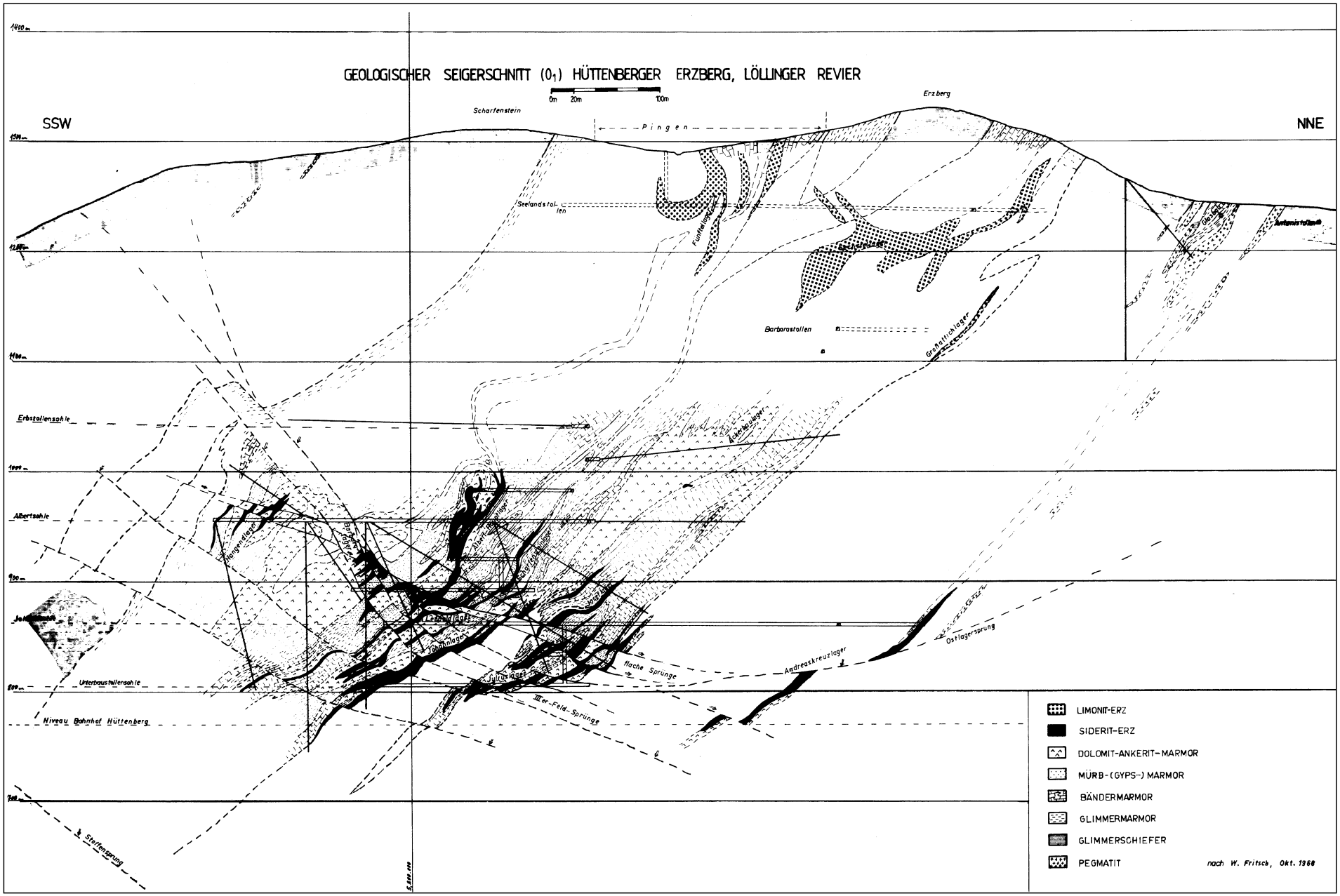


Abb. 257.
SSW–NNE-Profil durch den Hüttenberger Erzberg, Revier Lölling (aus DIEBER, K.,1981).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Form der Mineralisation: Erzlager.

Nebengestein: Calcitmarmor, Glimmermarmor, Glimmerquarzit.

Alter des Nebengesteins: (?) Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a, 22, 24, 26, 29 und 30 im Abschnitt V.

Der hohe Mn-Gehalt der Siderite spricht für eine heißthermale Laugung des Eisens und geht mit dem Nachweis einer positiven Eu-Anomalie konform (siehe Kap. V. 2.13).

Aus dem Modellalter der Pb-Isotopen ergibt sich zumindest bei der galenitführenden Paragenese, die an eine junge Störung gebunden ist, der Hinweis auf ein junges Vererzungsalter. Die anderen Isotopendaten reichen zur Zeit nicht zu eindeutigen Aussagen.

Die Zusammensetzung des Sulfatschwefels von Gips und Coelestin sowie Baryt weist Werte auf, die einerseits als paläozoisch (? Devon), andererseits als mesozoisch (? Skyth-Anis) gedeutet werden können.

Die bisherigen Daten der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen des Siderites und der Kalkmarmore reichen für präzisere Aussagen noch nicht aus. Es fällt aber auf, daß die O-Isotope der Siderite nicht dem Metamorphosegrad der Gesteinsfolge entsprechen. Dies würde bedeuten, daß die Vererzung später als die Metamorphose erfolgt ist. Weitere Untersuchungen, u.a. unter Einbeziehung von Sr-Isotopen, sind noch erforderlich (vgl. Kap. V. 3.3.1., V. 3.3.2., V. 3.4.).

Besonderheiten: Auffällig ist nach CLAR, E. & MEIXNER, H. (1981) das vollständige Fehlen von Eisen in den dabei gebildeten Neben- und Übergemengteilen (Tremolit, Diopsid, Phlogopit, Skapolith etc.). Wenn in den ursprünglichen Kalksedimenten Eisenminerale (Limonit, Siderit) vorhanden gewesen wären, müßten als metamorphe Produkte skarnartige Paragenesen mit eisenreichen Granaten, Epidot, Eisenamphibolen und -pyroxenen, auch Magnetit und Hämatit zu erwarten sein. Dies ist aber offensichtlich auch im regionalen Umfeld nicht der Fall.

Primäre Teufenunterschiede fehlen in der Lagerstätte, was von SCHULZ, O. et al. (1986) auch als Argument für eine synsedimentäre Fe-Anreicherung erwähnt wird. In der Lagerstätte Hüttenberg wurden durch Bohrungen gipsführender Marmor in Mächtigkeiten von 100–150 m und Coelestinablagerungen nachgewiesen. Sulfatevaporite können höhergradige Metamorphosen überstehen. Bemerkenswert sind nach CLAR, E. & MEIXNER, H. (1981) vielfältige metasomatische Prozesse, wie Sideritisierung und Ankeritisierung von Kalkmarmor, Sideritisierung von Ankerit und „Remetasomatosen“, wie z.B. Recalcitisierungen.

Von Bedeutung sind ferner Erzmineralisationen, die – stark vereinfacht – in eine Löllingit-ged. Bismut-Paragenese (mit ged. Gold, ged. Silber, Ni-Co- und Uranerzen, ged. Bismut, ged. Arsen, Stibnit etc.) und eine Bournonit-Chalkopyrit-Galenit-Baryt-Paragenese gegliedert werden können. Diese an alpidische Störungen geknüpfte Hydrothermalvererzung zeigt stoffliche Beziehungen zu den gangförmigen Goldvererzungen der Kliening W des Lavanttales.

Löllingit und das sekundäre Uranmineral Kahlerit wurden als weltweit neue Mineralarten aus den Hüttenberger Lagerstätten beschrieben.

Typische Vorkommen: Bichlbauer (Pirkerkogel), Hohenwart, Hüttenberg – Blintenhof, Hüttenberg – Knappenberg – Gossen, Kathal, Kullmitzen, Kullmitzen (Dobersberg), Loben bei St. Leonhard, Lölling-Graben (Erzberg). Lölling-Mosinzgraben, Moosbauer, Moschitz, Obersemlach, Olsa bei Friesach, Plankogel bei Hüttenberg, Reiflingergraben (Obdach), St. Salvator (Mettnitztal), St. Martin am Silberberg, St. Mauritzi bei Grafendorf, Waitschach – Rattein, Wildbachgraben, Zosen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953, 1981); FUCHS, H.W. (1978, 1980); SCHULZ, O. (1979); SCHULZ, O., SCHROLL, E., DIEBER, K. & FUCHS, H.W. (1986).

2.4.1.1.3. Hämatit-(„Eisenglimmer“-)Bezirk Seetaler Alpen

Konturiert; ÖK: 160, 161.

Charakteristika: Dazu werden neben zahlreichen Mineralisationen in den Seetaler Alpen auch einige Vorkommen in den Wölzer Tauern und im Stub-Gleinalmgebiet gezählt. Wegen des gleichzeitigen Auftretens von Siderit wurden diese Vorkommen in der Vergangenheit häufig zur Eisengewinnung abgebaut.

Diese Mineralisationen sind meist an N–S-streichende Strukturen (Störungen, Klüfte) gebunden, wobei die stärksten Vererzungen offensichtlich dort auftreten, wo diese Strukturen Karbonatlagen durchsetzen. Deutliche Alterationen des Nebengesteins sind durchwegs im unmittelbar an die Vererzung angrenzenden Bereich zu beobachten. Im Fall der ehemaligen Lagerstätte St. Nikolai ist ein Quarz-Feldspat-Salband an die Kluftvererzung gebunden. Zusätzlich zum Eisenglimmer treten neben dem oben erwähnten Siderit weiters Quarz (in offenen Klüften als idiomorphe Bergkristalle) Albit, Rutil, Titanit, Pyrit und Graphit auf.

Das Alter dieser Kristallisationen ist jedenfalls jünger als die letzte gefügeprägende (kretazische) Metamorphose.

Form der Mineralisation: Steilstehende N–S-streichende Störungen und Klüfte.

Nebengestein: mesozonal metamorphe Glimmerschiefer, Paragneise und besonders Marmore.

Alter des Nebengesteins: paläozoisch.

Typische Vorkommen: Frauenlacke, Nußdorf, Obdachegg, Perchau, Scheiben – Nußdorf, Seetaler Alpe (Wenzelkogel), St. Nikolai – Großsölk (Hansenalm).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1965); REDLICH, K.A. (1931).

2.4.1.1.4. Hämatit-(„Eisenglimmer“-)Bezirk Waldenstein

Konturiert; ÖK: 162, 163, 188.

Charakteristika: Die zahlreichen Eisenglimmervorkommen der Koralpe waren in der Vergangenheit Ziel umfangreicher Bergbauaktivitäten, wobei Siderit und Specularit (Eisenglimmer) als Eisenerz abgebaut wurden. Von allen Vorkommen wird z.Z. nur noch die Lagerstätte Waldenstein/Pack genutzt, wobei ausschließlich der Specularit als Industriemineral genutzt wird.

Die Hauptvererzung tritt meist konkordant zur Schieferung in stark absetzigen, E–W-streichenden, steil einfallenden Linsen auf. Die Linsengröße kann bis zu 100 m im Streichen und Fallen bei bis zu 30 m Mächtigkeit betragen.

Die Nebengesteine sind in der Regel dolomitisierte Silikatmarmore mit einer Mächtigkeit im Meter- bis Zehnermeter-Bereich. Daneben kommen Lagen von (chlo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

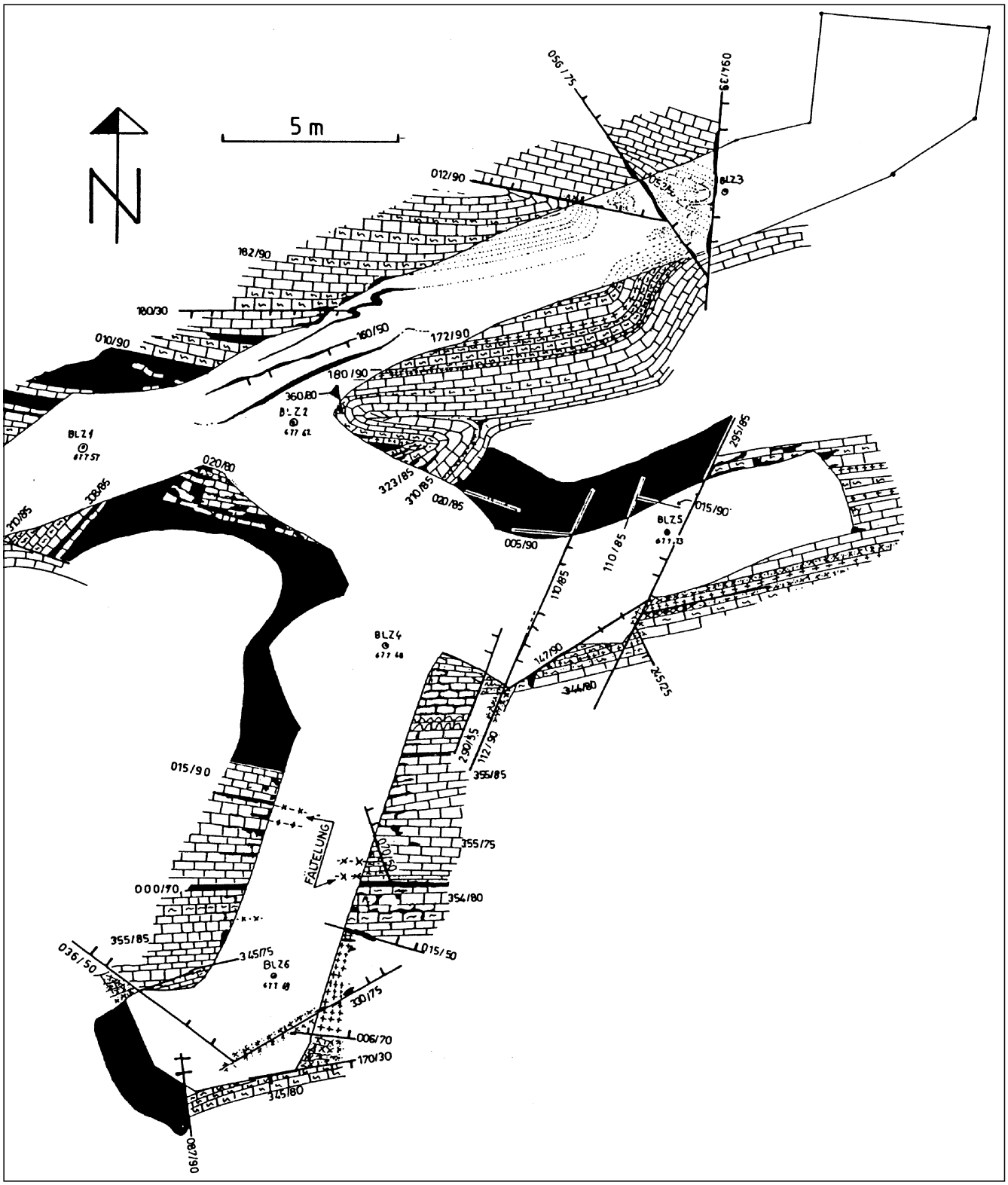


Abb. 258.
Geologische Aufnahme eines Streckenabschnittes der Hämatitlagerstätte Waldenstein/Pack.
Aus POHL, W. (1992).

ritisierten) Amphiboliten und Paragneisen vor. Linsen von pegmatoiden Gesteinen treten in der gesamten Schichtfolge auf.

Darüberhinaus treten auch schieferungsdiskordante Vererzungen auf, deren Mächtigkeiten im dm-Bereich liegen und auch eine geringere Erstreckung aufweisen.

Typisch sind Alterationserscheinungen um die Vererzung im dm- bis Meterbereich:

- Dolomitisierung und Chloritisierung der Kalkmarmore,
- Chloritisierung der Amphibolite und Paragneise (Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat),
- Serizitisierung der Feldspäte der Paragneise und der Pegmatoide im Alterationsbereich.

Eine K/Ar-Datierung der Serizite aus dem Alterationsbereich ergab ein Alter von 46,1±0,5 Ma, im Gegensatz zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den kretazischen Metamorphosealtern der Nebengesteine, die Glimmerabkühlalter von 85 Ma aufwiesen (PROCHASKA, W., 1991).

Diese Beobachtungen scheinen für eine tertiäre Genese der Mineralisationen zu sprechen. Aufgrund einer gewissen Schichtgebundenheit der Vererzungen an die Marmorzüge postulieren einige Bearbeiter allerdings eine syngenetische Entstehung.

Form der Mineralisation: steilstehende, stark absetzige Linsen.

Nebengestein: mesozonal metamorphe Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite und besonders Marmore.

Alter des Nebengesteins: paläozoisch.

Geochemie und Isotopenwerte: Tab. 9, 16a, 20, 21, 24 und 29 im Abschnitt V.

Karbonate: Die Alteration des Nebengesteins kommt in den Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten zum Ausdruck. Aus dem Karbonat, Quarz, Chlorit und Hämatit abgeleitete $\delta^{18}O$-Werte der mineralisierenden Fluide liegen bei +6 bis +7 ‰. Der δD-Wert des Chlorites spricht mit –20 ‰ für eine marine Komponente.

Besonderheiten: deutliche Alterationen am Kontakt zu den kretazisch metamorphen Nebengesteinen; Lagenweise Anreicherungen von Pyrit, mehrphasiges Hämatitwachstum, rhythmischer Zonarbau, Zonierung von Ti-reichen und Ti-freien Hämatiten.

Typische Vorkommen: Eduardbau, Gotthardbau, Loben-Erzberg, Pack, Salla – Hirscheggeralm – Pack, Schönixbaue, Waldenstein an der Pack, Wölch bei St. Gertraud.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: AWAD, I. (1983); FRIEDRICH, O.M. (1929); HEGEMANN, F. (1960); POHL, W. et al. (1981); PROCHASKA, W. et al. (1995).

2.4.1.1.5. Eisenerzbezirk Grobgneisserie

Nicht konturiert; ÖK: 104, 106, 107, 136.

Charakteristika: Typisch für die karbonatischen, oxidischen und sulfidischen Fe-Mineralisationen ist deren starke tektonische Beanspruchung und polymetamorphe Überprägung. Dementsprechend unterscheiden sich diese Lagerstätten auch deutlich von stofflich vergleichbaren Vorkommen im benachbarten Semmering-Mesozoikum.

Vorherrschend karbonatische Eisenerzlagerstätten finden sich besonders im nördlichen Teil des Gebietes in der Grobgneisserie, sind aber im südlichen Bereich im Altkristallin anzutreffen, allerdings in bezug auf Auftreten, Ausbildung und Paragenese stark unterschiedlich. Mineralogisch liegt in den Eisenspatlagerstätten neben Siderit (max. 10 Mol.-% $MgCO_3$) meist auch „Sideroplesit“ (10–30 Mol.-% $MgCO_3$) vor.

Größere Bedeutung hatte die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten, deren beide parallele, durch wenige Meter getrennte, etwa E–W-(ESE–WNW-)streichenden, steil gegen N einfallenden und bis 4 m mächtigen Gänge abgebaut wurden. „Hauptgang“ und „Liegendgang“ finden sich sowohl im Glimmerschiefer als auch im Grobgneis („Pittener Augengneis“). Während im Glimmerschiefer Lagergänge auftreten, sind im Pittener Augengneis echte Gänge ausgebildet. Letztere gehen zumindest z.T. auf Mobilisation während der alpidischen Regionalmetamorphose zurück. Die präalpidisch angelegte, polymetamorphe Lagerstätte zeichnet sich durch stark durchbewegtes und rekristallisiertes Erz und einen mannigfaltigen, komplexen Mineralinhalt aus. Es liegt eine polymetallische Erzmineralisation vor. Hauptgemengteile bilden Siderit (bis 14 % $MgCO_3$), stellenweise Magnetit, ferner Pyrit, Pyrrhotin, Hämatit und Mackinawit, Chalkopyrit, Hochtemperatur-Chalkopyrit, Bornit), daneben aber auch Bismuthinit, Emplektit und Gold. Obwohl gediegen Gold (Elektrum) als ein typischer Übergemengteil in dieser polymetallischen Erzmineralisation auftritt, wurde dieses nicht genutzt.

Manganreicher Siderit (um 11 Gew.-% $MnCO_3$), teilweise begleitet von Magnetit, zeichnet auch die Vererzungen vom Arzberg in der Fröschnitz aus. Es liegen Lager-Mineralisationen in Glimmerschiefer und Phyllit vor, wie dort auch eine stellenweise auftretende Blei-Zink-Baryt-Mineralisation (s.u.) zeigt. Die ebenfalls im Gebiet des Fröschnitzgrabens liegende Vererzung der Knappenkeusche führt Siderit (knapp 7 Gew.-% $MnCO_3$), der im Grobgneis nahe der Grenze zum Semmering-Quarzit aufsetzen dürfte und sich paragenetisch durch eine mit Pyrit und Arsenopyrit beibrechende Kupfer-Bismut-Mineralisation (Chalkopyrit, Fahlerz, Emplektit, Aikinit, ged. Bismut) sowie ged. Gold (Elektrum) auszeichnet.

Im südlichen Bereich sind am Buchwald ober Waldbach und im Dörflergraben bei Vorau im Granat-Glimmerschiefer (Tommerschiefer) des Altkristallins polymetamorphe s-konkordante Eisenspat-Lager anzutreffen, die sich paragenetisch u.a. durch das Auftreten von Granat als einen charakteristischen Gemengteil auszeichnen, der dieser karbonatischen Eisen-Mineralisation ein skarnähnliches Gepräge verleiht. Im Buchwald ober Waldbach wurde manganreicher Siderit beschürft, der reichlich Magnetit enthält und häufig orientiert von Granat verdrängt und pseudomorphosiert wird. Chalkopyrit liegt in seiner Hochtemperatur-Modifikation vor und zeigt gelegentlich Entmischung von Sphalerit sowie örtlich Mackinawit. Als charakteristische Neben- bis Übergemengteile treten Ilmenit und Apatit auf, akzessorisch ist Galenit zu beobachten.

Im Dörflerbachgraben bei Vorau liegt gleichfalls eine polymetamorphe Lagervererzung mit Mg-reichem Siderit vor. Gekennzeichnet wird diese Mineralisation außerdem durch das charakteristische Auftreten von akzessorischem Graphit in Vergesellschaftung mit Molybdänit. In begleitenden s-konkordanten Braunspatlagern sind obendrein noch Anthophyllit sowie Talk, pseudomorph nach Anthophyllit anzutreffen.

Eine ebenfalls skarnähnliche, allerdings oxidische Mineralvergesellschaftung zeigt auch die regionalmetamorph überprägte Eisen-Lagerstätte vom Sieggrabener Kogel in der Sieggrabener Deckscholle. Vorherrschendes Erzmineral ist Magnetit, der Verdrängung durch Hämatit (Martitisierung) aufweist. Kennzeichnende Gangarten sind Granat und Epidot. Ursprünglich könnte eine Eisen-Mineralisation vom Lahn-Dill-Typ vorgelegen haben.

Brandige, s- bzw. ss-parallele Sulfiderzlagen (Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit), begleitet von Graphit mit Spuren von Molybdänit wurden in der Lehnermühle bei Vorau beschürft. Teilweise sind die brandigen Erzlagen durch Verwitterung zu Limonit umgebildet.

Im Dörflerbachgraben führt der Granat-Glimmerschiefer auch Lagen von Fuchsit in Nachbarschaft der Siderit-Lager. Aus dem Steinbachgraben (Steingraben) im Puchegg bei Vorau konnte sogar erstmals Chrom-Biotit nachgewiesen werden, der dort von Fuchsit begleitet

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wird. Chromspinell bzw. Chromit, tw. verdrängt von Magnetit liegt in Schürfen beim Fuchs in Gstanach bei Vorau vor. Weitere Charakteristika dieser Paragenese sind Graphit mit akzessorischem Molybdänit. Der primären Paragenese gehören auch Pyrrhotin, Pentlandit sowie nickelhaltiger Cobaltin an.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe, (vulkanogen-)sedimentäre Abfolgen, Granit bzw. Grobgneis.

Alter des Nebengesteins: (vulkano-)sedimentäre Abfolgen: (Alt-Paläozoikum); Granit bzw. Grobgneis: variszisch (Karbon).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a und 24 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Brunner Berg, Buchwald ober Waldbach, Fröschnitzgraben – Arzberg, Gaißriegel (Stupfenreith), Kirchau – Zottelhof, Knappenkeusche (Steinhaus), Pitten, Scheiblingkirchen – Gleißenfeld, Seebenstein – Schiltern, Sieggrabener Kogel, Walpersbach – Schleinz, Weingart – Reitersberg – Thernberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1965b,c,d,e, 1966a, 1967a, 1968a,c,d, 1969a,b, 1970, 1972c, 1974,d, 1979a,b, 1980b, 1981, 1987).

2.4.1.1.6. Eisenerzbezirk Wechselfenster

Nicht konturiert; ÖK: 136, 136.

Charakteristika: Kleinere Eisen-Vorkommen sind im südlichen Bereich der Wechselserie im Gebiet Waldbach anzutreffen, unterscheiden sich aber deutlich in der jeweiligen Paragenese, die vorherrschend entweder karbonatisch, oxidisch oder sulfidisch ist.

Bei Waldbach wurden in einem phyllitischen Albit-Chlorit-Graphitschiefer brandige, s- bzw. ss-parallele Erzlagen beschürft. Diese führen vorherrschend Sulfide (Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit), begleitet von Graphit mit Spuren von Molybdänit. Die brandigen Erzlagen sind teilweise stark verwittert bzw. oxidiert und zu Limonit umgebildet.

Das Eisen-Vorkommen am Arzberg ober Waldbach liegt in einem phyllitischen Albit-Chlorit-Serizitschiefer und führt neben Magnetit, der stellenweise Martitisierung zeigt, Pyrit, Chalkopyrit und Limonit-Pseudomorphosen nach einem Karbonat, vermutlich Siderit.

Ebenfalls in graphitführendem Albit-Chlorit-Schiefer liegt das Eisenkarbonat-Vorkommen der Halwachsschmiede. Beschürft wurden kleinere Karbonatkörper bestehend aus Eisenkarbonaten und untergeordnet Sulfiden (Arsenopyrit, Pyrrhotin mit höheren Spurengehalten an Ni und Co, Chalkopyrit, Pyrit, Markasit). Die Karbonatkörper zeigen starke tektonische Beanspruchung und finden sich stellenweise sogar als tektonische Gerölle in Störungen eingearbeitet.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, tektonische Gerölle.

Nebengestein: polymetamorphe, sedimentäre bis vulkanogen-sedimentäre Abfolgen.

Alter des Nebengesteins: (Alt-)Paläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a und 24 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Waldbach, Arzberg ober Waldbach, Halwachsschmiede.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1965c,d, 1968c, 1969a,b, 1980b, 1981).

2.4.1.1.7. Chromit-Asbest-Magnesitbezirk Kraubath – Hochgrössen

Nicht konturiert; ÖK: 129, 132.

Charakteristika: Die steirischen Ultrabasitkomplexe (Kraubath, Hochgrössen) sind isolierte Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes (STUMPFL, E.F. & EL AGEED, A., 1981). Neben diesen sind weitere, kleinere Ultramafite bekannt (z.B. Lärchkogel bei Hohentauern). Wirtschaftlich unbedeutende Chromitvorkommen und geringe Mengen an PGE-Mineralen sind nachgewiesen worden.

Der Ultrabasitkomplex von Kraubath ist mit einer Ausdehnung von fast 15 x 3 km der größte seiner Art in den Ostalpen. Der linsenförmige Gesteinskörper streicht ENE–WSW und taucht mittelsteil gegen NNW ab. Bislang wurden weder ein metamorpher Hof noch Intrusionskontakte nachgewiesen.

Die Hauptmasse besteht aus Dunit mit Maschenserpentin, die lateralen Anteile sind in Antigoritserpentin umgewandelt. Untergeordnet kommen auch Klinopyroxenite und Bronzitite vor. Wie bei Ultrabasiten üblich ist der Ni-Gehalt mit 0,2 % (max. 0,5 %) beachtlich. Der Ultrabasitkomplex enthält eine Reihe primärer als auch sekundärer Mineralisationen:

Zu den primären Mineralisationen zählen die Vorkommen von Chromerzen und feinst-dispers verteilten Sulfiden, die noch im liquidmagmatischen Stadium angereichert wurden. Bergbauliches Interesse haben in der Vergangenheit nur die Chromvererzungen gefunden. Es handelt sich um linsige, wenig weit anhaltende Erzkörper in mehreren Niveaus mit einem „Kernerz“ von 45 bis 55 % Cr_2O_3. Das Chromerz kommt schlierig, plattig oder auch im Dunit fein disseminiert als Sprenkelerz vor. Die Chromite von Kraubath sind eisenreich. An die Chromite sind Pt-Pd-Rh-Sulfarsenide und Arsenide gebunden.

Auf sekundäre Anreicherungsprozesse sind die Bildung von kryptokristallinem Magnesit und lateritischem Limonit zurückzuführen.

Der kryptokristalline Magnesit ist durch Alteration Mg-führender Ausgangsgesteine unter Einwirkung CO_2-hältiger deszendenter Wässer entstanden. Dieser Magnesit („Typus Kraubath“) bildet sowohl Gänge als auch ein Netz- und Aderwerk („Scheck“) und folgt alpidisch angelegten tektonischen Strukturen. Ein hoher SiO_2-Gehalt mindert die Qualität des Magnesites.

An jungtertiäre Verebnungsflächen gebunden sind tiefreichende Verwitterungsschwarten im Serpentin, die örtlich zu Anreicherungen von Limonit mit Cr- und Ni-Gehalten geführt haben.

Der Ultrabasitkomplex des Hochgrössen wird aus Serpentinit, (teilweise mylonitisiert) und serpentinitisiertem Dunit aufgebaut.

Er enthält wirtschaftlich unbedeutende Vorkommen von Chromiten und Sulfiden. Die Chromite treten sowohl in Form von stratiformen Schlieren, Bändern und Linsen auf, die nicht größer als 80 x 20 cm werden (EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E.F., 1979). Derartige Mineralisationen sind vorwiegend an den zentralen Teil des Ultrabasitstockes gebunden. Disseminierter Chromit ist demgegenüber im gesamten Komplex verstreut. Die Chromite des Hochgrössen sind eisenarm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mikroskopisch feine Sulfide sind ebenfalls im gesamten Ultrabasitkomplex verteilt. An primären Sulfiden treten vorwiegend Pentlandit und Chalkopyrit auf. Pentlandit wurde im Zuge der Serpentinisierung zu (sekundärem) Heazlewoodit, Millerit und Valleriit umgewandelt. Als sekundär entstanden wird auch Gersdorffit interpretiert. Aus primärem Chalkopyrit gingen Bornit und Covellin hervor. An die Chromite sind Pt-Pd-Rh-Sulfarsenide und Arsenide gebunden.

In den serpentinisierten Gesteinen wurden an mehreren Stellen wirtschaftlich unbedeutende Vorkommen von Asbest und Talk bekannt.

Form der Mineralisation: Chromit: Schlieren; Magnesit: Gänge, Klüfte; Limonit: unregelmäßige, morphologieabhängige Körper.

Nebengestein: (serpentinisierte) Dunite, Serpentinite, Klinopyroxenite, Bronzitite.

Alter des Nebengesteins: (?) Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 8, 15, 23 und 29 im Abschnitt V.

Die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenwerte des kryptokristallinen Magnesites ergeben den deutlichen Hinweis, daß es sich um eine niedrigtemperierte Bildung meteorischer Wässer handelt (siehe Abschnitt V., Kap. 2.12, Tab. 23). Der $\delta^{13}C$-Wert kann nur durch mikrobiogene Prozesse erklärt werden.

Besonderheiten: Die Bildung des kryptokristallinen Magnesites durch meteorische Wässer im Temperaturbereich zwischen lediglich 15°C und 40°C erfolgte vermutlich im Jungtertiär.

Der Ultrabasit von Kraubath eignet sich auf Grund seiner technischen Eigenschaften als Hartstein für den Gleisbau bzw. als Rohstoff für die MgO-Gewinnung.

Typische Vorkommen: Aichberggraben, Augraben (Preg, Kraubath), Felthuber, Gulsen (Mittagkogel), Hochgrössen (Schupplekar, Tröschmitzhütte), Pinterberg, Preg (Augraben), Sommergraben, Sommergraben-Liechtensteinberg, Tanzmeistergraben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: El Ageed, A.E., Saager, R. & Stumpfl, E.F. (1979); Haditsch, J.G., Petersen-Krauss, D. & Yamac, Y. (1981); Stumpfl, E.F. & El Ageed, A. (1981); Thalhammer, O.A.R., Prochaska, W. & Mühlhans, H.W. (1990).

2.4.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Buntmetallvererzungen sind im Altkristallin der Ostalpen weit verbreitet. Auf Grund der unterschiedlichen geologischen und tektonischen Gegebenheiten lassen sich demzufolge die meisten Vererzungen im Stubai-Ötztalkristallin, in den Arlberger Phyllitgneisen, in den Defereggер Alpen, in der Kreuzeckgruppe, im Mittelkärntner Altkristallin, im Kristallinkomplex von Schladming, den Wölzer Tauern, sowie des Wechselsystems in Bezirke eingliedern.

Bemerkenswerterweise ist jedoch das Altkristallin der Murtaler Berge im oberen Murtal weitgehend erzleer. Bei Ramingstein im Lungau findet sich jedoch eine Pb-Zn-Lagerstätte, die sich durch silberreichen Galenit auszeichnet. Sie wird in der Folge als bemerkenswertes Einzelvorkommen beschrieben:

Blei-Zinkerzlagerstätte Ramingstein

Das Nebengestein der Lagerstätte bilden Granat-Glimmerschiefer bis Granatfels, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolit und Marmor der Wölzer Serie. Feldpat-Führung ist stellenweise anzutreffen, ebenso Graphit. Der Glimmerschiefer ist stellenweise quarzreich, der Marmor tw. silikatreich.

Die s-konkordanten Blei-Zinklager liegen vorherrschend in Granat-Glimmerschiefer bis Granatfels und bestehen hauptsächlich aus Galenit und eisenreichem Sphalerit. Als Neben- bis Übergemengteile treten z.T. Chalkopyrit, Hochtemperatur-Chalkopyrit, Pyrrhotin und Ilmenit auf. Kennzeichnend für die Erzparagenese ist außerdem das Auftreten von Graphit, der mit Spuren von Molybdänit vergesellschaftet ist. Die Erzmineralien (z.B. Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Ilmenit, Graphit) finden sich als Altbestand und Verdrängungsreste bzw. als verlagertes sowie gedrehtes Interngefüge „si“ im Granat. Deutliche tektonische Beanspruchung und Durchbewegung führte zur Ausbildung von jüngeren Breccien-Erzen, in denen vor allem kataklastischer Granat von mobilisierten Sulfiden verheilt wird (Bauer, J.K., 1981; Tufar,W., 1970, 1971a, 1974, 1980b, 1981; Weiss, P.F., 1951).

Die kennzeichnende Vergesellschaftung von Graphit mit Molybdänit gibt wichtige Hinweise auf euxinische Verhältnisse im ursprünglichen Sediment vor der präalpidischen Regionalmetamorphose. Alte Schürfe auf (Mg-reicheren) Eisenspat befanden sich SSW von Ramingstein bei Weißwandl und Wolfsgrube.

2.4.1.2.1. Polymetallischer Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Stubai – Ötztal

Nicht konturiert; ÖK: 145–148, 171–173.

Charakteristika: Polymetallische Anreicherungen, die abhängig von der lithofaziellen Kennzeichnung der mittelbar benachbarten Nebengesteine und abhängig vom geochemischen Charakter der Hauptelemente in den Erzkonzentrationen in zwei auch regional verschiedene Paragenesekomplexe unterteilt werden können:

◩ Cu-Fe-Sulfidparagenesen nördlich der Linie Pfunds (im W) – Zuckerhütl – Brennerpaß (im E) im amphibolitreichen Kristallinanteil mit Vorkommen, die z.T. in der Karte nicht eingetragen werden konnten, jedoch in der älteren Literatur angeführt werden: Vorkommen im Platzer Tal (Rauher Kopf), Bergler Tal (Sernes Kopf), Kauner Tal (Schloßbach, Falpetan, Martinsbach, Petersbach, Vergötschen, Boden, Feichten), Pitztal (Matzlewand, Wildgrat, Grossbach, Krummer See, Weissmaurach, Plangeross, Grubigkarle), Ötztal (Stufenreich, Holzberg, Haderlehen, Habichen, Umhausen, Fundusalm, Lehnbach, Winkle), SW und S Kühtai (Wörgletal und Gamskogel), im Kanzingbach (Flaurlinger Alm), im Sellraintal (Schwabenhof, Scheibbach), Senderstal, Lizumer Tal (Knappenhof), Oberbergtal (Galler), Unterbergtal (Klamperberggrube, Glücksgrat), Mutterbergtal N vom Zuckerhütl (Egesengrat, Peiljoch, Aperer Pfaff) und im inneren Gschnitztal (Alfair-Alm, Laponis-Alm, Schnabele, Garklerin).

◩ Zn-Pb-Sulfidparagenesen, die südlich der Linie Pfunds-Zuckerhütl-Brennerpaß im amphibolitarmen Kristallinanteil vorherrschen. Eine Verbindung zwischen den Vorkommen im W-Teil des Kristallins (Knappen-Tal, Arsangsbach, Kompatsch, Tschey-Joch, Arzkopf, Sattelalpe, Knappenkar, Hochjoch, Tösens, Tauferer Spitz, Sudles-Kopf, Versetz) und den Pb-Zn-Vorkommen am Schneeberg, Lazzacher Tal und Pflerschtal im E-Teil des Kristallins ist zum einen wegen der Schlingentektonik, und zum anderen wohl auch wegen der Gletscherbedeckung nicht zu erwarten, jedoch durch zwei Vorkommen (Heiligkreuz und Seewertal) angedeutet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

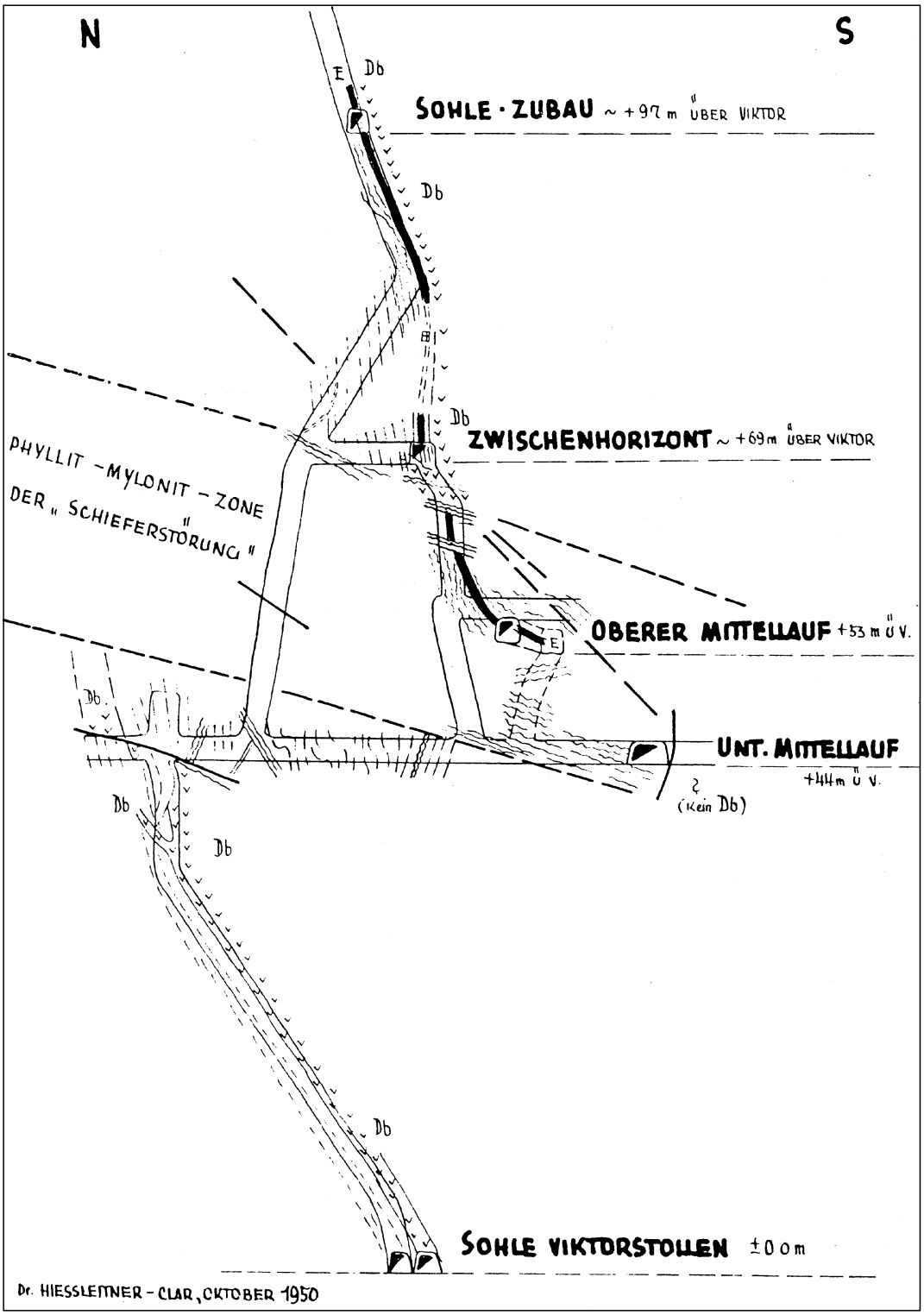


Abb. 259.
N–S-Saigerschnitt durch die Pb-Zn-Lagerstätte von Tösens in der Ebene des Querschlages am unteren Mittellauf mit der Aufbruchverbindung vom Viktor- zum Zubaustollen.
Nach HIESSLEITNER, G. & CLAR, E. (1950).

Die stratiformen, stoffkonkordanten metamorph überprägten Mineralisationen mit z.T. feinschichtig wechsellagernden Erz- und Nebengesteinsparagenesen mit übereinstimmenden Makro- und Mikroteilgefügen im Erz und Erzträgergestein liefern diskrete Hinweise auf relikthaft erhaltene, von den Metamorphosephasen noch nicht gänzlich verwischte Primärgefüge.
Die nach ihren Hauptgemengteilen regional unterschiedliche Verteilung der Erzanreicherungen hängt ebenso wie die in den meisten Metallisationen kennzeichnende Nebengesteinsvergesellschaftung mit Ti-Oxidreichen Metavulkaniten bis Metatuffiten mit dem prävariszischen, magmatischen Geschehen zusammen und machen Metallisationsepochen im Zuge der präkambrischen bis kambrischen Extrusion von Tholeiitbasalten an einem Plattenrand sowie der Intrusionen von Graniten im Kambrium bis Oberordovizium (Rb/Sr-Alter 400–500 Ma) sehr wahrscheinlich. Auch die Sulfidschwefelisotopenverhältnisse sprechen nicht gegen eine magmatogene Stoffherkunft.
Aus den polymetamorphen Nebengesteinsparagenesen lassen sich mehrere metamorphe Ereignisse ableiten:
– Eine eklogitfazielle, relikthaft belegte kaledonische bzw. assynthische Hochdruck- und Hochtemperaturmetamorphose bei 690°C und 14 kb z.T. an Rifting-, z.T. an Subduktionszonen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

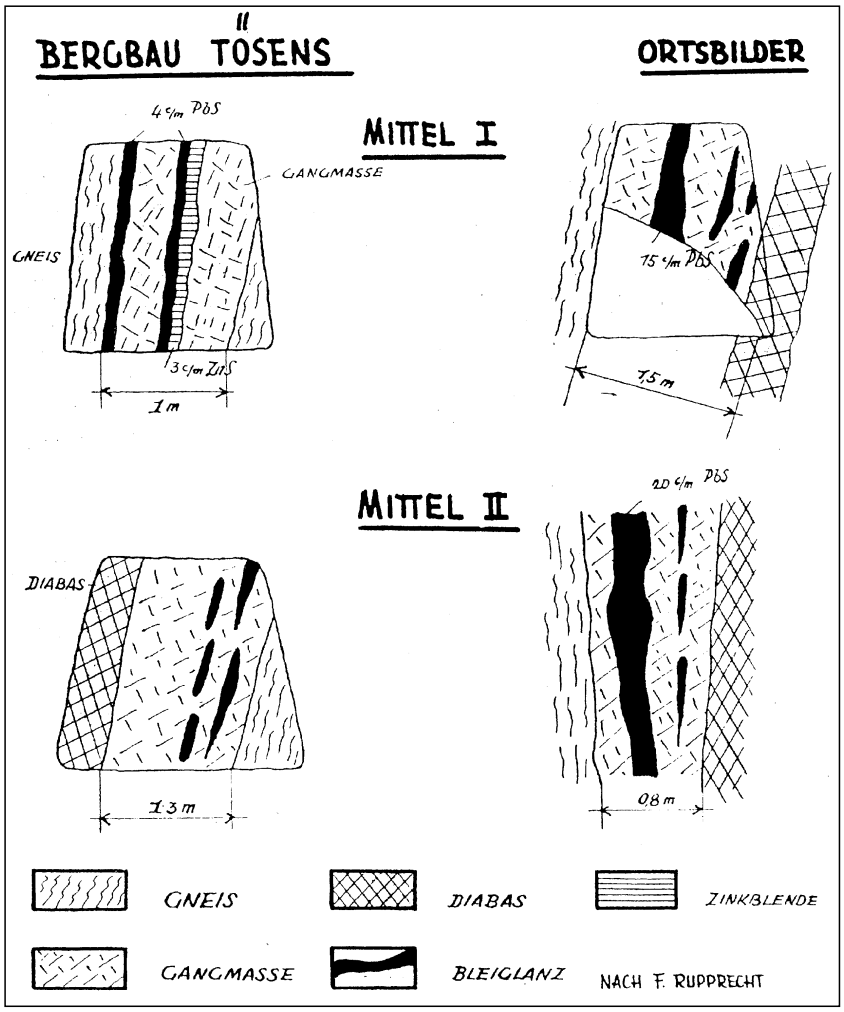


Abb. 260.
Ortsbilder aus der Pb-Zn-Lagerstätte Tösens.
Nach F. RUPPRECHT, aus HIESSLEITNER, G.& CLAR, E. (1950).

– Eine grünschieferfazielle, frühvariszische Metamorphose (Karbon?) und ein E–W-gerichteter Faltenbau mit horizontalen, im S steilgestellten Achsen („Schlingentektonik“).
– Eine amphibolitfazielle, variszische Hauptmetamorphose (Perm?), mit einem Maximum von 670°C und 3–5 kb und teilweiser Anatexis im zentralen Kristallin und rascher Abnahme nach N, NW und SE.
– Eine eoalpine, kretazische Metamorphose bei Bedingungen von $<$300°C im NW und $>$600°C und 6–7 kb im SE des Kristallins (Schneeberger Zug).

Im Zusammenhang mit der hochgradig-metamorphen Überprägung kann eine lateralsekretionäre Beeinflussung der Metallinhalte nicht ausgeschlossen werden und sind Stoffmobilisationen und -umlagerungen in jetzt z.T. s-diskordante gangförmige Positionen anzunehmen.

Die Erzkonzentrationen im Stubai-Ötztalkristallin sind somit als schicht- und zeitgebundene, mit dem prävariszischen magmatischen Geschehen mittelbar zusammenhängende, metamophosierte Metallisationen zu interpretieren.

Form der Mineralisation: überwiegend lagerförmig, mitunter auch s-diskordante Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe, ehemals sandig-tonige Metasedimente.

Alter des Nebengesteins: Präkambrium (Wendium?) bis Kambrium.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 7c, 27 und 30 im Abschnitt V.

Das Ni : Co-Verhältnis in den Pyriten ist fast durchwegs stark zugunsten des Co verschoben. Dies könnte auf die hochgradige Metamorphose zurückzuführen sein (siehe Abschnitt V., Kap. 2.4).

Die Schwefelisotopen der Sulfide zeigen eine Streuung des δ^{34}S-Wertes um Null, die eine Hypothese auf eine ursprünglich tiefthermale sedimentäre Bildung nicht mehr zuläßt. Es ist fraglich, ob während der hochgradigen Metamorphose tatsächlich eine Homogenisierung der S-Isotopen erfolgen kann (siehe Abschnitt V., Kap. 3.3.2. und 3.5.). Das maximale Pb-Pb-Isotopenalter liegt bei 406 Ma.

Die Modellalter des Bleis sprechen eindeutig für eine voralpidische Anlage. Sie sind jedoch, wie übrigens im ganzen Bereich dieser hochgradigen Metamorphose (z.B. Schneeberg), nach der geologischen Alterseinschätzung zu niedrig und dürften durch radiogenes Blei eine Verjüngung erfahren haben.

Typische Vorkommen: Arzkarkopf (Radurscheltal), Arzkopf (Nauderer Tscheytal), Boden (Kaunertal), Falpetan (Kaunertal), Habicht-Glücksgrat, Haderlehen (Ötztal), Heiligenkreuz, Hochjoch (Platzertal), Holzberg (Sautens), Knappenhof, Knappenkar (Saletztal), Laponisalm, Martinsbach (Kaunertal), Mutzkopf, Mutzwiesen, Ochsenalm, Petersbach, Plangeross – Mandarfen (Pitztal), Rauher Kopf, Sattelalpe (Rauchtalbach), Schloßbachgraben (Kaunerberg), Schnabele, Serneskopf, Sudleskopf (Kreuzjöchl), Tscheyjoch, Tschingl, Tösens (Platzer- u. Berglertal), Umhausen, Valrie- (Knappen-, Gamoartal), Versetz, Winkle, Wörgetal (Kühtai).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1968); VAVTAR, F. (1988); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.1.2.2. Polymetallischer Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Arlberger Phyllitgneise

Nicht konturiert; ÖK: 143, 144.

Charakteristika: Westlich von St. Christoph am Arlberg treten in E–W-streichenden, steil nach N und S einfallenden polymetamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen der sogenannten Phyllitgneiszone einige Cu-Fe- und Zn-Pb-Erzanreicherungen auf, die nach paragenetischen Gesichtspunkten und auf Grund der Form ihrer Erzkörper in zwei auch genetisch verschiedene Typen zusammengefaßt werden können:
– Lagerförmige, s-parallele, variszisch metamorphosierte und postkristallin durchbewegte Cu-Fe- und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zn-Pb-Erzlager, die als syngenetische, prävariszische Metallanreicherungen interpretiert werden.
– Gangförmige, diskordant zur variszischen Schieferung verlaufende Zn-Pb-Vererzungen in N–S- bis NNE–SSW-streichenden, steil nach E einfallenden bzw. saigeren Klüften mit einer maximalen Mächtigkeit von 1 m und einer nachweislichen Teufenerstreckung im Zehnermeterbereich.

Da es sich bei den vererzten Kluftscharen um Reißklüfte handelt, die in ac-Lage zu flach nach WNW bis WSW abtauchenden B-Achsen auftreten und damit dem variszischen Formungsplan zuzuordnen sind, kann ihre Zn-Pb-Erzfüllung nur syn- bis postvariszisch erfolgt sein.

Die Temperaturen, welche sich sowohl aus der Spurenelementparagenese als auch aus den massenhaft auftretenden Pyrrhotinentmischungen im sehr Fe-reichen Sphalerit ableiten lassen, entsprechen den Bedingungen der amphibolitfaziellen, variszischen Metamorphose und liegen deutlich über denen der grünschieferfaziellen, eoalpinen Metamorphose, die in diesem Bereich der Phyllitgneiszone nachgewiesen ist.

Form der Mineralisation: Diskordante Zn±Pb-Erzgänge; vererzte Reißklüfte in ac-Lage zu präalpidischen B-Achsen; untergeordnet auch s-parallele Cu-Fe- und Pb-Zn-Erzmineralisationen.

Nebengestein: Paragneis, Glimmerschiefer, Feldspatknotengneis.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Isotopenwerte: Siehe Tab. 27 im Abschnitt V. Das Pb-Pb-Isotopenmodellalter weist mit 306 Ma auf eine voralpidische Anlage.

Besonderheiten: eisenreicher Sphalerit; präalpidische Granate mit Mineralen der Cu-Fe-Erzparagenese als S_i.

Bei den gangförmigen Zn-Pb-Vererzungen handelt es sich mit größter Wahrscheinlichkeit um syn- bis postvariszische, jedoch präalpidische Mineralisationen.

Typische Vorkommen: Brunnenköpfe (St. Christoph), Flath-Alm, Rendl-Alm (S St. Anton).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ALWASHE, M.A. (1974); HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1991); VAVTAR, F. (1988); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.1.2.3. Erzbezirk Deferegger Alpen („Koriden“)

Nicht konturiert; ÖK: 177–179.

Als Deferegger Alpen werden jene Kristallinkomplexe verstanden, die im Norden vom Unterostalpin, im Westen von der Rieserfernergruppe und im Osten von der Schobergruppe begrenzt werden. Im Süden tauchen die Gesteinsabfolgen der Deferegger Alpen unter die Thurntaler Quarzphyllite ab.

Tektonisch ist eine weitere Untergliederung in eine südlich situierte „Eklogitführende Gneisserie der Südzone“ (Koriden) und eine „Glimmerschiefer-Paragneisserie der Nordzone“ (Muriden) möglich. Dementsprechend wird unter einem „Erzbezirk Koriden“ und einem „Erzbezirk Muriden“ unterschieden.

Charakteristika: Am Aufbau des Koridenanteils der Deferegger Alpen sind im Wesentlichen Eklogit-(Amphibolit-)führende Paragneise beteiligt. Den Hauptanteil bilden Paragneise (Biotit-Plagioklasgneise), staurolith-, granat- und cyanitführende Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite und Eklogite.

Diese Gesteinsabfolge enthält eine Reihe von Mineralisationen, die offensichtlich gleichzeitig mit dem Nebengestein entstanden und örtlich durch die Ausläufer des Rieserferner Tonalites mobilisiert und überprägt worden sind. Die Erzparagenese besteht in erster Linie aus Arsenopyrit, Pyrrhotin, Galenit, Sphalerit, sowie Imprägnationen von Scheelit. Der überwiegende Teil der Rohstoffvorkommen ist lagerförmig, kluftförmige Mineralisationen (Mobilisate?) sind ebenfalls bekannt.

Form der Mineralisation: Lager, Schlieren, Imprägnationen.

Nebengestein: amphibolitführende Paragenese.

Alter des Nebengesteins: paläozoisch.

Besonderheiten: Skarnvererzungen (Michlbachtal, Schlaiten).

Typische Vorkommen: Burgfrieden, Grafendorfer Bach, Grünalm (WSW Rudnig), Gsaritzen-Alm, Göriach (Schlaiten), Jesach-Alpe, Leisach/Drautal, Michlbachtal, Schloßberg/Lienz (Moosalm), Thurn – Thaler, Tratte bei Ainet.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HÖLL, R. (1971); NEINAVAIE, H. et al. (1983); SCHULZ, O. (1986); SENARCLENS-GRANCY, W. (1965).

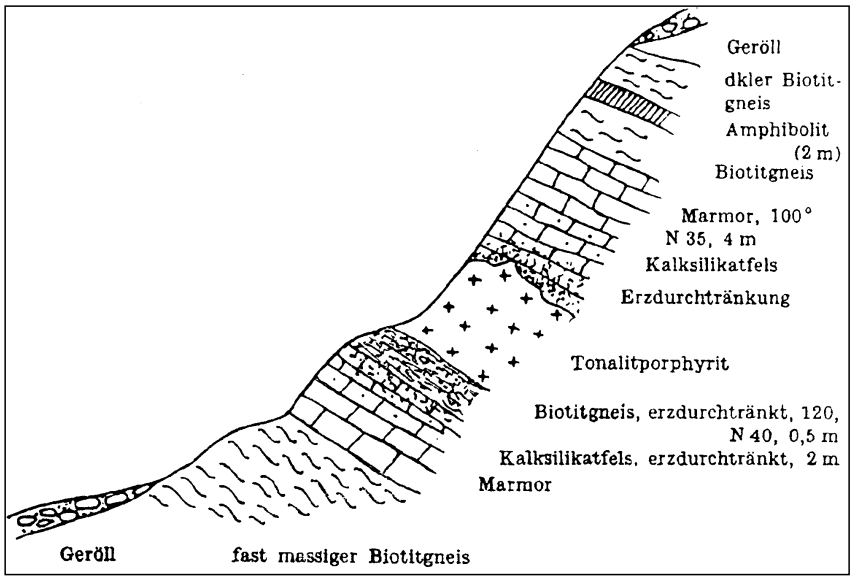


Abb. 261.
Profil durch den Magnetkiesbergbau Schlaiten (Osttirol).
Aus FRIEDRICH, O.M. (1952).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.1.2.4. Erzbezirk Deferegger Alpen („Muriden“)

Nicht konturiert; ÖK: 177, 178.

Charakteristika: Der Muridenanteil der Deferegger Alpen wird in erster Linie von Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut. Nach SENARCLENS-GRANCY, W. (1965) kann der Serienbestand von N nach S in Paragneise und Zweiglimmerschiefer, die am Nordrand einige mächtige, von Augen- und Granitgneisen begleitete Amphibolitzüge beinhalten, gegliedert werden. Gegen S schließt eine breite Zone heller Granat-Muskovit-Glimmerschiefer an, in welcher Amphibolite und Marmore weitgehend fehlen. Am Südrand folgt gegen den Tonalitausläufer des Rieserfernerkomplexes eine biotitreiche Serie mit Biotitschiefern, Zweiglimmerschiefern und Paragneisen. Sie enthält reichlich Amphibolite, Kalkmarmore, graphitische Schiefer und Quarzite. Vor allem im Ostteil des Muridenkomplexes stellen sich auch quarzitische Glimmerschiefer ein, die gegen W allerdings auskeilen. Gegen die Deferegger Hauptüberschiebung, die die Muriden von den Koriden trennt, nimmt der Grad der tektonischen Durchbewegung und Diaphthoritisierung kräftig zu.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Muriden im Vergleich zu den Koriden nur wenige und unbedeutende Rohstoffvorkommen enthalten. Der überwiegende Anteil der Vererzungen ist lagerförmiger Natur und führt neben Chalkopyrit auch Pyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit und untergeordnet Scheelit.

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Glimmerschiefer, Paragneise.

Alter des Nebengesteins: paläozoisch.

Typische Vorkommen: Blindissee – Knappengruben, Hopfgarten/Osttirol, Schober/Virgental, Tögischbachtal – Knappengruben, Waldhof – Döllach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: NEINAVAIE, H. et al. (1983); SENARCLENS-GRANCY, W. (1965).

2.4.1.2.5. Erzbezirk „Massive Kieslager“ Kreuzeckgruppe

Nicht konturiert; ÖK: 180.

Charakteristika: Die an Vulkanosedimente gebundenen Lagerstätten der „komplexen Kieserze“ weisen stoffkonkordante Sulfidanreicherungen (Pyrit, Pyrrhotin) auf, die cm- bis dm-mächtige Lagen bilden. Ausnahmsweise werden Derberz-Mächtigkeiten bis 4 m erreicht (Politzberg). Die Vererzungen sind zumeist absetzig mit stark schwankenden Bunt- und Edelmetallgehalten. Besonders hohe Gold- und Silbergehalte werden dort beobachtet, wo tektonische Strukturen die Kieserze durchsetzen. Gold in Form von Freigold ist überwiegend an Chalkopyrit und Arsenopyrit gebunden. Sphalerit ist durch hohe Eisen- und Indiumgehalte (in Konzentraten 200 bis 600 ppm In) ausgezeichnet (Tab. 4 im Abschnitt V.).

Form der Mineralisation: Stoffkonkordante Linsen, Imprägnationen im Schichtverband.

Nebengestein: Amphibolite, Quarzite, Granatglimmerschiefer.

Alter des Nebengesteins: Ordovizium–Silur (?).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 4 und 30 im Abschnitt V.

Die Pb-Pb-Modellalter von 570, 580 und 585 Ma dürften den bekannten geochronologischen Daten nahe kommen und scheinen realistisch zu sein (Kaser Wieserl, Knappenstube, Striedenalm).

Besonderheiten: Fazielle Bindung an vulkanosedimentäre Sequenzen.

Typische Vorkommen: Bärnbach (Lamnitztal), Feldsee (Staller Wölla), Knappenstube – Strieden, Politzberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E. (1981); FRIEDRICH, O.M. (1956,1963); GOULD, L.P. (1981); REIMANN, C. & STUMPFL, E.F. (1981); STUMPFL, E.F. (1979); WALLNER, P. (1981); WALLNER, P. & CERNY, I. (1983); WALLNER, P. & PROCHASKA, W. (1983).

2.4.1.2.6. Polymetallischer Erzbezirk Mittelkärntner Altkristallin

Nicht konturiert; ÖK: 202, 203.

Charakteristika: Das Mittelkärntner Altkristallin („Klagenfurter Halbfenster, Altkristallin der Kärntner Seen“) besteht i.w. aus drei Serien. Die tiefste entspricht der Millstätter Serie, der Radentheiner Glimmerschieferserie und Priedröfgneisserie und wird vorherrschend aus Zweiglimmer-Schiefergneisen (mit Staurolith und Disthen), Pegmatit sowie (Granat-)Amphibolit und (Silikat-)Marmor aufgebaut. Die nächsthöhere Serie besteht aus Paragneis mit Granat, Zweiglimmerschiefer, gneisigem Quarzit, quarzreichem Glimmerschiefer sowie Peg-

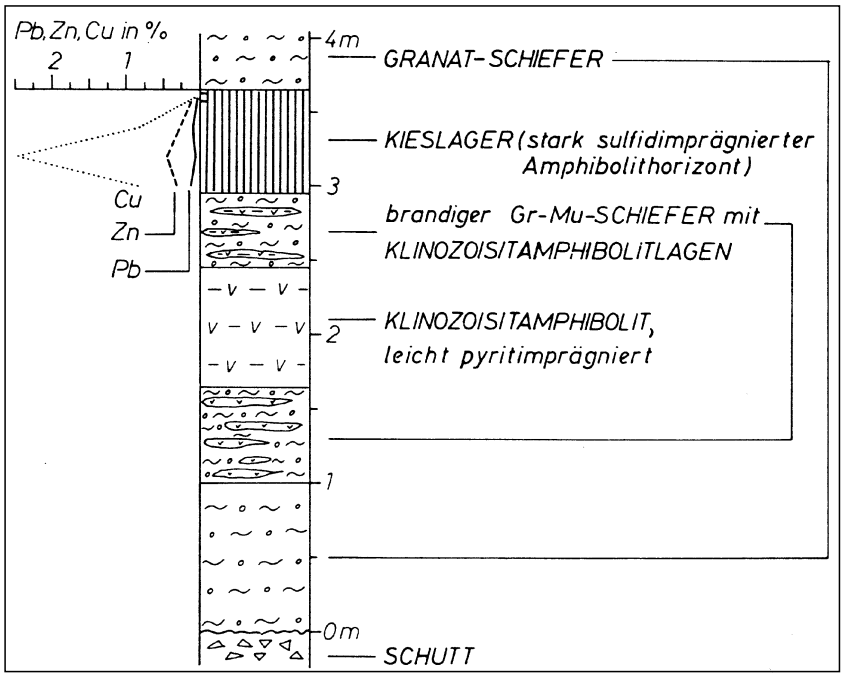


Abb. 262.
Kiesvererzung Politzberg.
Detailprofil über den Kiesausbiß oberhalb des oberen Stollens auf 2160 m NN Seehöhe.
Aus WALLNER, P. & PROCHASKA, W. (1983).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

matit, die höchste (dritte) Serie aus phyllitischem Glimmerschiefer, quarzreichem Glimmerschiefer, Marmor und Amphibolit. Der Metamorphosegrad nimmt von der tiefsten zur höchsten Serie hin ab.

Die (Calcit-)Marmorzüge der tiefsten Serie führen Vorkommen von Buntmetallen bzw. von Blei und Zink (z.B. Moosburg, Treffen, Umberg, Plescherken W Keutschach), stellenweise begleitet von Eisen (z.B. Moosburg, Plescherken). In der Erzparagenese herrschen Galenit und Sphalerit vor und werden u.a. von Pyrrhotin und Chalkopyrit begleitet. Der Galenit kann silberreich sein (bis um 100 ppm) und bis 1 Gew.-% Sb sowie 0,5 Gew.-% Bi enthalten, der Sphalerit ist zumeist eisenreich und im Vergleich zu anderen Vorkommen im Kristallin relativ arm an Hg. Örtlich ergaben Blei-Zinkerze auf Grund der Spurengehalte an Silber Anlaß für Schürfe auf dieses Edelmetall (siehe auch Tab. 4 und 5 im Abschnitt V).

In Moosburg enthält die verschieferte Abfolge von unreinem Calcit-Marmor stellenweise Wechselfolgen von ss- bzw. s-konkordanten Lagen von Marmor sowie von Erz mit Gangart. In diesen Marmorlagen tritt Calcit häufig auf, wobei Braunspat bzw. ankeritisches Karbonat vorherrschen. Die Erzlagen des Marmors bestehen vorwiegend aus Sulfiden (z.B. Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin) und/oder Magnetit. Gangart bilden Siderit und Calcit, außerdem Silikate. Stellenweise sind die prämetamorphen Wechselfolgen sehr fein bzw. feinrhythmisch ausgebildet. Hauptgemengteile der Erzparagenese bzw. der Erzlagen bilden Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin und Magnetit, wobei letzterer vorherrschen kann. Als Neben- bis Übergemengteile treten Chalkopyrit (Hochtemperatur-Chalkopyrit), Fahlerz, Ilmenit sowie Graphit auf, mit dem kennzeichnenderweise wieder Spuren von Molybdänit vergesellschaftet sind. Charakteristische Gangarten in den Erzlagen sind, sieht man von Calcit und Siderit ab, neben Quarz vor allem Granat und gruneritischer Amphibol. Beide Silikate, gruneritischer Amphibol sogar in asbestförmiger Ausbildung, sprießen in älteren Sulfiden, vor allem im Galenit und enthalten diese als Einschlüsse und Verdrängungsreste.

Die prämetamorphen, syngenetischen, vulkanogen-sedimentären Erzlager zeigen dieselbe tektonische Beanspruchung, Durchbewegung, Schieferung und Regionalmetamorphose(n) wie der umgebende Marmor bzw. die gesamte Serie, haben also die gesamte tektonische und metamorphe Geschichte durchlaufen.

In Umberg liegen die Blei-Zinkerze in einer konkordanten Abfolge von Ankerit-Marmor und quarzreichem Glimmerschiefer.

Gangmineralisationen mit z.T. silberreichen Blei-Zinkerzen treten im (Calcit-)Marmor von Treffen und Plescherken W Keutschach auf. Letzteres Vorkommen führt außerdem konkordante Lagen von eisenschüssigem Dolomit bzw. Siderit(-Marmor). Teilweise gebänderter Magnesit tritt bei Rupertiberg auf.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe, sedimentäre bis vulkanogen-sedimentäre Abfolgen, Marmor.

Alter des Nebengesteins: (?) Altpaläozoikum.

Isotopenwerte: Siehe Tab. 30 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Brückl, Faning, Klein St. Veit, Kreuzbergl (Klagenfurt), Moosburg, Pitzlstätten, Plescherken, Plescherken – Hafnersee, Pörtschach, Roda bei Schiefling, Tentschach, Treffen, Umberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BAUER, J. (1981); TUFAR, W. (1974, 1979a, 1980b, 1981); UCIK, F.H. (1970, 1972).

2.4.1.2.7. Polymetallischer Erzbezirk Schladming

Nicht konturiert; ÖK: 127.

Charakteristika: Das Schladminger Kristallin besteht i.w. aus einem polymetamorphen, stark deformierten Gneiskomplex mit Ortho- und Paragesteinen. Der Unterbau wird aus herzynischen Granitoiden (Orthogneise, Granite bis Diorite und Migmatite) gebildet, das Alte Dach setzt sich aus Paragneisen und Amphiboliten zusammen. Tektonisch wird das Kristallin teilweise von der Wölzer Glimmerschieferserie mit Sölker- und Bretsteinmarmoren überlagert. Das Schladminger Kristallin wurde von der variszischen und alpidischen Metamorphose erfaßt und durch die Tektonik stark zerstückelt. Daher ist der Internbau kompliziert und kaum auflösbar.

Nach Untersuchungen von SCHEDL, A. (1981) im SW-Teil des Kristallin-Komplexes werden die gebänderten Abfolgen aus Amphiboliten und Plagioklasgneisen auf einen bimodalen Vulkanismus zurückgeführt. Als tektonisches Environment dieser Serie mit typischem Kalkalkali-Chemismus wird der Bereich eines Inselbogensystems bzw. analoger Ausbildungsformen im Kontinentalbereich angenommen. Metavulkanite aus größeren ungebänderten Amphibolit-Einschaltungen werden als Abkömmlinge von Within-plate-Basalten (WPB) bezeichnet. Eine Verzahnung von aktivem Kontinentalrand-Environment und Bildung lokaler kontinentaler Riftzonen wird für diesen Bereich der Schladminger Tauern zur Diskussion gestellt.

Die Paragneisserie des Alten Daches ist i.w. der Träger zahlreicher Vererzungen, auf die in den vergangenen Jahrhunderten mit wechselndem Erfolg Bergbau betrieben worden ist. Nach FRIEDRICH, O.M. (1975) können die Erzvorkommen gegliedert werden in

1) Silberreiche Blei-Zink-Lagerstätten,
2) Silberführende Chalkopyrit-Fahlerz-Vorkommen,
3) Kiesvorkommen,
4) Kupfererze der Oberen Giglerbaue bzw. Blei-Zinkerze vom Hauser Kaibling,
5) Nickel-Kobalt-Bismut-Silbervorkommen vom Typus Zinkwand-Vöttern.

Die Vererzungen des erstgenannten Typus sind flächig ausgebildete, silberhältigen Galenit führende Mineralisationen. Sie sind s-parallel eingelagert und an Serizitschiefer gebunden (Eschach, Roßblei, Bromriese, Eiskar).

Typus 2 bildet meist dünne, im s eingeschlichtete Lagen, die i.w. aus Chalkopyrit und Fahlerz bestehen, und an Serizitquarzite gebunden sind (Krombach). Der an Grünschiefer geknüpfte und in die Schieferung eingeschlichtete Typus 3 betrifft linsig-schlierige Pyrit-Chalkopyrit-Derberze und Imprägnationen. Typus 4 (Kupfererze) tritt im stark diaphthoritischen Kristallin über oder nahe der Überschiebung über den Lantschfeldquarzit bzw. die Radstädter Trias auf und besteht aus Chalkopyrit, Fahlerz, Nickel-Kobalterzen und Arsenopyrit. Auch die Blei-Zink-Vererzung des Hauser Kaibling ist an eine Überschiebungsbahn gebunden.

Die Ni-Co-Bi-Ag-reichen Erzlineale der Zinkwand und des Vöttern finden sich an der Scharung von kiesfüh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

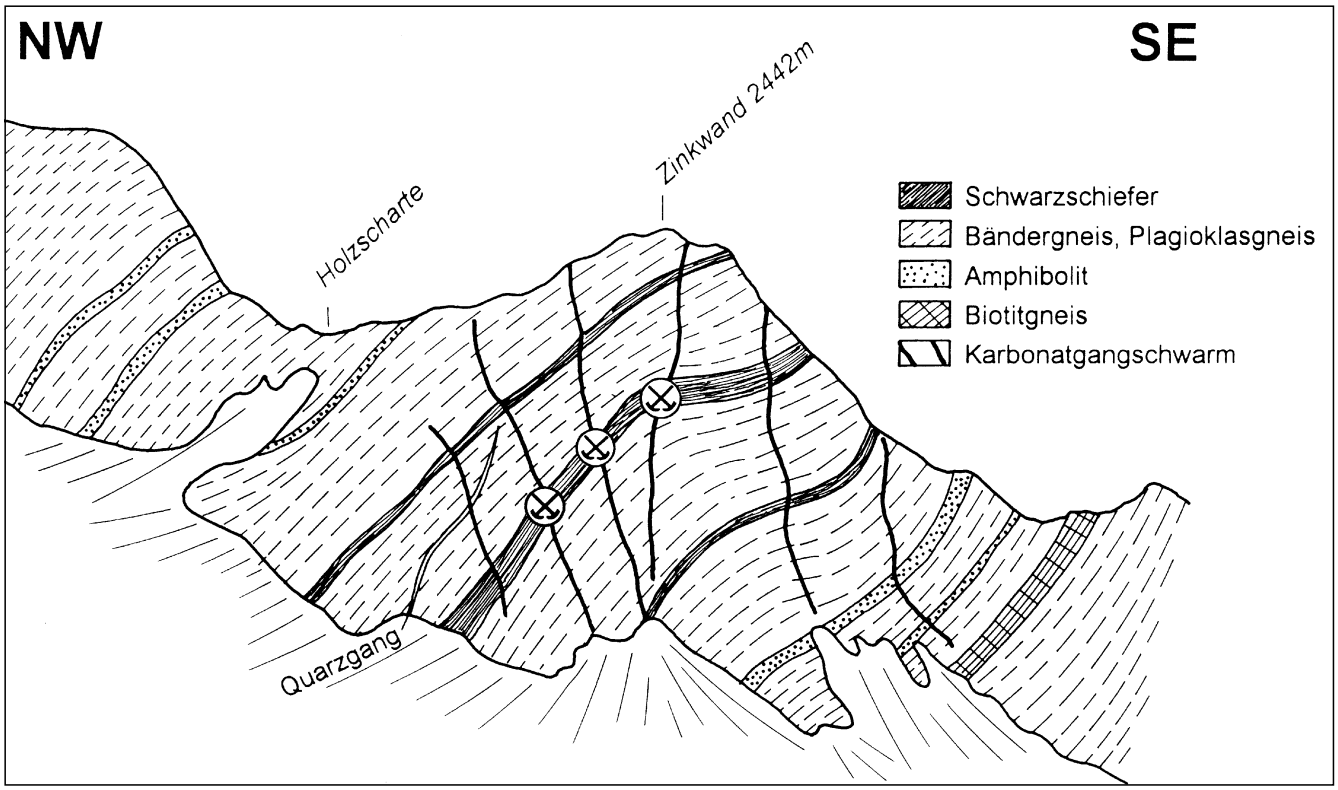


Abb. 263.
Profilansicht der SW-Seite der Zinkwand, Schladminger Tauern, mit Lokation der Haupteinbaue.
Nach SCHEDL, A. (1981); Zeichnung: H.P. STEYRER.

renden Schwarzschiefern mit steilstehenden, fahlerzführenden Gängen (Typus 5).

Die Erzvorkommen sind nach FRIEDRICH, O.M. (1975) altersverschieden. Die flächig ausgebildeten Typen wären demnach paläozoisch bis altpaläozoisch, während die Gangvererzungen von Zinkwand-Vöttern genetisch der alpidischen Orogenese zugeordnet werden. Mit diesen verwandt sind die Fahlerze und Nickel-Kobalterze führenden Mineralisationen vom Seekar, die an eine Randposition des Schladminger Kristallinkomplexes gebunden sind.

Dominante Erzminerale der Blei-Zink- und Kupfervorkommen sind Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und antimonreiches Fahlerz (Tetraedrit). Lokal wurden größere Konzentrationen an Blei-Antimon-Sulfosalzen (Boulangerit, Jamesonit) und Bournonit festgestellt. Die Galenite sind reich an Ag (0,01 bis 0,5 %), Sb (0,01 bis 0,5 %) und Bi (bis 0,05 %). Die Sphalerite zeichnen sich durch höhere Gehalte an Fe (bis 10 %), Mn (100 bis 5000 ppm), Co (bis 500 ppm), Cd (bis 1 %), Hg (bis 0,5 %), Ga (bis 500 ppm), In (bis 300 ppm), gelegentlich Ge (bis 50 ppm) und Sn (bis 100 ppm) aus. Sphaleritproben von der Zinkwand unterscheiden sich nicht signifikant von den übrigen (Tab. 4, 5 und 6 im Abschnitt V).

Form der Mineralisation: s-konkordante, aber linsig zerlegte Lagen und Schnüre; Imprägnationsvererzungen; diskordante Gänge.

Nebengestein: Metasedimente (Quarzite, Phyllite, Schwarzschiefer) und Metavulkanite (Amphibolite).

Alter des Nebengesteins: altpaläozoisch.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 6, 7a, 24, 27 und 30 im Abschnitt V.

Die vorläufigen Isotopendaten von Sulfiden und Karbonaten sind mit metamorphen komplexen polymetallischen Vererzungen kompatibel. Maximales Pb-Pb-Modellalter: 335 Ma.

Besonderheiten: Weitverbreitet sind Schwarzschiefer in einer Serie von Serizitquarziten, Serizitphylliten und Metavulkaniten mit einer polymetallischen Mineralisation, bei der die Eisensulfide Pyrit und Pyrrhotin dominieren (Kiesfahlbänder). Deren Verwitterung liefert Limonit, der für die Braunfärbung der Schwarzschiefer, aber auch von Amphiboliten und ankeritführenden Gesteinen, verantwortlich zu machen ist. Die braunen, oft kilometerweit verfolgbaren Bänder („Branden“) sind ein markantes geologisches Phänomen in dieser Gebirgslandschaft.

Die Erzparagenese der Lagerstätten Zinkwand-Vöttern besteht aus Ni-Co-Arseniden (Gersdorffit, Nickelin, Rammelsbergit, Pararammelsbergit, Maucherit), Arsenopyrit, Löllingit, ged. Arsen und Bismut, bismuthältigen Sulfosalzen, Fahlerz, Chalkopyrit, Galenit, Bournonit, Jamesonit und Sphalerit, sowie Ankerit und Mghältigem Siderit. Als mineralogische Besonderheit kommt das Ni-Bi-Sulfid Parkerit vor (PAAR, W.H., 1979).

Die Lagerstätten der Zinkwand und des Vöttern sind als Kleinvorkommen zu klassifizieren. Die Produktion an Nickel- und Kobalterz hat seinerzeit nur 80 bis 140 t betragen.

Die Erzanreicherung ist als Mobilisat aus dem Elementbestand der Branden zu betrachten. Die Branden führen im Durchschnitt (n = 21) 394 ppm Ni und 150 ppm Co, damit wesentlich mehr als die Grünschiefer und Amphibolite (n = 11) mit 146 ppm Ni und 41 ppm Co.

Typische Vorkommen: Bärfallspitze (Hauser Kaibling), Burglalm, Duisitzkar, Eiskar, Eschachalm (Saghütten), Freying (Obere Giglerbaue), Giglerbaue (Untere), Hopfriesen – Bromriesen, Krahberg(zinken), Krombach

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(„Klocker Halt“), Mairalm (Moaralm, Ennsling), Mitterberg, Neualpen (Neualm), Patzenkar – Kreuteralm, Reiteralm – Stegeralm, Roßblei, Sagalm – Duisitz, Schipplechner Brücke, Schladminger Kaibling, Seewigtal, Talkenscharte, Trockenbrotscharte, Vötternkar, Weiße Wand, Zinkwand (Vötternscharte).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1933, 1967, 1969, 1974, 1975, 1983); FUCHS, H. (1988); HIESSLEITNER, G. (1929); HÜBL, G. (1984); PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1979); SCHEDL, A. (1981); STUMPFL, E.F. (1979).

2.4.1.2.8. Polymetallischer Erzbezirk Wölzer Tauern

Nicht konturiert; ÖK: 130.

Charakteristika: Insbesondere die Vererzung der Lagerstätte von Oberzeiring und weitere in der Umgebung lediglich indizierte Erzvorkommen sind an Marmorzüge gebunden, die in den Wölzer Glimmerschiefern eingelagert sind. Die Hauptmasse der Vererzungen besteht aus wolkig-diffusen Eisenkarbonaten. Die Mineralisation ist polyphasig und an das regional bedeutende Störungssystem der Pölslinie gebunden, das die Marmorzüge quer durchschneidet.

Neben der vorwiegend karbonatischen Eisenvererzung ist auch Magnetit und Hämatit (Specularit) nachgewiesen. Gang- bis nesterförmiger Baryt ist die charakteristische Gangart. Der Baryt weist für hydrothermale Bildungen charakteristische Sr-Gehalte von rund 1 % auf.

Die sulfidische Mineralisation (Pb-Zn-Cu-Ag) ist besonders artenreich (Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Tennantit, Boulangerit, Bournonit, Pyrit, Magnetit, Pyrrhotin) und weist eine bemerkenswerte Veredelung durch Silbererze (ged. Silber, Pyrargyrit) auf.

Die Mineralparagenese ist, wie auch der Spurengehalt im Galenit zeigt, antimondominiert, der Sphalerit ist durch Quecksilbergehalte gekennzeichnet, wie auch Zinnoberfunde ausweisen.

Form der Mineralisation: diffuse Anreicherungen (Siderit), nester- bis klüftartige Vererzungen (Sulfide, Baryte).

Nebengestein: Marmor, z.T. Glimmerschiefer.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Isotopenwerte: Siehe Tab. 26 und 30. Die Sulfatschwefel- und Bleiisotopen deuten auf eine genetische Verwandschaft mit Hüttenberg.

Besonderheiten: Der Beginn der Bergbautätigkeit reicht wahrscheinlich bis ins 10. Jahrhundert zurück. Die rege Bergbautätigkeit galt den silberreichen Sulfiderzen und wurde durch den katastrophalen Wassereinbruch im 13. Jahrhundert beendet. Mehrere Gewältigungsversuche unter der Talsohle, zuletzt in diesem Jahrhundert, blieben erfolglos.

Über der Talssohle wurden seit dem 16. Jahrhundert Eisenerze, später Bleierze und in jüngster Zeit Baryt abgebaut. Aus der Größe einzelner Zechen kann auf eine bedeutende Erzführung rückgeschlossen werden.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HADITSCH, J.G. (1967); NEUBAUER, W. (1952); WEISS, A. (1967).

Typisches Vorkommen: Oberzeiring.

2.4.1.2.9. Polymetallischer Erzbezirk Grobgneisserie

Nicht konturiert; ÖK: 135.

Charakteristika: Im Bereich der Eisenspat-Lagerstätten in der Fröschnitz wurde am Arzberg im Fröschnitzgraben im Chloritschiefer eine tektonisch und regionalmetamorph überprägte syngenetische, stratiforme Blei-Zink-Lagermineralisation beschürft, die sich u.a. durch Eisenspat (Siderit, „Sideroplesit“) und Baryt auszeichnet. Als Neben- bis Übergemengteile treten z.B. Magnetit und Hämatit auf. Diese Vererzung ist mit den Blei-Zink-Barytvorkommen des Grazer Paläozoikums vergleichbar.

Eine weitere Komplexmassivsulfiderz-Lagerstätte, das Silberloch S Ratten, liegt in einem Quarzphyllit bis phyllitischen, z.T. granatführenden Schiefer, in Nachbarschaft von Amphibolit. Dieses prämetamorphe, s-konkordante polymetallische Kieserz-Lager führt vorherrschend Pyrit, Pyrrhotin, Galenit und eisenreichen, praktisch Hg-freien Sphalerit, während Chalkopyrit, mit dem auch Hochtemperatur-Chalkopyrit zu beobachten ist, stellenweise etwas zurücktreten kann. Gelegentlich ist u.a. Arsenopyrit anzutreffen. Kennzeichnend ist obendrein das Auftreten von gediegen Gold (Elektrum).

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe (vulkanogen-)sedimentäre Abfolgen.

Alter des Nebengesteins: (vulkano-)sedimentäre Abfolgen: (Alt-)Paläozoikum; Granit bzw. Grobgneis: variszisch (Karbon).

Isotopenwerte: Siehe Tab. 30 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Arzberg/Fröschnitzgraben, Krumbach – Lehnergraben, Silberloch S Ratten.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1968c, 1969a,b, 1974, 1979a, 1980b, 1981, 1987).

2.4.1.2.10. Polymetallischer Erzbezirk Wechselfenster

Nicht konturiert; ÖK: 76, 104, 105.

Charakteristika: Lagerstätten der Buntmetalle beschränken sich in der Wechselserie auf Kupfer, Blei- und Zink. Als ausgesprochene Kupfer-Mineralisationen sind jedoch nur Trattenbach und Eichbüchl bei Frohsdorf anzusehen. Eine eigenständige Blei-Zinklagerstätte bildet der Prinzenkogel im Kaltenegg. Sämtliche Lagerstätten zeichnen sich durch starke tektonische Beanspruchung und regionalmetamorphe Überprägung aus.

In der lagerartigen Kupfer-Mineralisation von Trattenbach herrscht Chalkopyrit vor, begleitet von Bornit, der sogar in seiner Hochtemperatur-Modifikation anzutreffen ist. Gelegentlich findet sich Tennantit, akzessorisch auch Galenit und Mawsonit sowie Spuren von Gold. Eine kennzeichnende Gangart bildet neben Quarz Albit, der in mehreren Generationen vorliegt, daneben u.a. ankeritisches Karbonat und Turmalin. Neben den für die Wechselserie typischen Albitporphyroblasten („Löschblattalbit“) liegt in Relikten noch eine alte Albit-Generation vor, die z.T. noch idiomorphe Ausbildung erkennen läßt. Charakteristisch sind ferner Albitporphyroblasten-Lagen bzw. Stengel-Albite. Die starke tektonische Beanspruchung und Überprägung der Lagerstätte durch die alpidische Orogenese und Regionalmetamorphose führte zur Ausbildung eines B-Tektonites.

Ein phyllitischer Albit-reicher Glimmerschiefer im Wiener Neustädter Fenster bildet das Nebengestein des Kupfer-Vorkommens von Eichbühel bei Frohsdorf. In diesem dominiert zwar ebenfalls Chalkopyrit, er wird je-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

doch von Arsenopyrit sowie Pyrit und Pyrrhotin begleitet. Der primären Paragenese gehören außerdem ein Karbonat, Sphalerit, Magnetit und Hämatit an. Diese Kupfer-Mineralisation zeichnet sich durch das Auftreten von Hochtemperatur-Chalkopyrit aus, der obendrein Entmischung von Sphalerit aufweist und auf Grund der starken tektonischen Beanspruchung Druckzwillinge ausgebildet hat.

Die Blei-Zinklagerstätte Prinzenkogel mit dem Feistritztaler Revier (Nordrevier) und dem Kaltenegg-Revier (Südrevier) liegt in einer Serie aus Albit-Phyllit bis Albit-Schiefer, Albit-Chlorit-Schiefer und Einschaltungen eines Gneises. Ursprünglich könnte eine Gang-Mineralisation vorgelegen haben, die stark tektonisch und regionalmetamorph überprägt wurde. Vorherrschende Erzminerale sind silberreicher Galenit und Sphalerit, als Neben- bis Übergemengteile treten Magnetit, Tetraedrit, Pyrrhotin, Bournonit, Chalkopyrit, Stibnit, Jamesonit und ged. Bismut auf. Die Gangart wird hauptsächlich von Baryt (ca 1,7 Gew.-% Sr) gebildet, begleitet von Quarz, ankeritischem Karbonat und Albit. Die Verwitterungszone der Lagerstätte zeichnet sich u.a. durch das Bleiphosphat Pyromorphit aus.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe, (vulkanogen-)sedimentäre Abfolgen.

Alter des Nebengesteins: (Alt-)Paläozoikum.

Isotopenwerte: Siehe Tab. 30 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Im Kupfererzvorkommen von Trattenbach konnte erstmals der Nachweis einer „Vorstufe“ von Idait bei der deszendenten Umbildung von Bornit erbracht werden.

Typische Vorkommen: Arzberg ober Waldbach, Eichbühel (Frohsdorf, Katzelsdorf), Prinzenkogel – Kaltenegg, Trattenbach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1965c, 1966b, 1967c, 1968b,c, 1969a,b, 1974, 1979a, 1980b, 1981, 1987).

2.4.1.3. Sonder- und Leichtmetalle

Im ostalpinen Kristallin sind an Sondermetallen insbesondere gang- bis kluftförmige Stibnitvererzungen in der Kreuzeck-Goldeckgruppe, sowie an Pegmatite gebundene Spodumenmineralisationen im Bereich der Wölzer Tauern und der Koralpe bekannt. Diese Vererzungen werden in eigenen Bezirken beschrieben.

Weitere Spodumenvorkommen sind auch in Pegmatiten des Radegunder Kristallins bzw. des Gleinalmkristallins bekannt (Arzwaldgraben, Birkfeld, Schöcklbartl, St. Radegund). Die Pegmatite (Gänge und Linsen) liegen in Schiefergneiskomplexen, Glimmerschiefern (KOLLER, F., GÖTZINGER, M.A. et al., 1983). In der unauffälligen Ausbildung des Spodumens ist offensichtlich begründet, daß dieser in den zahlreichen Pegmatiten bislang häufig übersehen wurde. Obwohl noch weitere Neufunde zu erwarten sind, ist die Wahrscheinlichkeit der Existenz größerer, womöglich bauwürdiger Vorkommen äußerst gering.

In den Abfolgen des Gailtaler Kristallins liegt die fahlerzführende Stibnit-Vererzung von Abfaltersbach und die Stibnit-Vererzung von Obertilliach. Diese unterscheiden sich geochemisch nur unwesentlich von jenen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe.

Darüberhinaus bestehen in den Abfolgen der Kreuzeck- bzw. der Goldeckgruppe Quecksilber-Vererzungen, die allerdings auf Grund ihrer Eigenständigkeit und Isoliertheit nicht in einen Bezirk eingegliedert werden können.

Das Quecksilbererzvorkommen von Glatschach – Dellach liegt in einer mehrere Meter mächtigen Quarzitlage, die in Glimmerschiefern eingelagert ist. In diesem sind imprägnationsartige Mineralisationen von ged. Quecksilber bekannt (FRIEDRICH, O.M., 1965; WEBER, L., 1981).

Cinnabaritvorkommen Stockenboi – Buchholzgraben

Im Buchholzgraben (Stockenboi, Wiederschwing, östlich des Weißensees) liegt im Verbande der altpaläozoischen, epizonal-metamorphen Schichtfolge das bedeutendste Quecksilbervorkommen Österreichs. Die Nebengesteinsabfolge besteht aus Schiefern, Phylliten und

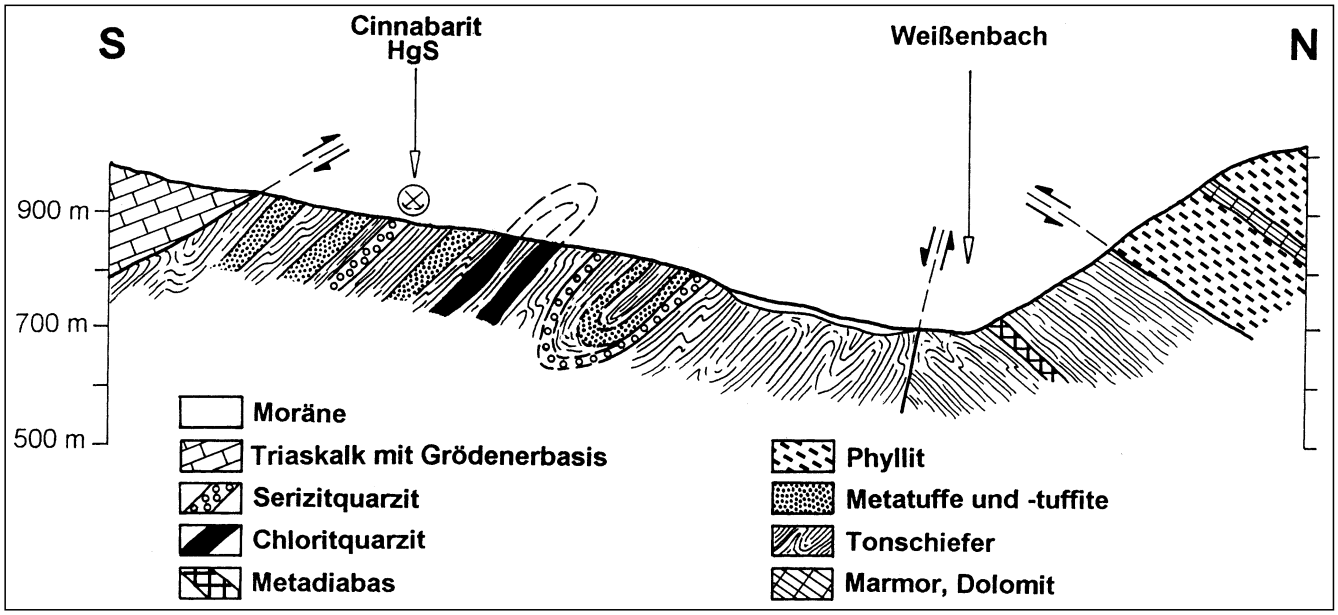
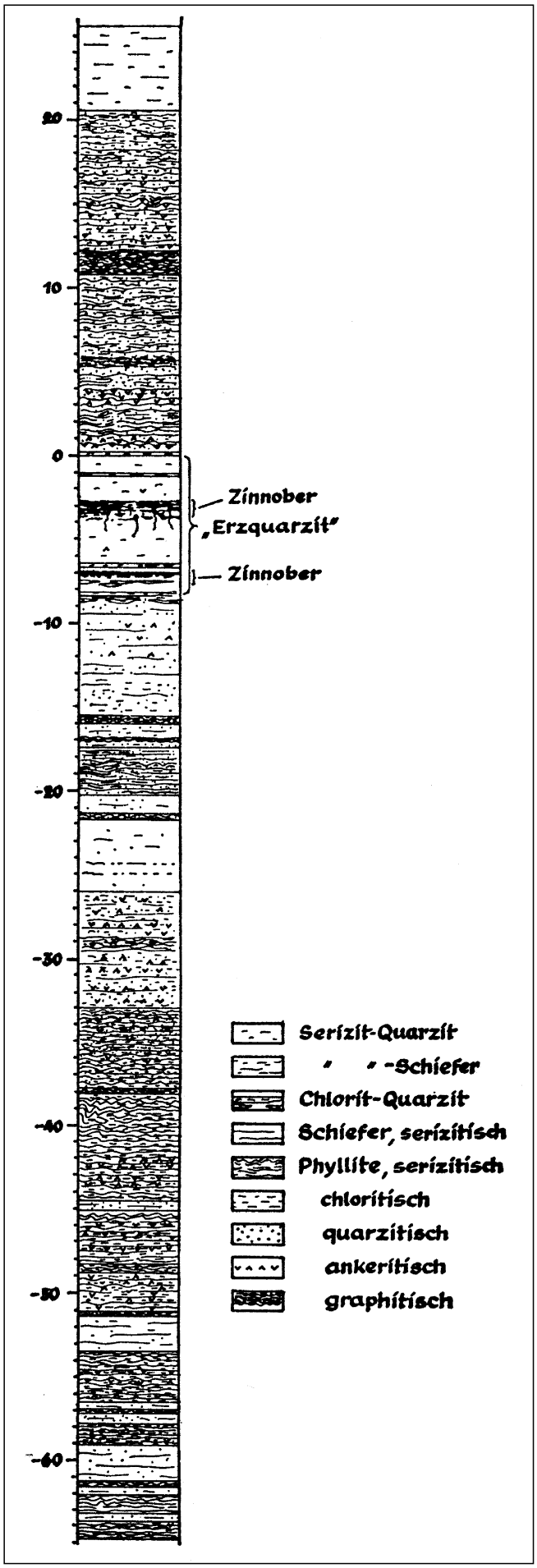


Abb. 264.
Profil durch das Lagerstättengebiet von Stockenboi (Kärnten).
Die Lage (B-B') des Profils ist der geologischen Karte von LAHUSEN, L. (1979) zu entnehmen.
Zeichnung: H.P. STEYRER.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Quarziten. Außerhalb des Vorkommens gibt es auch Diabasabkömmlinge. Die stark streuende Schichtflächenlage ist durch die Prägung mehrerer mittelsteilachsiger Synklinalen und Antiklinalen zu erklären, die im Grundriß einen schlingenförmigen Faltenbau ergeben.

Die Form der Erzführung kann nur in gemeinsamer Betrachtung mit dem verformten Begleitgestein verstanden werden. Es zeigt sich eine deutliche Schichtgebundenheit des Erzes mit Makro- und Mikrogefügen. Die Paragenese umfaßt Cinnabarit und Quarz, begleitet von Pyrit sowie Spuren von Chalkopyrit, Pyrrhotin und Baryt.

Unmittelbarer Erzträger ist ein bestimmter, etwa 1–8 m mächtiger Serizit-Quarzit-Schiefer mit Chlorit-Quarzit-Lagen. Diese fallen durch smaragdgrüne Farbe und glasiges Aussehen auf. Gelegentlich ist feinschichtig-krustenförmiger Feinquarzit als Relikt nachweisbar. Im Falle nur 1–3 m Mächtigkeit der Serizit-Quarzitbank erscheint das Erz auf die ganze Schicht verteilt, bei größerer Mächtigkeit aber sind zwei getrennte, schichtige Cinnabaritanreicherungen mit verschiedener Intensität der Erzführung zu beobachten.

Die makroskopisch schichtige Cinnabaritkonzentration erweist sich im Kleinbereich als feinlagig verschiefert und läßt eine ursprünglich streng stratiforme Lage vermuten. Im Zusammenhang mit dem Schichterz sind auch Imprägnationen, Haarrißmineralisationen sowie stellenweise schichtdiskordante kleine Gangvererzungen in Zerrklüften entwickelt. Diese erreichen maximal 5 cm Breite, 1,5 m Tiefe in das liegende Nebengestein und sind bis zu 15 m weit im Streichen verfolgbar. Ihre Auskristallisation ist wandständig.

Für die genetische Beurteilung der Lagerstätte ist die stratiforme Position, die gemeinsame Verfaltung und Zerscherung von Erz-Quarzit und allen Begleitgesteinen wichtig. Mindestens zwei tektonische Verformungen haben den Lagerstättenkomplex betroffen. Weiters ist die Deformation des Quecksilbererzes und des Nebengesteinskörpers mit allen Auswirkungen der Festigkeitsanisotropien in den Mineralaggregaten zu beachten. Die hohe Teilbeweglichkeit des Cinnabarites hat zur Folge, daß die Körner nachkristallin intergranular stark verformt und in die Schieferungsflächen mit Kornlängung eingeregelt wurden. Pyrit hingegen reagierte mit Kataklase. In mylonitisierten Bereichen ist Rekristallisation des Erzes nachweisbar.

Nicht deformiertes Erz ist in den mit dem Erzlager in Verbindung stehenden kleinen Gangspalten zu finden. Für deren Mineralisation werden lokale chemische Stoffumsätze angenommen.

Als Ursache der primären, typisch schichtgebundenen Hg-Metallanreicherung wird eine Extrusion niedrigsttemperierter Hydrothermen mit Hg, Fe, S und Si in das Meerwasser und die stratiforme Ausscheidung von Cinnabarit, Pyrit, Kieselsäure, diese z.T. als SiO_2 -Gel, teils extern, teils intern in den Intergranularen des altpaläozoischen Sedimentes für wahrscheinlich gehalten. Eine niedrigsttemperierte Regionalmetamorphose hat Erzlager und Gesteinsverband überprägt.

Abb. 265.
Stockenboi, Sebastianistollen.
Gesteinsabfolge mit dem an einen Serizit-Quarzit schichtgebundenen Zinnobererz.
Aus SCHULZ, O. (1969).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Cinnabaritlagerstätte Stockenboi war von FRIEDRICH, O.M. & KRAJICEK, E. (1952) und FRIEDRICH, O.M. (1968) in den Rahmen der „alpinen Metallogenese“ (PETRASCHECK, W., 1945) gestellt worden.

Der alte Bergbau mit 5 Horizonten wurde 1967–1968 gewältigt, montangeologisch untersucht und nach Aufbereitungsversuchen wieder geschlossen (FRIEDRICH, O.M. (1968); FRIEDRICH, O.M. & KRAJICEK, E. (1952); LAHUSEN, L. (1969, 1972); SCHULZ, O. (1969).

2.4.1.3.1. Antimon-(Arsen-, Gold-, Blei-, Kupfer-) sowie Gold-Arsen-Erzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe

Nicht konturiert; ÖK: 180–182.

Charakteristika: Am Südrand, aber auch in zentralen Bereichen der Kreuzeckgruppe sowie in der Goldeckgruppe nördlich und südlich des Siflitztales treten strukturkontrollierte hydrothermale Vererzungen auf, die nach dem Vorherrschen des jeweiligen Wertstoffes in eine (1) Antimon-(Arsen-, Gold-, Blei-, Kupfer-) bzw. eine (2) Gold-Arsen-Lagerstättengruppe untergliedert werden können. Beide Gruppen können räumlich eng miteinander assoziiert sein, aber auch als isolierte Einzelvorkommen definiert sein.

Alle hierher gehörigen Lagerstätten sind nach dem bisherigen Kenntnisstand gangförmig und/oder imprägnativ an Störungs- und Scherzonen alpinen Alters gebunden, die vielfach subparallel zur Drautalstörung, aber auch richtungsmäßig zwischen NNW und NNE pendelnd, angelegt sind. Beide Lagerstättengruppen sind an keine bestimmten Lithologien gebunden. Das Spektrum der polymetamorphen Nebengesteine reicht von Metasedimenten (Marmore, Schwarzschiefer, Glimmerschiefer, Quarzphyllite), Metagranitoiden (Gneise, teilweise Augengneise) bis hin zu sauren bis basischen Metavulkaniten (Amphibolite, Metatuffe) und nichtmetamorphen Tonalitporphyriten.

Die von MAUCHER, A. (1965) und später von LAHUSEN, L. (1972) für das Gebiet postulierte „Schicht- und Zeitgebundenheit“ einer „Sb-Hg-Formation“ ist aufgrund der Strukturkontrolle aller Lagerstätten nicht nachvollziehbar. Die Schichtgebundenheit ist auch deshalb nicht zu beweisen, da die Vererzungsgruppen nicht an bestimmte Lithologien gebunden sind.

Die Form und Größe der Erzkörper ist sehr großen Schwankungen unterworfen. Bauwürdige Erzkonzentrationen sind ausschließlich an zumeist steil einschiebende Adelszonen (Bonanzas) gebunden (z.B. Sb: Rabant; Au: Siflitz). In den marmorgebundenen Lagerstätten liegt häufig eine stockwerksartige Mineralisation vor, während in den scherzonengebundenen golddominierten Vererzungstypen eine diffuse, imprägnative, meist sehr absetzige Verteilung nachgewiesen ist.

Die Gruppe der Lagerstätten mit Antimonvormacht mit den Hauptverbreitungsgebieten im West- und Ostabschnitt der südlichen Kreuzeckgruppe (Erzreviere Rabant – Leßnig – Radlberg) und Goldeckgruppe (Siflitz – Weißwände – Guginock) zeichnet sich durch komplexe Mineralsukzessionen aus. Hier beginnt die Kristallisationsabfolge mit einer goldhaltigen Arsenopyrit-Assoziation, die von einer Buntmetallparagenese mit Chalkopyrit, Bournonit, Tetraedrit, Chalkostibnit, Jamesonit, Boulangerit, Galenit und Sphalerit gefolgt wird, und in der abschließenden Phase durch den mengenmäßig dominierenden Stibnit (mit Berthierit, Gudmundit, ged. Antimon) gekennzeichnet ist. Dieser kommt vielfach in Form tektonisch überprägter feinkörnig-schichtiger Bändererze (Rabant), aber auch als grobstrahlige, kaum deformierte Kristallbildungen (Mariengrube, Guginock – Wallnerstollen) vor.

Als Nebengemengteile der Antimonvererzungen sind vor allem lokal auftretende Gehalte an Nickel- und Bismutmineralien (Ullmannit: Leßnig, Radlberg, Siflitz/ Weißwände; Horubetsonit: Mariengrube) typisch.

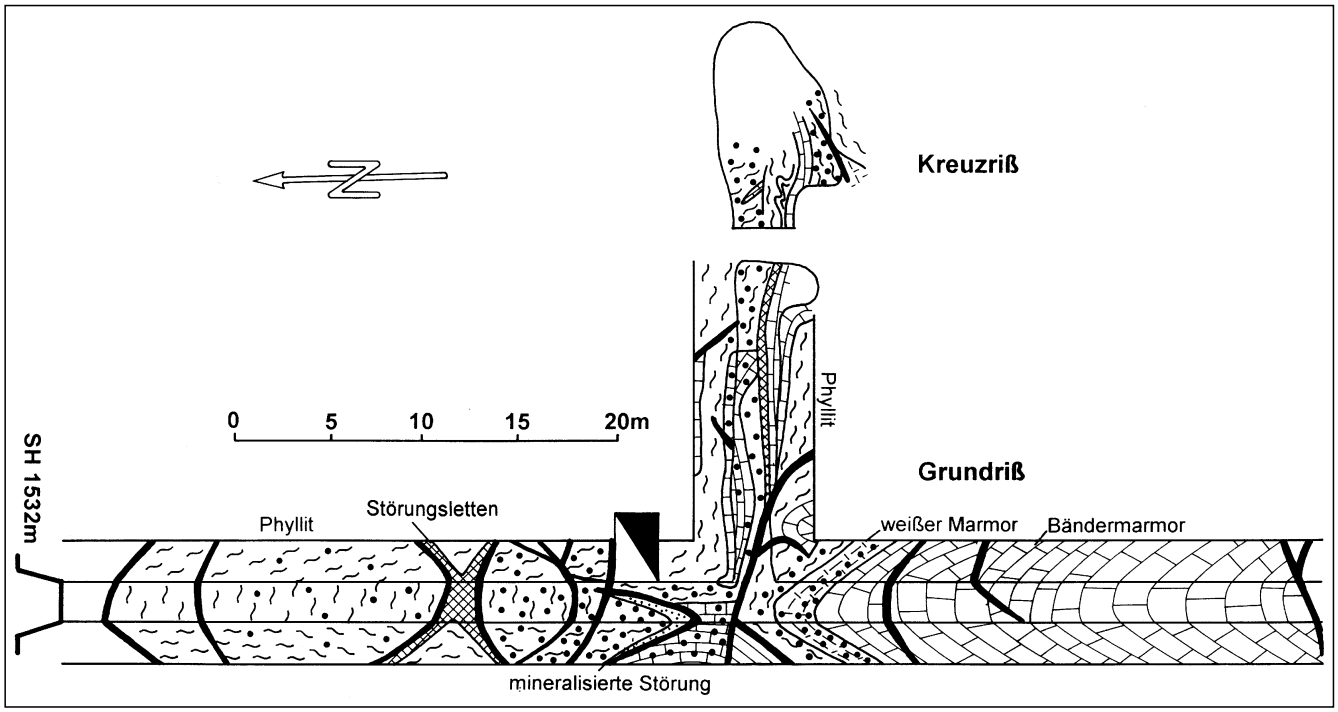


Abb. 266.
Geologie und disseminierte Goldmineralisation (Punktsignatur) des Guginock-Unterbaustollens.
Nach AMANN, G. & NEUBAUER, F. (1995); Zeichnung: H.P. STEYRER.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

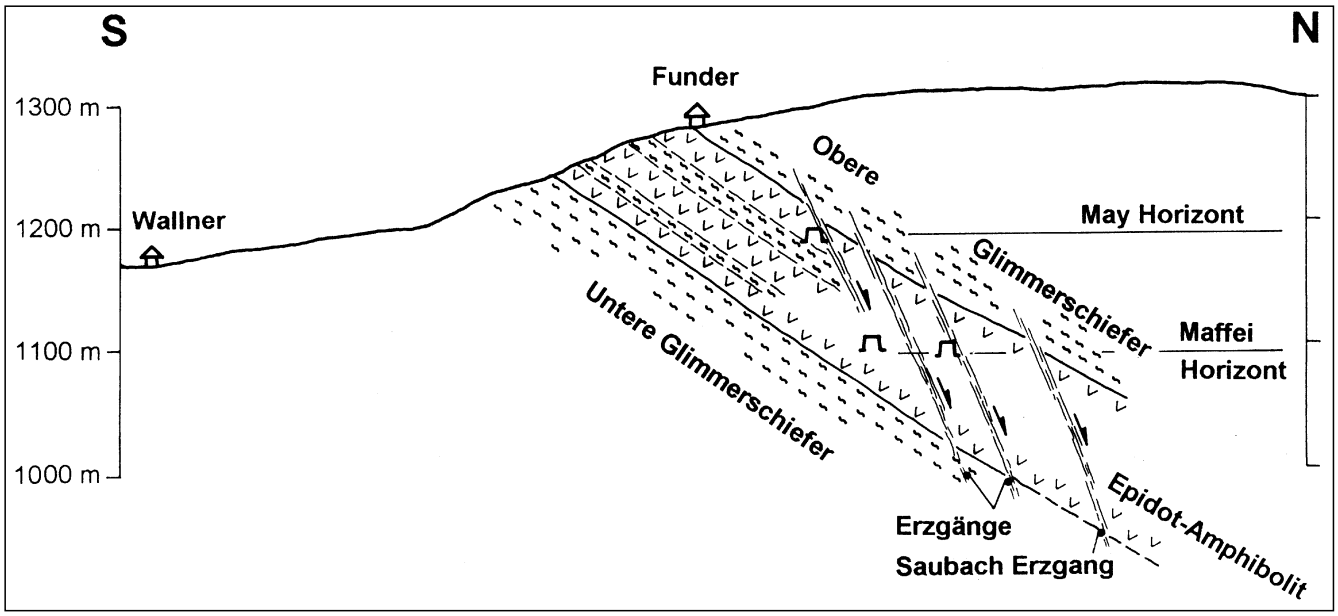


Abb. 267.
N–S-Profil durch das Goldbergbaugebiet Fundkofel bei Oberdrauburg, Kärnten.
Nach NEUBAUER, F. (1995); Zeichnung: H.P. STEYRER.

Die Gangarten der Antimonvererzungen sind Quarz und zumeist eisenhältige Karbonate.

Die zweite Gruppe ist durch lokal besonders hohe Goldgehalte ausgezeichnet. Derartige Lagerstätten sind an linsig reduzierte Quarzgangsysteme entlang von Störungen (Fundkofel, Stottergraben, Gasarn, Kienbergerkar, Goldgrubenscharte) oder an intensiv silizifizierte Scherzonenbereiche (Gurskerkammer, Lengholz, Ranzen, Siflitz, Guginock) gebunden. Der Goldgehalt liegt entweder in Form von Freigold (>10μm bis zu 1 cm) oder als refraktäres (<10μm bis gittergebundenes) Gold vor. Freigold tritt entweder als Einwachsung in grauem bis grauschwarzem fettigem Quarz auf oder bildet hauchdünne Folien und Häutchen auf Harnischflächen, feinsten Klüften und Rissen. Entlang von Korngrenzen des Gangquarzes findet sich mitunter besonders viel extrem feinkörniges Gold (bis <1μm). Das refraktäre („invisible“) Gold ist bevorzugt an das Arsenopyrit-, untergeordnet auch an das Pyritgitter gebunden.

Eine besonders gut untersuchte Goldvererzung ist am Guginock südlich des Siflitztales zu beleuchten. Hier treten Gold-Arsenvererzungen im Grenzbereich von Quarzphylliten/Glimmerschiefern und Marmoren in einem Explorationsstollen südöstlich der Lindneralm (1366 m ü.A.) zwischen 1500 und 1560 m ü.A. auf. Kleinere Vorkommen einer allerdings goldärmeren Arsenopyrit-Scheelit-Vererzung sind unmittelbar oberhalb des Siflitz-Talgrundes an seiner S-Flanke aufgeschlossen. Goldreichere Vererzungen werden in weiter östlich gelegenen Seitengräben vermutet. Die Guginock-Goldvererzung tritt im Scheitelbereich einer E–W-streichenden Falte auf, deren überkippter Schenkel im Grenzbereich zwischen Phylliten im Liegenden und Marmoren im Hangenden von spröden Abschiebungen überprägt worden ist. Die reicherzführenden Areale sind durch besonders starke Silizifizierung ausgezeichnet.

Insgesamt ist die Erzmineralogie der Goldlagerstätten vergleichsweise monoton, nur durch besonders hohe Gehalte an Arsenopyrit und zurücktretend Pyrit, Buntmetallsulfiden- und Sulfosalzen sowie feinkörnigem Rutil/Anatas charakterisiert.

Die Alterationserscheinungen sind in beiden Lagerstättengruppen ähnlich und umfassen Silizifizierung, Karbonatisierung, Chloritisierung, selten Turmalinisierung (Fundkofel) und Kaolinisierung (Argillitisierung). In den alterierten Metavulkaniten der Antimonvererzungen enthalten die Chlorite niedrigere MgO- bzw. die Feldspäte höhere Na_2O-Gehalte im Vergleich zu nichtvererzten Bereichen.

Die Bildungstemperaturen der antimonhältigen Phasen liegen zwischen 180 und 270°C, die Bildungsdrucke zwischen 0,5 und 1,5 kbar. Die lagerstättenbildenden Fluide zeigen metamorphe Isotopensignaturen mit teilweise meteorischem Einfluß und sind hoch- bis hypersalinar. CH_4, CO_2, N_2 und H_2S wurden als Fluid-Einschlußgase gefunden (MALI, H., 1996). Die Bildungsbedingungen der goldbetonten Lagerstättengruppe sind erst in Ansätzen bekannt. Jedenfalls liegen die Bildungstemperaturen höher (320–350°C) als jene der Antimonphasen bei etwas höheren Bildungsdrucken (2–2,5 kbar). Die Fluide zeigen ebenfalls metamorphe Isotopenzusammensetzungen.

Form der Mineralisation: Gänge, Erzlinsen entlang von Störungs- und Scherzonen; Kluftvererzungen, Imprägnationen, stockwerksartig.

Nebengestein: Glimmerschiefer, Schwarzschiefer, Quarzphyllite, Marmore, Quarzite; basische und saure Metavulkanite (Amphibolite, Metatuffe), Gneise, Augengneise und Tonalitporphyrit.

Alter des Nebengesteins: ? Kambrium–Ordovizium bis Devon (Marmore).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 5, 6, 21, 27, 30 und 31 im Abschnitt V.
Die Schwefelisotopendaten liegen um $\delta^{34}S$ = Null. Die Bleiisotopendaten zeigen eine deutliche Variation mit Modellaltern zwischen 130 und 369 Ma. Ar-Ar-Alter von Glimmern aus Alterationszonen ergeben Plateaualter um 200 Ma.

Besonderheiten: Nach MALI, H. (1996) kann man die Antimonlagerstätten in zwei Subtypen untergliedern:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1) mit Antimonvormacht: Johannisgrube, Rabant, Edengang, Gurskerkammer, Gomig, Guginock – Wallnerstollen.
2) mit wechselnden Buntmetallgehalten: Mariengrube, Radlbergalm, Leßnig, Pirkeben, Tränkengraben, Siflitz-Weißwände.

Die genetische Verknüpfung der Antimon- und Goldlagerstättengruppen im betrachteten Abschnitt der Kreuzeck- und Goldeckgruppe ist zwar nicht überall, aber doch an mehreren Lokationen offenkundig (von W nach E): Gurskerkammer, Fundkofel, Leßnig – Stottergraben, Siflitz-Weißwände – Siflitz-Guginock (Wallnerstollen), Guginock (Unterfahrungsstollen).

Wenngleich Freigold- und Arsenopyrit-Gehalte auch in den strukturkontrollierten Silbervorkommen der Kreuzeckgruppe nachgewiesen sind, so rechtfertigen die dort mengen- und wertmäßig bei weitem dominierenden Silbererze in Verbindung mit andersartigen Paragenesen und Bildungsbedingungen die Ausweisung als eigenen Bezirk.

Wolfram-(Wolframit-, Scheelit-) und Zinn-(Stannit-Kesterit-)Gehalte sind in Verbindung mit Arsenopyrit (teilweise goldhaltig) signifikant und charakteristisch für dieses Altkristallin. Die stockwerksartigen Quecksilbervererzungen von Glatschach bei Dellach sind in der östlichen Fortsetzung des Rabant-Störungsbündels situiert und belegen möglicherweise infolge teilweise beträchtlicher Arsenopyritgehalte (gering goldhältig) neben überwiegend Cinnabarit die genetische Verwandschaft mit den (Antimon-)Goldvererzungen.

Typische Vorkommen: Sb: Edengang, Gomig, Guginock, Gurskerkammer, Leßnig, Nikolsdorf – Mariengrube, Nörsach – Johannisgrube, Pirkeben, Rabant, Radlbergalm, Siflitz (Weißwände); Au: Gurskerkammer, Fundkofel, Lengholz (Goldzeche, Ranzen), Goldgrubenscharte, Gasarn, Breitleiten N, Kienbergerkar, Dechant, Stottergraben, Siflitz, Guginock.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: AMANN, G. (1994); ANGEL, F. & KRAJICEK, K. (1939); CANAVAL, R. (1900b, 1913, 1934); CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E. (1981); FRIEDRICH, O.M. (1956, 1963a); GOULD, L.P. (1981); HIESSLEITNER, G. (1949); HOKE, L. (1990); LAHUSEN, L. (1972); MALI, H. (1996); MEIXNER, H. (1951); MEYER, J.W. (1979, 1981); MINEREX (1988); NEUBAUER, F. (1995); PAAR, W.H. (1980, 1988); QUEDNAU, M.S. (1993); REIMANN, C. (1980, 1981); REIMANN, C. & STUMPFL, E.F. (1985); STUMPFL, E.F. (1979); WALLNER, P. (1981); WEBER, L.(1981).

2.4.1.3.2. Spodumenpegmatitbezirk Weinebene

Nicht konturiert; ÖK: 188.

Charakteristika: Die Spodumenlagerstätte Weinebene stellt den zur Zeit einzigen Vertreter dieses Typs im Bereich der Koralpe dar.

Die Spodumenpegmatite treten sowohl innerhalb von eklogitischen Amphiboliten als auch von quarzitischen Glimmerschiefern auf. Die ausnahmslos schichtparallelen, NW–SE-streichenden Gänge weisen eine durchschnittliche Mächtigkeit von rund 2 m und eine maximale Mächtigkeit von 5,5 m auf und sind bei mittelsteilem NE-gerichtetem Einfallen über eine streichende Länge von ca 1,5 km bis in eine Teufe von rund 450 m mit gleichbleibender Zusammensetzung nachgewiesen. Die Pegmatite wurden von einer Metamorphose und begleitenden Deformation erfaßt, die im Falle der in den Amphiboliten auftretenden Gänge aufgrund der rheologischen Eigenschaften des Amphibolitzuges nur schwach wirksam war, im Falle der innerhalb der Glimmerschiefer auftretenden aber zu einer durchgreifenden Umkristallisation geführt hat.

Die mineralogische Zusammensetzung wird durch Spodumen, Albit, Kalifeldspat und Quarz bestimmt, wobei sich die im Amphibolit auftretenden Pegmatite von jenen innerhalb der Glimmerschiefer in bezug auf ihre Spodumenführung systematisch unterscheiden. Erstere enthalten etwa 22 Vol.-% Spodumen – äquivalent einem Lithiumgehalt von 1,68 % Li_2O – letztere hingegen einen solchen von rund 15 %, entsprechend 1,13 % Li_2O. Neben Lithium sind erhöhte Zinn- und Berylliumkonzentrationen um 100 ppm charakteristische Spurenelemente dieses Pegmatittypus. Die einzelnen Pegmatitgänge sind nicht zonar aufgebaut.

Texturelle Beobachtungen, die Übereinstimmung des durchschnittlichen Li_2O-Gehaltes von ca 1,6 % mit dem ternären Minimum im System Albit – Eukryptit – Quarz, der Spurenchemismus, der sehr niedrige K/Rb-Quotient von etwa 20 und schließlich eine schwache Mineralzonierung sind starke Argumente für die Herleitung der Pegmatite durch Fraktionierung aus einer granitischen Restschmelze. Ein Zusammenhang mit dem rund 20 km westlich der Weinebene befindlichen „Wolfsberger Granit“ ist aber nicht wahrscheinlich. Das Alter der Pegmatite ist als spätvariszisch anzusehen, was auch durch eine unpublizierte Datierung von 280 Ma (Primärmuskovit, Rb/Sr [SCHARBERT, S., pers. Mitt.]) unterstützt wird. Die metamorphe Überprägung ist demnach als alpidisch anzunehmen.

Form der Mineralisation: (Lager-)Gänge.

Nebengestein: quarzitische Glimmerschiefer, eklogitische Amphibolite.

Geochemie und Isotopenwerte: Rb/Sr, Primärmuskovit 280 Ma (pers. Mitt. S. SCHARBERT).

Besonderheiten: Das Spodumenvorkommen ist der bis dato größte und bedeutendste Vertreter einer ganzen Reihe gleichartiger Spodumenvorkommen, die sich im Bereich des ostalpinen Altkristallins von der Landesgrenze Osttirol/Südtirol im W bis in den Raum Birkfeld im E verfolgen lassen. Allen diesen Vorkommen ist das Auftreten in Form schichtparalleler Gänge, die distinkte Paragenese Li-Be-Sn sowie das Fehlen des anzunehmenden „Muttergranites“ gemeinsam.

Die Lagerstätte zeichnet sich durch eine umfangreiche Mineralparagenese aus: Beryll, Kassiterit, Ferrocolumbit, Turmalin, Triphylin, Lithiophilit; bei der Metamorphose wurden neu gebildet: Hydroxylherderit, Apatit, Fairfieldit-Messelit, Zeolithe, Bi-, Pb-, Zn- und Cu-Sulfide, ferner die Beryllophosphate Roscherit, Uralolith und ein neues Mineral, der Weinebenit.

Typisches Vorkommen: Weinebene – Brandrücken.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CERNY, I., MOSER, P. & NEDEFF, P. (1989); GÖD, R. (1989, 1992); WALTER, F. (1996).

2.4.1.3.3. Spodumenpegmatitbezirk Wölzer Tauern

Konturiert; ÖK: 129, 130.

Charakteristika: Im Raum Bretstein, Pusterwald und Lachtal wurden im mittelostalpinen Kristallin über 30 Vorkommen von spodumenführenden Pegmatiten nachgewiesen. Die Pegmatite treten in Form von Linsen, Linsenzügen, als schieferungsparallele, aber auch diskordante Gänge mit Mächtigkeiten von wenigen Dezi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

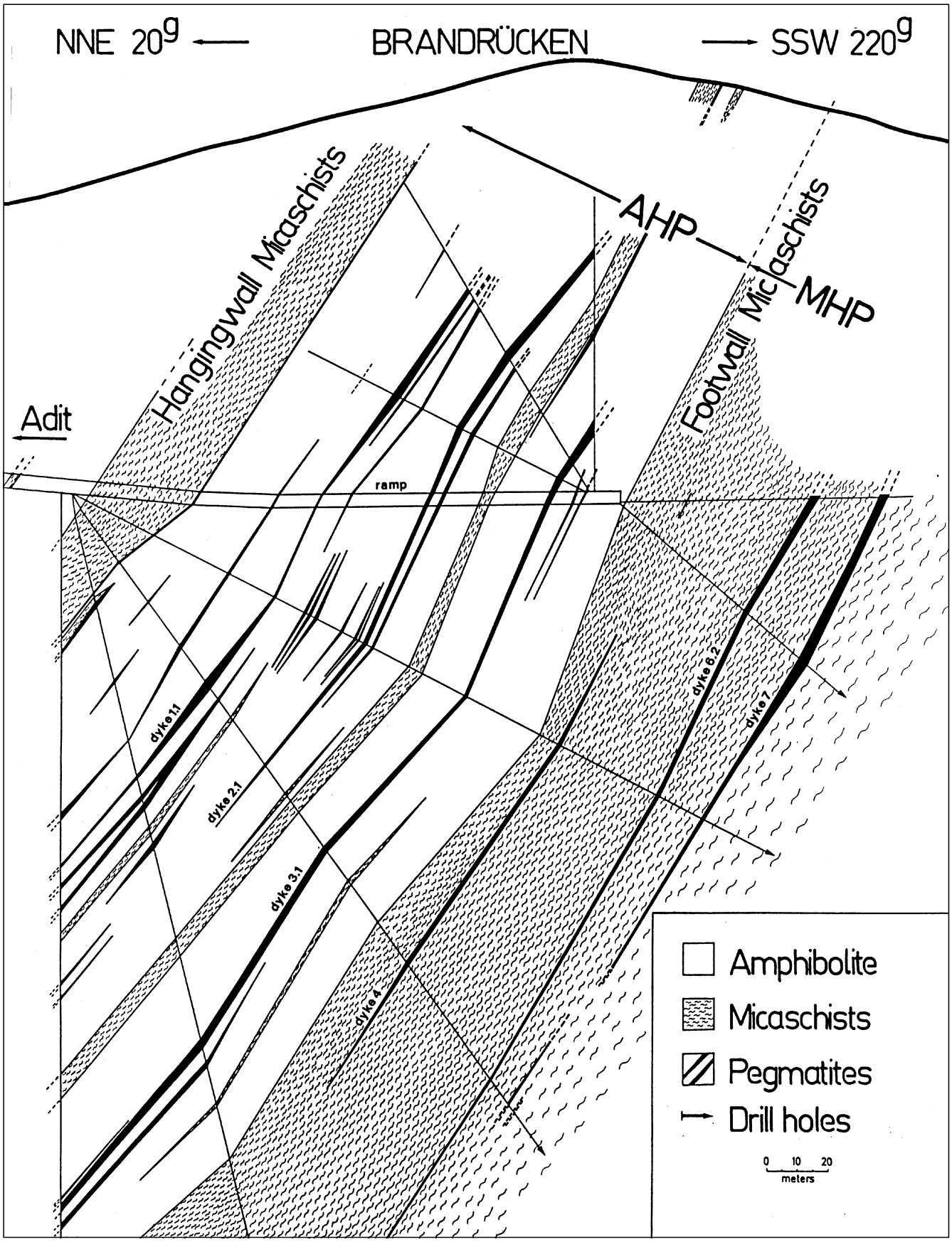


Abb. 268.
Geologisches Profil durch die Spodumenlagerstätte am Brandrücken.
Nach R. GÖD.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

metern bis zu zehn Metern auf. Sie treten ausschließlich im höchsten Teil des Glimmerschiefer-Marmorkomplexes auf. In den spodumenführenden Pegmatiten konnten bis zu fünf verschiedenartige Zonen aufgrund des Mineralbestandes und der Komponenten megaskopisch bestimmt werden. Die Lithiumgehalte der spodumenführenden Bereiche der Pegmatite liegen im Durchschnitt bei 1,59 % Li_2O. Der durchschnittliche Li-Gehalt von 8 Spodumenen beläuft sich auf 7,02 % Li_2O, der Fe-Gehalt auf 0,4 %. Anomale Anreicherungen anderer für Spodumenpegmatite typischer Elemente sind nicht festgestellt worden. Die niedrigen Gehalte an MgO, CaO und die hohen Werte von Na_2O, Ga, K/Rb, Rb/Sr, Rb/Ba und Ga/Al sind hervorzuheben.

Die Spodumenpegmatite können als komplexe und hochgradig differenzierte Gesteine granitischer Herkunft mit untergeordneter Nb-Ta-Mineralisation und z.T. beachtlichen Werten an Rb, Cs und Sn eingestuft werden. Im Gegensatz dazu sind die SEE mit Gehalten von durchwegs unter 1 ppm im Vergleich zu Graniten sehr stark abgereichert. Die Spodumenpegmatite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung anderen Vorkommen in den Ostalpen ähnlich.

Das Vorkommen am Hohenwart (Pusterwald) ist das größte des Spodumenpegmatitbezirkes Wölzer Tauern. Ein Pegmatit besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 5 Metern und umfaßt eine Substanz von rund 2,5 Miot. Die Li-Gehalte sind innerhalb des zonar gebauten Pegmatites lokal stark schwankend.

Form der Mineralisation: diskordante Gänge, Lagergänge, Linsen.

Nebengestein: Glimmerschiefer, Marmore.

Alter des Nebengesteins: Silur–Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Die Pegmatite sind gleichaltrig mit den Pegmatiten des Spodumenpegmatitbezirkes Weinebene.

Typische Vorkommen: Dietrichalmhütte, Feldkar, Gruber Hirnkogel Nordabfall, Hansbauer, Hinterer Hartleb, Hohenwart, Hoher Zinken, Keckenfriedeck (Bretstein), Keckgraben (Bretstein), Kuhalmhütte, Mittereck, Pallbauer Alm, Plättental-Osthang, Plättental-Westhang, SE Ofner, Scharnitzalm, Scharnitzfeld, Schleiferboden, Schönfeldspitze, Stallertörl, Stubenberg, Weittal, Zinkenschlucht (Lachtal).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MALI, H. (1993).

2.4.1.4. Edelmetalle

2.4.1.4.1. Silbererzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe

Nicht konturiert; ÖK: 180, 181.

Charakteristika: Silberdominierte und strukturkontrollierte Vererzungen sind in einem ausgeprägten Bereich nördlich der Zone der Au-As-(Sb-) bzw. Sb-(As-)Lagerstätten an Granatglimmerschiefer, Gneise und Amphibolite gebunden. Bereichsweise sind sie an den zerscherten Kontakt zwischen Quarzporphyrit-Gängen (K/Ar-Alter 30–40 Ma) und Metasedimenten geknüpft.

Die Ablagerungstexturen mit Drusen, Bänderungen, Kokarden- und kolloformen Bildungen sind Indizien für open space filling.

Die hydrothermalen Nebengesteinsveränderungen sind Serizitisierung (phyllic alteration), Silizifizierung und Karbonatisierung.

Die Mineralparagenesen sind durch das Auftreten sehr silberreicher Phasen (Fahlerze, Pyrargyrit, Diaphtorit, Akanthit) und geringe Goldgehalte ausgezeichnet.

Die Bildungstemperaturen (Flüssigkeits-Einschluß-Untersuchungen an Quarzen) variieren zwischen 165°–250°C und 210°–365°C. Die höheren Temperaturen betreffen zinn- und wolframreiche Silbererze der Draßnitz.

Ein hochplutonisches oder subvulkanisches Magma könnte eine mögliche Erklärung für das Telescoping, die Temperaturunterschiede und den Wärmegradienten innerhalb der Vererzungen sein. Die Isotopenzusammensetzung der Fluide deutet auf ihren metamorphen Ursprung hin.

Form der Mineralisation: Gänge.

Nebengestein: Granatglimmerschiefer, Gneise, Amphibolite.

Alter des Nebengesteins: Kambrium–Ordovizium.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 21, 27, 31 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Nebengesteine und Mineralparagenese erinnern an subvulkanische Lagerstätten mit extremem Telescoping.

Typische Vorkommen: Assamalm, Breitleiten, Bärenkogel, Dechant, Draßnitz, Grakofel, Hochtristen – Seekopf(?), Kienbergkar (?), Ladelnig, Lobetschtal, Michlbachtal (Rabon), Plattach, Pragen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: PAAR, W.H. et al. (1995).

2.4.1.4.2. Golderzbezirk Pusterwald

Konturiert; ÖK: 129, 130.

Charakteristika: Im Raum um Pusterwald sind mehrere genetisch verschiedenartige Erzvorkommen bekannt. Von diesen kommt nur den goldführenden Arsenopyritgängen des Plätten-(Pletten-)Tales eine größere Bedeutung zu. Die Vererzungen setzen in Glimmerschiefern und Amphiboliten (bzw. deren mylonitischen Äquivalenten) des Kristallins der Wölzer Tauern auf.

Die von FRIEDRICH, O.M. (1954) und THURNER, A. (1955) durchgeführten geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen, in Verbindung mit bergmännischen Aufschließungsarbeiten, indizieren eine 2–4 m mächtige und 650 m lange kiesvererzte Mylonitzone und davon abzweigende, sehr absetzige Gangtrümer. Die letzteren führen als Haupterze Arsenopyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit, die teils als Derberz (0,6 m bis zu 1 m), teils imprägnativ in der quarzigen Gangmasse eingelagert sind.

Die Goldführung ist an Arsenopyrit und Pyrrhotin gebunden, wobei vielfach sehr feinkörniges Freigold (um einige μm) vorliegt. Die Goldgehalte schwanken stark und werden mit 0–36 ppm angegeben (Tab. 7b im Abschnitt V).

Die störungsgebundenen Goldvererzungen des Plättentales sind mit dem Typus der klassischen Tauerngoldgänge des Gasteiner-Rauriser Raumes vergleichbar.

Form der Mineralisation: Gänge und Imprägnationen.

Nebengestein: Glimmerschiefer, Amphibolite.

Alter des Nebengesteins: ? Altpaläozoikum.

Typische Vorkommen: Mahralpe – Hohenwarth, Pusterwald, Pusterwald – Plättental, Schaffergraben bei Pusterwald.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

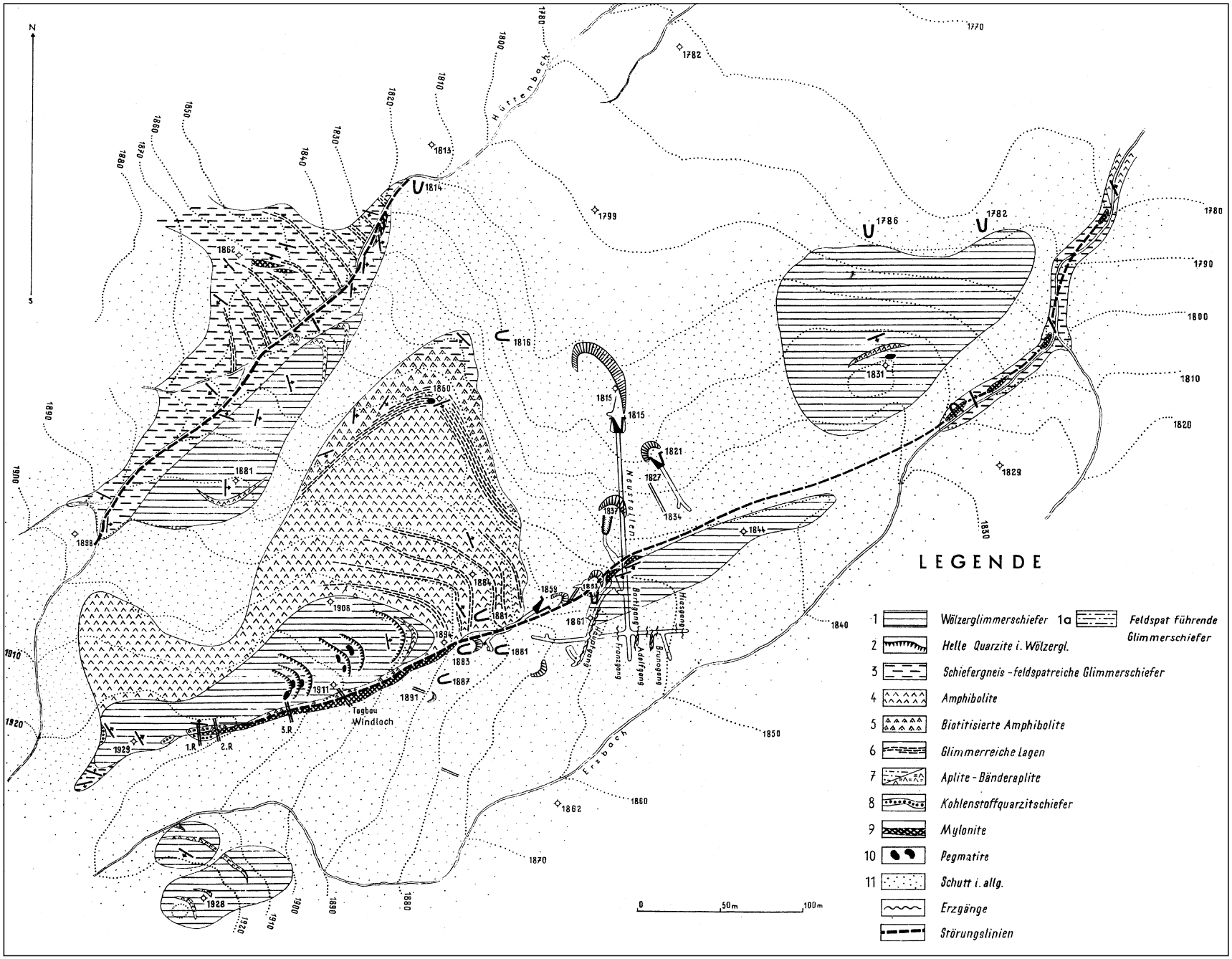


Abb. 269. Detailkarte des Erzgebietes im Plettenkar. Nach THURNER, A. (1955).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1954); THURNER, A. (1955).

2.4.1.4.3. Golderzbezirk Kliening – Kothgraben

Nicht konturiert; ÖK: 162, 187, 188.

Charakteristika: Der Golderzbezirk Kliening umfaßt

a) die Baue der Kliening i.e.S.,
b) die Baue im Bereich Buchbauer – Bischofseck (ca. 4 km SW Kliening),
c) die Vorkommen östlich von Bad St. Leonhard (östlich der Lavant),
d) die edelmetallführenden Mineralisationen des Wolfs Wolfsberger Fensters (östlich Wolfsberg) sowie
e) die goldführenden Gangvererzungen des Kothgrabens.

Die Bereiche a–c befinden sich innerhalb des „Klieningfensters", eines Aufbruches von Stubalpenkristallin in der Saualpe.

Die strukturkontrollierte Vererzung (e) im oberen Kothgraben (Samer) und einige weitere kleine Vorkommen im Roßbach- bzw. Teufenbachgraben gehören zu einer Gruppe goldführender Arsenopyrit-Mineralisationen in der Umgebung des Ameringstockes.

Alle beschriebenen Vererzungen sind zum Typus der Tauerngoldgänge i.w.S. zu rechnen und altersmäßig als alpidisch einzustufen.

a) Durch den Golderzbergbau Kliening wurden 9 parallele, NW–SE-streichende, steil gegen NE fallende Goldquarzgänge erschlossen. Verstreute, einzelne und nicht überprüfbare Angaben sprechen von Gehalten bis 59 g/t. Die Gänge sollen einen horizontalen Abstand von ca. 50 m aufgewiesen haben. Über die Mächtigkeit der Gänge liegen keine Angaben vor, sie soll aber äußerst unregelmäßig gewesen sein. Die Gänge wurden infolge technischer Probleme (Wetter, Wasser) nur bis in eine Teufe von ca. 100 m abgebaut. Nebengesteine sind Paragneise und Glimmerschiefer („Schiefergneise").
   Die Erzparagenese setzt sich zusammen aus: Pyrit, Arsenopyrit, Löllingit (dieser soll die höchsten Goldgehalte aufgewiesen haben), Chalkopyrit, Pyrrhotin, Galenit, Tennantit, Proustit, Akanthit, ged. Bismut, Bismuthinit, Cobaltit, sowie Freigold. Erwähnenswert ist der mehrfache Hinweis auf „goldführende chloritische Teile" in der Nachbarschaft von goldführenden Quarzen.
b) Bereich Buchbauer – Bischofseck: Diese nahezu in Vergessenheit geratene, ca 4 km SW der Kliening gelegene Vererzung ist durch Halden und Pingenzüge auf rund 3 km Erstreckung nachgewiesen und verläuft parallel zu einer NW–SE-streichenden Störung, die gleichzeitig das Klieningfenster gegen das Saualpenkristallin abgrenzt. Die Streichrichtung und das Fallen der Gänge entsprechen den Kliening-Gängen. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 0,3 und 2,5 m, wobei sie im Liegenden und Hangenden von ausgeprägten Lettenzonen begleitet werden und lateral in solche übergehen können. Makroskopisch sind Arsenopyrit, Pyrit, Chalkopyrit und Galenit erkennbar. Analysen weisen auf Goldgehalte (Haldenproben) bis 14 g/t und Gehalte von Schurfproben von 15 g/t (beprobte Mächtigkeit von 1,2 m) hin.
c) Bereich St. Leonhard: Für den Bereich östlich der Lavant existieren nur vage Hinweise auf Goldvorkommen im Lichtengraben und im Wisperdorfer Graben. Diese kaum weiter zu beurteilenden Angaben lassen in einem Falle an das Auftreten einer Zementationszone denken, weitere Hinweise fehlen jedoch.
d) Innerhalb des Wolfsberger Fensters, welches wie das Klieninger Fenster einen Aufbruch des Stubalpenkristallins darstellt, sind edelmetallführende kluftförmige Mineralisationen bekannt. Im Weißenbachgraben (St. Johann, Klocker) enthalten Quarzgänge, die in Granatglimmerschiefer eingeschaltet liegen, Pyrrhotinnester und Galenit. Ein weiteres Vorkommen wurde von BECK-MANNAGETTA, P. (1951) bei St. Johann beschrieben. Ebenso existieren nicht nähere Angaben über ein Golderzvorkommen im Bereich Gumitsch, unmittelbar südöstlich des heutigen Stadtgebietes von Wolfsberg. Der metallogenetische Bezug zur Kliening wird jedenfalls durch die Arsenverteilung in den Bachsedimenten unterstrichen.
e) Der goldführende Gang des Kothgrabens besitzt eine Mächtigkeit von 1–2 m und setzt in einer 300 bis 400 m breiten, NNE-streichenden Zone aus Ameringgranit, Augen- und Biotitschiefergneisen auf. Er ist im Streichen über 300 m verfolgbar und durch Stollen über eine Saigererstreckung von 80 m bekannt. Die Vererzung weist die Form eines „Lagerganges" auf und soll nach HADITSCH, J.G. (1964) syn- bis posttektonisch in bezug auf die Ausprägung des B-Achsenplanes erfolgt sein. Die Deformation fand nach PROCHASKA, W. (1993) im Übergangsbereich von spröden zu duktilen Bedingungen statt. Sie wurde mittels K/Ar-Datierung von erzbegleitenden Alterationsseriziten mit etwa 70 Mio. Jahren fixiert.
   Die Erzparagenese besteht überwiegend aus Arsenopyrit, der auch der Haupt-Goldträger ist, Pyrrhotin, Chalkopyrit und (in Spuren) Sphalerit.
   Die O-Isotopenuntersuchung (PROCHASKA, W., 1993) an Quarz, Serizit und Dolomit weist auf isotopische Ungleichgewichte zwischen diesen Mineralphasen hin. Für die Fluide wird eine Temperatur von ca 350–400°C angenommen.

Form der Mineralisation: Gänge.

Nebengestein: Glimmerschiefer, Paragneise, Biotit-Plagioklasgneise.

Alter des Nebengesteins: ? Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: $\delta^{18}O$ = 8 ‰; D = –90 ‰ (Kothgraben).

Besonderheiten: Buchbauer: Analysen von Haldenproben erreichen im Maximum 15 ppm Au, Erzproben (Klaubproben) enthalten 23 ppm Au, Schurfproben bis 15 ppm Au (beprobte Mächtigkeit 1,2 m). Die begleitenden Kupfergehalte schwanken zwischen 100 und 15000 ppm, die Antimongehalte zwischen 100 und 150 ppm (max. 1160 ppm), und die Bismutgehalte (teilweise ged. Bismut) zwischen 100 und 300 ppm.

Typische Vorkommen: Buchbauer – Bischofseck, Feistritzgraben, Kliening, Kothgraben (Samer); Mischlinggraben – Staubmannbaue (?); Nestelbauerkeusche, Perschengraben, Weißenbachgraben (Klocker).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CZERMAK, F. & SCHADLER, J. (1933); HADITSCH, J.G. (1964); MEIXNER, H. (1975); PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1975); PROCHASKA, W. (1993); STERK, G. (1955); THALMANN, F., SCHERMANN, O. & HAUSBERGER, G. (1989).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.1.4.4. Golderzbezirk Flatschach – Knittelfeld

Konturiert; ÖK: 161.

Charakteristika: Die gold- und silberhältigen Kupfervorkommen nördlich und nordöstlich von Flatschach liegen im Bereich altkristalliner Gesteine der Ausläufer der Niederen Tauern, welche dem Gleinalpen-Kristallin zugezählt werden (BECK-MANNAGETTA, P., 1968). Das vererzte Gebiet wird überwiegend aus Paragesteinen (Gneisen, Quarziten, Glimmerschiefern); Hornblendeschiefern und Amphiboliten sowie (im NE) aus Graniten und Granitgneisen aufgebaut. Im S und im NE wird es durch tiefe Brüche begrenzt.

Insgesamt kennt man 8 Gänge, von denen 3 als Hauptgänge einzustufen und auf fast 3 km Länge nachgewiesen sind. Sie wurden in drei Revieren (Brunngraben, Weißenbach und Adlitz) zwischen dem Brunn-Kropf (= Schloß-); Flatschacher (= Weißenbach-) und Adlitzgraben abgebaut. Das Gangstreichen schwankt zwischen 30° und 45° NE bei steilem (70°–80°) NW-Fallen. Die Gangmächtigkeit beträgt bis zu 1,5 Meter. Die Gangmasse besteht aus den Kupfererzen (nesterartig oder in derben Partien); den Gangarten Quarz und Calcit und hydrothermal veränderten Nebengesteinsfragmenten. Die Hauptkupfererze sind Chalkopyrit, Fahlerz, Domeykit sowie die überwiegend zementativ gebildeten Minerale Bornit, Chalkosin, Covellin und Domeykit; ged. Kupfer und Cuprit sind im Grenzbereich Zementations- und Oxidationszone angesiedelt. Gediegen Gold (60–80 μm) ist vor allem an Pyrit/Arsenopyrit, Chalkosin und Chalkopyrit gebunden. Die durchschnittlichen Metallgehalte betragen nach einer von RÜCKER, A. (1906) durchgeführten Bemusterung (Schlitzprobe) 3,1 % Cu, 3,1 g/t Au und 37,5 g/t Ag.

Form der Mineralisation: Gänge.

Nebengestein: Paragneise, Hornblendeschiefer

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum?

Besonderheiten: Uranerze (Uranpecherz) mit Au im Adlitzrevier (PUNZENGRUBER, K. et al., 1977).

Typische Vorkommen: Flatschach (Reviere Adlitz, Brunngraben, Weißenbach); Tremmelberg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GÖD, R. et al (1987); JARLOWSKY, W. (1964); PAAR, W.H. & MEIXNER, H. (1979); PUNZENGRUBER, K. et al. (1977); RÜKKER, A. (1906).

2.4.1.4.5. Edelmetallbezirk Grobgneisserie

Nicht konturiert; ÖK: 136.

Charakteristika: Als wesentliches Ergebnis von Neubearbeitungen von Lagerstätten der Grobgneisserie ist die Edelmetallführung zahlreicher Lagerstätten der Grobgneisserie anzusehen. Sieht man jedoch von der Silberführung von Galeniten und Fahlerzen ab, sind keine ausgesprochenen Silbererzlagerstätten bekannt.

Gold konnte u.a. in der Kupfererz-Lagerstätte von Trattenbach nachgewiesen werden, wobei eine häufige Vergesellschaftung von Gold mit Chalkopyrit, bzw. Hochtemperatur Chalkopyrit zu beobachten ist.

Auch die Komplexmassivsulfiderz-Lagerstätte Silberloch bei Ratten führt gediegen Gold (Elektrum) in Vergesellschaftung mit Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Hochtemperatur-Chalkopyrit und Galenit.

Ebenso ist Gold in genetisch unterschiedlichen Eisenspat-Mineralisationen ein kennzeichnender Gemengteil (Knappenkeusche – Fröschnitzgraben, Pitten). In diesen Lagerstätten wurde seinerzeit Gold als mögliches Wertmineral nicht erkannt.

Eine ausgesprochene Gold-Mineralisation stellt jedoch das Sulfiderzlager vom Goldloch im Granat-Glimmerschiefer des Dörflerbach-Grabens bei Vorau dar. Dort liegt ged. Gold (Elektrum) in Paragenese mit Chalkopyrit, Hochtemperatur-Chalkopyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Pyrit und Graphit vor.

Die einzige bisher bekannte Gold-Lagerstätte dieses Gebietes bildet ein Albit-Pegmatit im Löffelgraben im Puchegg bei Vorau, auf dem sogar in diesem Jahrhundert Bergbau auf Gold betrieben wurde. Der Albit-Pegmatit liegt in einer polymetamorphen Serie, die vor allem aus Hornblende- bzw. Aktinolithschiefer bis -gneis, Biotit- bzw. Glimmerschiefer, (Bänder-)Amphibolit, Phyllonit usw. aufgebaut wird. Diese Gesteine zeichnen sich stellenweise durch eine Plagioklasführung und/oder Granat sowie Graphit (±Molybdänit) aus. Außerdem treten Chromglimmer (Fuchsit, Chrom-Biotit) auf. Deutliche tektonische Beanspruchung sowie regionalmetamorphe Überprägung und Schieferung zeigt auch der Albit-Pegmatit. In der Erzparagenese herrscht Arsenopyrit vor und wird stellenweise von eisenreichem Sphalerit begleitet. Diese kann Einschlüsse von Chalkopyrit sowie Entmischung von Pyrrhotin aufweisen. Kennzeichnende Akzessorien sind Hochtemperatur-Chalkopyrit und ged. Gold, das auch Einschlüsse in Arsenopyrit bildet oder Risse in diesem verheilt und dabei z.T. von Pyrrhotin begleitet wird.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Pegmatit, Gänge.

Nebengestein: polymetamorphe (vulkanogen-)sedimentäre Abfolgen, Granit bzw. Grobgneis, Pegmatit.

Alter des Nebengesteins: (vulkano-)sedimentäre Abfolgen: (Alt-)Paläozoikum; Granit, Grobgneis: variszisch (Karbon).

Typische Vorkommen: Knappenkeusche – Fröschnitzgraben (Fe); Pitten (Fe); Silberloch – Ratten (PbZn); Goldloch im Dörflerbach-Graben; Löffelgraben in Puchegg b. Vorau.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1965e, 1968c, 1969a,b, 1972d, 1974, 1979a, 1980b, 1981, 1982).

2.4.1.5. Industrieminerale

Das ostalpine Kristallin enthält eine Reihe von Rohstoffvorkommen, die auch heute von wirtschaftlichem Interesse sind. Auf Grund der Häufung und der jeweils charakteristischen Mineralparagenese wurde unter mehreren Bezirken unterschieden.

Darüberhinaus existiert aber auch die wirtschaftlich bedeutende

Magnesitlagerstätte Radenthein

Diese Lagerstätte findet in diesem Gesteinskomplex interessanterweise keine weiteren Entsprechungen und wird somit als bedeutendes Einzelvorkommen beschrieben. Ihre bergwirtschaftliche Bedeutung wird durch einen Gesamtinhalt an Spatmagnesit von 35 Miot unterstrichen. Es handelt sich um die Typlagerstätte einer Spatmagnesit-Mineralisation, die im Gegensatz zu anderen Vorkommen der Ostalpen durch das Auftreten im ansonsten karbonatarmen Kristallin gekennzeichnet ist.

Die ca. 6 km nordwestlich von Radenthein an der Nordostflanke der Millstätter Alpe in ca 1250 m bis 1870 m über NN gelegene Lagerstätte gehört einem stratiformen, etwa 5 km langen Lagerstättenzug an, der im Radentheiner

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

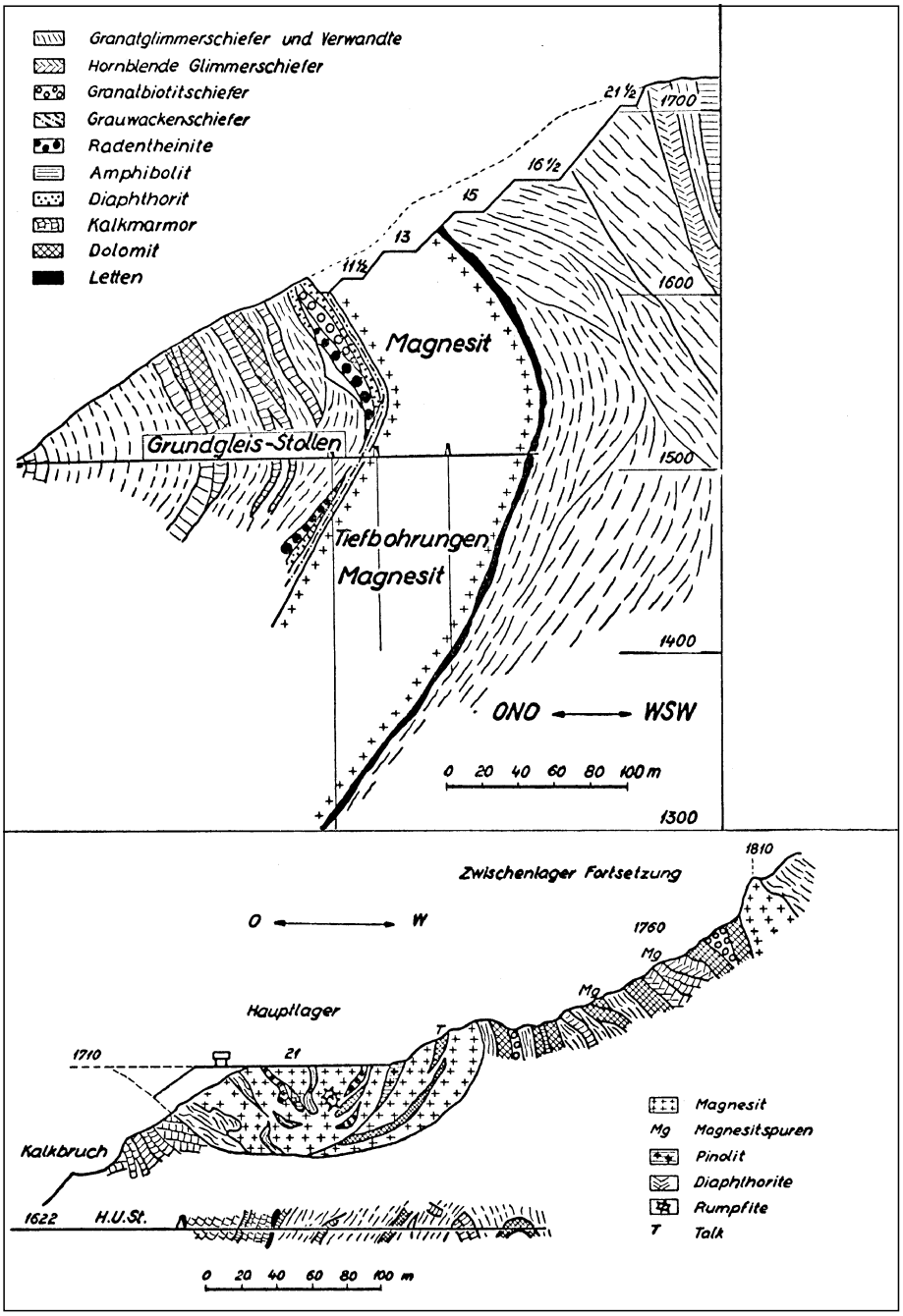


Abb. 270.
Geologisches Profil durch die Magnesitlagerstätte Radenthein.
Nach AWERZGER, A. & ANGEL, F. (1948).

Glimmerschiefer steil gegen E einfällt. Im Bereich der Lagerstätte zeichnet sich der Radentheiner Glimmerschiefer vor allem durch Granat-Glimmerschiefer („Grönnit"; extrem reich an Granat bis Granatfels) aus und enthält Einlagerungen von Amphibolit, Hornblende-Garbenschiefer sowie etwas Marmor (Calcit-, Dolomit-Marmor). Der im Bereich des Kontaktes stellenweise anzutreffende „Radentheinit" stellt als eine Besonderheit ein Gemenge aus Cyanit, Granat und Biotit dar. Eine reiche Magnesit-Führung mit größerer Mächtigkeit (30–70 m) ist im nördlichen Bereich auf etwa 1,2 km bekannt. In der Abfolge wird Magnesit von etwas Dolomit begleitet und stellenweise von einer Magnesit-Dolomit-Übergangszone überlagert. Gegen S, zur Lokalität Wetterkreuz hin, dünnt der Magnesit, zumindest ober Tage, stark aus, es sind jedoch immer wieder einige Meter mächtige Lagen und Linsen, z.T. vergesellschaftet mit hellgrauem, z.T. sehr feinkörnigem Dolomit-Marmor in der Abfolge, aufgeschlossen.

Der Abbau geht teilweise in einem rezenten Bergrutsch um (postglazialer Talzuschub; siehe Abb. 270). Durch diesen ist der Bereich der Lagerstätte bis in eine Teufe von über 100 m unter Tage äußerst gebräch.

In der Lagerstätte tritt Magnesit praktisch als monomineralischer Lagerstätten- bzw. Gesteinsbildner auf. Charakteristisch für den Magnesit („Spatmagnesit") ist sein Auftreten in häufig relativ großen Kristallaggregaten bzw. Porphyroblasten oder Idioblasten, die sogar mehrere cm Länge erreichen können. Es liegt Magnesit-Marmor vor, der mehrere Typen in der Lagerstätte beobachten läßt. Vorherrschend ist weißer Spatmagnesit, daneben tritt stellenweise Pinolit-Magnesit und außerdem Bänder-Magnesit auf. Beim Pinolit-Magnesit handelt es sich um einen grobkristallinen, unreinen Magnesit-Marmor, dessen Magnesit-Porphyroblasten bzw. Idioblasten ursprünglich in einer Tonschiefermatrix aufgesproßt sind. Der Bänder-Magnesit zeichnet sich durch eine charakteristische feinrhythmische Bänderung bzw. Abfolge im mm- bis cm-Bereich von Magnesit und meist dünnen, dunkleren Lagen von „Tonschiefer" aus. Dieser besteht häufig aus Talk und enthält als färbendes Pigment Graphit. Einschlüsse, vor allem von Dolomit und/oder Calcit, sind im Magnesit, auch in seinen pinolitischen und bänderigen Typen, stellenweise verbreitet, z.T. fein ausgebildet und teilweise zonar im Magnesit angeordnet oder liegen als „Durchstäubung" in seinen Porphyroblasten und Idioblasten vor. Als Einschlußmineral, selbst in den „Durchstäubungen", tritt stellenweise sogar reliktisch erhaltener, älterer Magnesit auf. Starke tektonische Beanspruchung sowie regionalmetamorphe Überprägung hat den Magnesit deutlich betroffen. Er zeigt dementsprechend erhebliche postkristalline Deformation mit Kataklase und sogar Rekristallisation. Reliktische Kataklasten von Magnesit, teilweise mit Längung im Zusammenhang mit einer gewissen (Fließ-)Schieferung, liegen häufig eingebettet in jüngerem Rekristallisat von Magnesit.

Geringe Gehalte an Calcit und/oder Dolomit liegen meist in Verwachsung mit Magnesit vor. Sie können Magnesit verdrängen oder werden stellenweise selbst von jüngeren Magnesit-Generationen verdrängt. Als weitere Neben- bis Übergemengteile treten u.a. Talk, eisenarmer Biotit bzw. Phlogopit, Klinochlor, Quarz, Cyanit (z.T. meh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

rere cm lang, häufig von Talk und Klinochlor verdrängt und pseudomorphosiert), Mg-reicher Amphibol, Sulfide (vor allem Pyrit, etwas Chalkopyrit usw.), Rutil, Turmalin und Graphit auf. Talk tritt gelegentlich auch etwas reichlicher auf. Turmalin kann im Kontaktbereich der Lagerstätte örtlich erheblich angereichert sein („Turmalinit“) und macht auf eine erhebliche Bor-Konzentration aufmerksam, wie sie in Evaporit-Bildungen auftritt. Magnesit und die mit ihm vergesellschafteten Silikate sowie Graphit repräsentieren eine metamorphe Paragenese, die im Metamorphosegrad mit der umgebenden Altkristallin-Serie des Radentheiner Glimmerschiefers übereinstimmt.

Nur mineralogisches Interesse kommt kleinen Erzmineralfunden im ehemaligen Tagbau zu. Im Bereich des Hauptlagers wurde auf Etage 17 ½ Milchquarz gefunden, der Chalkopyrit, Bornit und Galenit enthielt. Letzterer führte in Einschlüssen geringe Mengen an Tetradymit, Bismutin, Fahlerz und ged. Gold. Am Nordende des Spitzkofellagers (Etage 13) fand sich eine kleine Kobalt-Mineralisation.

Der Magnesit besitzt nur sehr kleine Flüssigkeits-Einschlüsse. Vorherrschend sind einphasige Einschlüsse, sowohl Sekundär-, als auch Primäreinschlüsse. Zweiphasige Flüssigkeits-Einschlüsse (Primär-, Sekundäreinschlüsse; Lösung und Gasphase) treten nur untergeordnet auf, gelegentlich liegen auch dreiphasige Flüssigkeits-Einschlüsse (Lösung, Gasphase und Tochterkristall) vor. Die Gasphase besteht vorherrschend aus CO_2, daneben auch CH_4 und N_2. Bei den Homogenisierungs-Temperaturen zweiphasiger Primäreinschlüsse zeichnen sich mehrere Maxima ab, nämlich vor allem Werte um 30°C, zwischen 230°C und 240°C sowie um 305°C. Besonderes Interesse kommt dabei auch den Flüssigkeits-Einschlüssen zu, die im Temperaturintervall von 29,8°C bis 30,9°C in die flüssige Phase homogenisieren, da in diesen flüssiges CO_2 („kritisches CO_2 “) vorliegt. Ermittlungen dieses Schmelzpunktes der H_2O-reichen Phase (Tm_{Eis}) zeichnen vor allem Werte zwischen –8,3 und –9,2°C sowie zwischen –11,2 und –11,6°C ab. Auslaugungsanalysen von Flüssigkeitseinschlüssen des Magnesites ergaben als mineralbildende Lösungen Chlorid-Hydrogencarbonat-Lösungen von Alkali- und Erdalkalimetallen mit relativ hohen Gehalten an Natrium, Kalium, Magnesium sowie Chlorid- und Hydrogencarbonationen, während Calcium und Strontium etwas zurücktreten.

Quarz aus dem umgebenden Nebengestein der Magnesit-Lagerstätte, der stellenweise mit Cyanit verwachsen ist, weist zwei Gruppen von Flüssigkeits-Einschlüssen auf. Eine Gruppe zeigt Homogenisierungs-Temperaturen mit einem Maximum bei etwa 148°C auf, die zweite bei etwa 164°C. Für den Schmelzpunkt der H_2O-reichen Phase (Tm_{Eis}) ergeben sich Werte zwischen –8,7 und –8,9°C.

Der Magnesit von Radenthein repräsentiert die Typlokalität einer Spatmagnesit-Lagerstätte, die durch das Auftreten im Kristallin gekennzeichnet ist. Sie liegt in einer polymetamorphen Kristallinserie (Radentheiner Glimmerschieferserie, vorherrschenden Granat-Glimmerschiefer), die außerdem ausgeprägte Diaphthorese aufweist. Ursprünglich handelt es sich um eine vulkanogen-sedimentäre (Geosynklinal-)Serie, in welcher der Magnesit-Lagerstättenzug auf eine Bildung in einem abgeschnürten Becken bzw. Evaporit-Becken zurückgeführt werden kann. In diesem lag auch eine Schwarzschieferfazies vor, auf euxinische Verhältnisse im ursprünglichen Sediment geht die Bildung von Graphit zurück. Die gesamte (Geosynklinal-) Serie mit ihrem Magnesit-Lagerstättenzug wurde präalpidisch progressiv stark regionalmetamorph umgebildet (mesozonal, z.B. charakteristisches Auftreten von Staurolith) und in alpidischer Zeit diaphthoritisch überprägt. Die Magnesit-Lagerstätte weist dieselbe tektonische Beanspruchung, Durchbewegung bzw. die verschiedenen tektonischen Verformungsakte, Schieferung und Regionalmetamorphose(n) wie die umgebende polymetamorphe Serie der Radentheiner Glimmerschiefer auf, in der sie liegt, hat also deren gesamte tektonische und metamorphe erdgeschichtliche Entwicklung durchlaufen.

Die Hypothese einer Mg^{2+}-Zufuhr und Mg-Metasomatose basiert alleine auf dem SEE-Muster mit einer starken positiven Eu-Anomalie des Magnesites (siehe Abschnitt. V., Kap. 2.12.).

Geochemische Charakteristika des Radentheiner Magnesits sind aus Tab. 15 (Abschnitt V.) zu entnehmen. Isotopenwerte siehe Tab. 23 (Abb. 364) und Tab. 29. Die höhergradige Metamorphose bedingt eine größere Varianz der Isotopenwerte.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANGEL, F. et al. (1953); AWERZGER, A. & ANGEL, F. (1948); BAU, M. & MÖLLER, P. (1992); REDLICH, K.A. (1908); TUFAR, W. (1968c, 1969b, 1972c, 1974, 1978a, 1980b,c, 1981); TUFAR, W. et al. (1989a,b).

2.4.1.5.1. Quarz-Feldspatpegmatitbezirk Liesergneisserie

Nicht konturiert; ÖK: 182, 200.

Charakteristika: In diesem Bezirk befinden sich Pegmatitvorkommen, die durch einen längeren Zeitraum bergwirtschaftlich genutzt worden sind. Das Altkristallin der Liesergneisserie mit meso- bis katazonalen Paragneisen wird von Pegmatiten durchschwärmt. Schwerpunkte der Pegmatitführung liegen bei Spittal/Drau und Laas – Glanz – Fresachberg. Es handelt sich um fein- bis grobkörnig entwickelte Pegmatoide im Übergang zu wenig differenzierten Pegmatiten. Geochemisch läßt sich der Anstieg der seltenen Elemente B, Be, Ga, Li, Rb, Sn, Pb und Zr gemeinsam mit dem Kaliumgehalt verfolgen. Pegmatite mit Mineralausscheidungen sind durch K/Rb-Verhältnisse um 150 charakterisiert. Sie durchschlagen quer die Schieferung, können aber auch lagergangartig entwickelt sein. Hauptgemengteile sind Mikroklin und reiner Albit. Schachbrettalbit verdrängt den Alkalifeldspat. Der hohe Natriumgehalt des aufbereiteten Feldspatproduktes mindert die technische Qualität.

Am besten aufgeschlossen sind die Pegmatite bei Spittal/Drau, Lieser, Edling und Wolfsbergkogel. Es handelt sich dabei auch um bekannte Mineralfundpunkte. Gefunden wurden Beryll, Ferrocolumbit, Tapiolith, Kassiterit, Apatit, Wardit, Siderit, Glasopal, sekundäre Uranminerale, ferner Turmalin, Zirkon und ein lagenartiges Vorkommen von Spodumen.

Genetisch ist zunächst Verbindung zum Villacher Granit vermutet worden, der sich als Spätdifferenziat durch eine Anreicherung an F, Li, Rb, Be, B, Sn, Ba und Pb auszeichnet. Innerhalb des Villacher Granites tritt der Pegmatit vom Markogel auf, der durch die Paragenese Fluorit, Beryll, Apatit, Xenotim und Arsenopyrit charakterisiert ist.

Weitere Pegmatite in den Hüllgesteinen des Granites sind bekannt, die sich durch mannigfache primäre

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Phosphatminerale auszeichnen (Höhenrücken südlich des Millstättersees).

Nebengestein: Granatglimmerschiefer (mit Plagioklas), Albitgneise, Zweiglimmerquarzite.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Villacher Granit: Rb/Sr-Gesteinsalter 409 ±23 Ma; K/Ar-Alter (400°C) 84±3 Ma.
Das geochronologische Alter der Pegmatite ist mit 280 Ma anzugeben (Pers. Mitt. S. SCHARBERT).

Typische Vorkommen: Edling/Spittal, Laas – (Fresachberg); Laas – Ferndorf, Rabenwand, Rabenwand (St. Jakob); Spittal/Drau (Lippnik); Wolfsberg (Spittal/Drau).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANGEL, F. & MEIXNER, H. (1953); GÖD, R. (1976); KHAILILI, H. (1976).

2.4.1.5.2. Quarz-Feldspatpegmatitbezirk Koralpe – Saualpe

Nicht konturiert; ÖK: 162, 163, 187, 188, 189, 205.

Charakteristika: Im Bereich des Kristallins der Koralpe, aber auch der nördlich angrenzenden Packalpe treten zahlreiche pegmatitische, in der Regel schichtparallele Körper auf, die in der Literatur als „Pegmatoide" bezeichnet wurden. Ihre Erstreckung im Streichen liegt meist im Bereich von wenigen 100 m (und darunter) und erreicht nur in Einzelfällen die km-Grenze (W Deutschlandsberg). Diese Pegmatoide werden als lateralsekretorische Bildungen, also als Ergebnis metamorpher Vorgänge gedeutet und somit von „echten" Pegmatiten unterschieden. Mit Ausnahme des Raumes „Pack" sind diese Pegmatoide im Hinblick auf ihre Rohstoffführung steril, besaßen aber in der Vergangenheit eine lokale Bedeutung für die Glasproduktion. Gelegentlich führen diese Pegmatoide Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon sowie Uranopale.
Aus dem Bereich Pack sind beryllführende Pegmatite bekannt. Diese schichtparallel im Nebengestein eingelagerten Pegmatite führen Turmalin, Beryll, Epidot, Titanit, Zirkon, Kassiterit und Spodumen. Die Mächtigkeit liegt im Bereich von 1–2 Meter, die streichende Erstrekkung liegt meist unter 200 Meter. Die Beryllium- und Zinngehalte liegen im Bereich um 100 ppm, die Lithiumgehalte nur unwesentlich darüber. Die Paragenese belegt die Verwandtschaft mit den Pegmatiten der Weinebene und anderen spodumenführenden Pegmatiten des Altkristallins (siehe Pegmatitbezirk Weinebene).
Auch im Bereich der Saualpe handelt es sich um Pegmatoide, die hauptsächlich innerhalb der „Preimser Serie", im Bereich südlich der „Kleinen Saualpe" und nordwestlich von Griffen auftreten. Eine nähere Bearbeitung steht allerdings noch aus. Die Glimmerführung der Pegmatite gab örtlich Anlaß zu bergbaulichen Aktivitäten.
Bei St. Leonhard wurden großtafelige Muskovite bergmännisch gewonnen.

Form der Mineralisation: Lagergänge, Gänge, Klüfte.

Nebengestein: Paragneise.

Geochemie und Isotopenwerte: Rb/Sr-Altersbestimmungen ergeben präalpidische Mineralalter, die auf ein permisches Bildungsalter ähnlich den anderen, seltene Elemente führenden Pegmatiten im ostalpinen Kristallin hinweisen. Der Einfluß der eoalpinen Metamorphose ist durch eine Verjüngung der Glimmeralter deutlich erkennbar.

Typische Vorkommen: Assing, Blümelhans, Dorfstatt, Edelschrott, Edelschrott – WH Lustiger Bauer, Edelschrott-Umgebung, Flantscher, Freiland bei Deutschlandsberg, Graden – Randlwagner, Gradischkogel, Grambichler, Gößnitzbach – Sonneisner, Herzogberg (Modriach); Hirschegg, Hohlzenzenbach, Kleinbrunner, Korspeik, Kaltenwinkelgraben, Laudonkogel, Ligist – Dietenberg, Maria Lankowitz, Modriach (Hofbauer – Veitl); Modriach – Gratzbauer, Oberer Herzogberg (Ebenlecker); Oberwald bei Ligist, Pack, Packerwinkel, Preitenegg (Tilzgrube); Riedlpeter, Schablschmied, Schleifermühle, Spengerwirt, St. Leonhard – Wölfnitz – Pölling, Stampf, Stubalpe, Trattner, Witra (Happegrube).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GÖD, R. (1987); HÖNIG, J. & TIEDKE, H. (1981); MEIXNER, H. (1975); MOSER, B., POSTL, W. & WALTER, F. (1987).

2.4.1.5.3. Talk-Leukophyllitbezirk Ostalpines Altkristallin

Nicht konturiert; ÖK: 105, 106, 135, 136, 141, 142, 157, 158, 161, 162, 182, 183, 186, 188, 201.

Charakteristika: Insbesondere in unterostalpinen Granitgneisen (Grobgneisen) am Alpenostrand treten häufig Gesteine auf, die sich durch eine einfache Mineralogie auszeichnen (Quarz, Muskovit und Mg-Chlorit) und seit STARKL, G. (1883) „Leucophyllit" genannt werden. Diese Gesteine sind generell an Zonen starker Durchbewegung gebunden und treten besonders im Randbereich der Grobgneise und im Grenzbereich zu den Glimmerschiefern auf. Gewöhnlich halten diese Scherzonen nicht lange an und sind nur ausnahmsweise über einige 100 m Erstreckung verfolgbar.
In der Literatur herrscht generell eine einheitliche Meinung über die tektonisch-hydrothermale Entstehung dieser Gesteine (z.B. KUZVART, R., 1984; PROCHASKA, W. et al., 1992). Im Zuge der hydrothermalen Prozesse kommt es zur vollständigen Umkristallisation des Mineralbestandes, wobei besonders eine Muskovitneubildung auf Kosten des Feldspates auftritt. Bemerkenswert ist eine deutliche Anreicherung von Mg um den Faktor 4 bis 6 im Vergleich zum Ausgangsgestein. Der Chemismus der mineralisierenden Fluide und die Isotopensignaturen weisen auf den Einfluß meerwasserähnlicher Formationswässer hin, die während der alpidischen Kompressionstektonik aus tieferen, überschobenen Sedimenten (z.B. unterostalpine Permotrias, Penninikum) mobilisiert wurden (Tab. 31 im Abschnitt V.). Nach Ar-Ar-Datierungen liegen die Glimmeralter (Bildungsalter der Scherzonen) im Bereich von 71 bis 85 Ma (HUBER, M., 1994).
Die Lagerstätte Rabenwald ist das einzige bekannte Talkvorkommen im Grobgneis. Hier dürfte tektonisch eingeschuppter Magnesit eine zusätzliche Mg-Quelle für die Talk- bzw. Chloritbildung gewesen sein. Die vertalkte Scherzone ist im Streichen über einige km verfolgbar (vom Rabenwaldkogel bis zum Stubenberger Steinbruch).
Darüberhinaus liegen in den Abfolgen des Ostalpinen Kristallins eine Reihe weiterer Leukophyllit-Talk-Lagerstätten, von denen die von Kleinfeistritz – Weißkirchen bzw. Kleinlobming besonders hervorzuheben sind.
Zahlreiche Talkvorkommen treten als sekundäre Bildungen und Alterationen in ultramafischen Gesteinen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

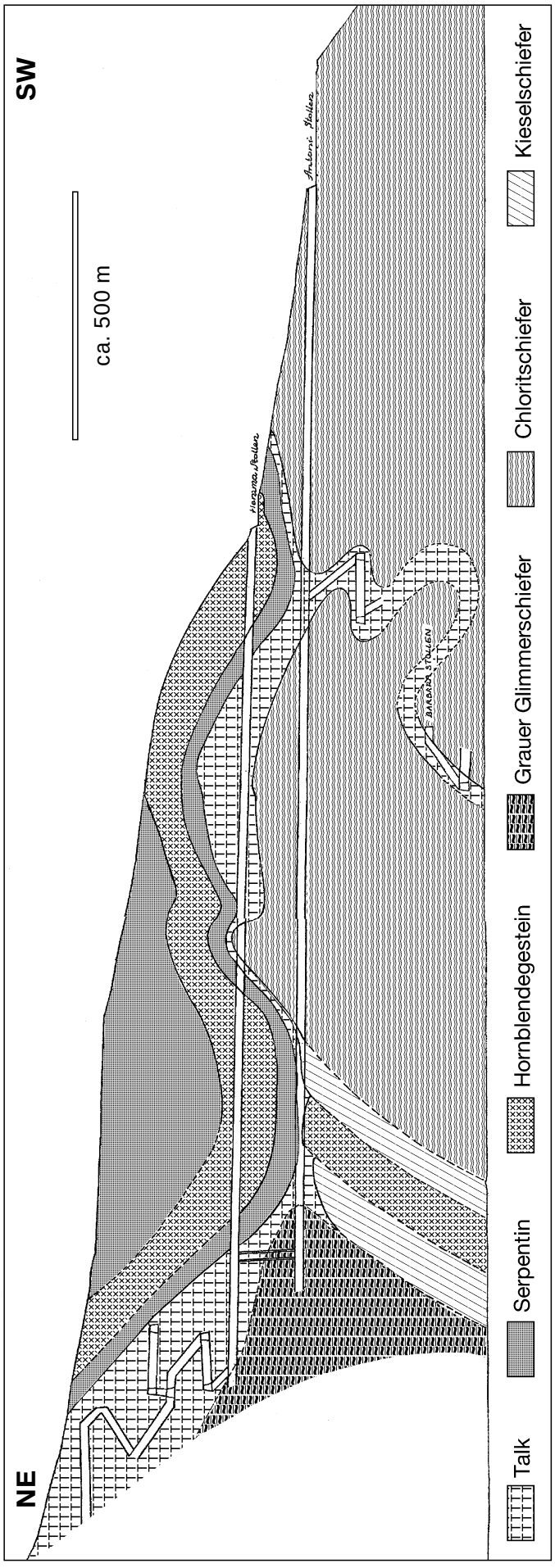


Abb. 271.
Profil durch die Talklagerstätte Hirt (Kärnten).
Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt.

auf. Einstmals von Bedeutung war zweifelsohne die Talklagerstätte von Hirt (Gulitzen, Grießerhof). Zahlreiche weitere Vorkommen liegen über den ganzen ostalpinen Kristallinkomplex verstreut.

Form der Mineralisation: Meist flach einfallende Scherzonen von max. einigen m Mächtigkeit und scharfen Grenzen zum Nebengestein; randliche Alterationen und Klüfte innerhalb von Serpentiniten.

Nebengestein: Grobgneise, selten Paragneise.

Alter des Nebengesteins: jungpaläozoische Orthogneise, paläozoische Paraserien.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 21, 29, 31 und 35 im Abschnitt V.

Besonderheiten: MEIXNER, H. (1953a) erwähnt eine auffallende Ni-As-Mineralisation im Bereich des Vorkommens von Hirt (Gulitzen, Grießerhof).

Typische Vorkommen: Federweißschartl, Gerlitzen Alpe, Hirt (Gulitzen, Grießerhof), Kleinfeistritz – Weißkirchen, Kleinlobming, Korspeik, Kaltenwinkelgraben, Lammersdorfer Alpe, Lessach (Lungau), Löffelgraben bei Vorau, Rabenwald – Baierdorf – Floing, Radelgraben – Gmünd, Rieding bei Wolfsberg, St. Gallenkirch (Graudau), St. Jakob im Walde, Steinergraben, Tremmelberg (Knittelfeld), Zalimalpe

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HUBER, M. (1994); MEIXNER, H. (1953a); MODJTAHEDI, M. & WIESENEDER, H. (1974); PROCHASKA, W. (1984); PROCHASKA, W. et al. (1992); STARKL, G. (1883); VENDEL, M. (1972).

2.4.2. Ostalpines Paläozoikum

2.4.2.1. Innsbrucker Quarzphyllit

Der altpaläozoische Innsbrucker Quarzphyllit enthält zahlreiche Lagerstätten unterschiedlicher Erzparagenesen, die hinsichtlich der stoffparallelen Anreicherungen sowie der orogenetischen und metamorphen Veränderungen Ähnlichkeiten mit den altpaläozoischen Vererzungen der Grauwackenzone aufweisen.

Es kann eine

1) Siderit-Pyritparagenese, eine
2) Arsenopyrit-Goldparagenese (siehe Golderzbezirk Hainzenberg); sowie eine
3) Scheelitparagenese (siehe Magnesitbezirk Tux)

unterschieden werden.

Die Siderit-Pyritparagenese zeigt typische Merkmale einer schichtigen Metallanreicherung und metamorphen Überprägung. Sie ist wirtschaftlich bedeutungslos.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Stibnit-Mineralisationen innerhalb des Arztales.

Typische Vorkommen: Arztal NE Matrei/Brenner, Eisenkar, Steinkasern-Alm, Ellbögen (Arztal), Klammalm (Navistal), Knappenkuchl – Klammalm (Navis), Lamark (Finsinggrund), Lanersbach – Lämmerbühel, Penkenjoch, Pfundsalm (Finsinggrund), Schafbrand (Sag,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

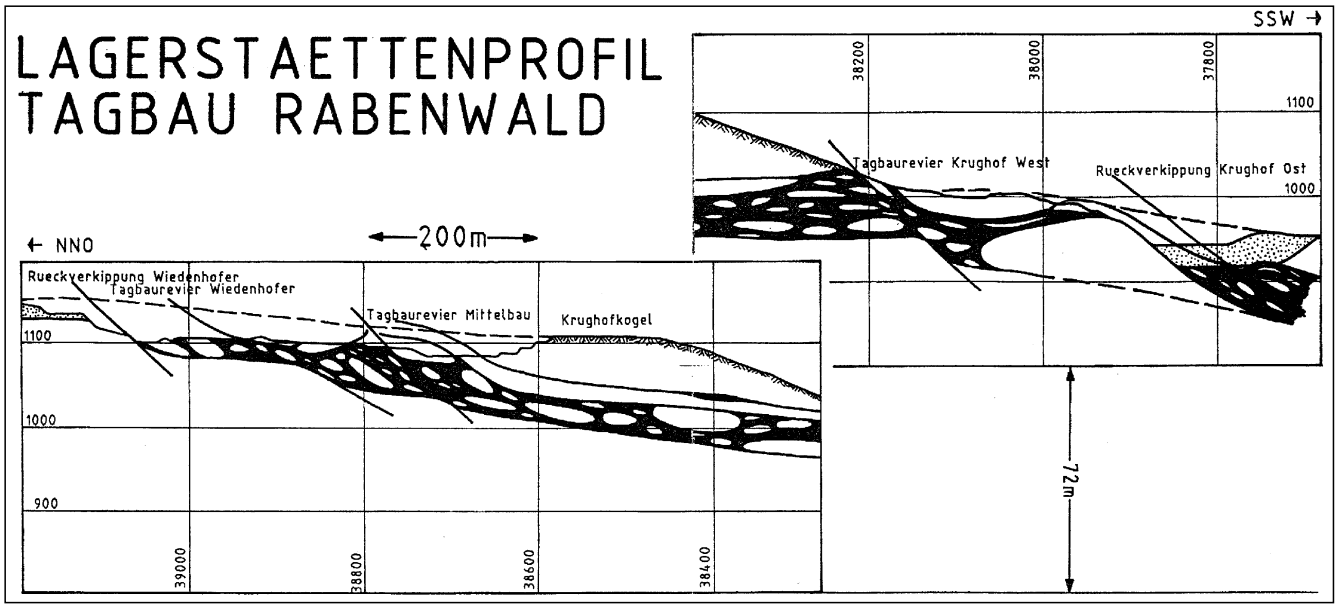


Abb. 272.
Geologische Profile durch die Talklagerstätten am Rabenwald.
Schwarz: Talk; weiß: unbauwürdige Einlagerungen (gilt auch für Abb. 273).
Unveröffentlichte Werksunterlagen.

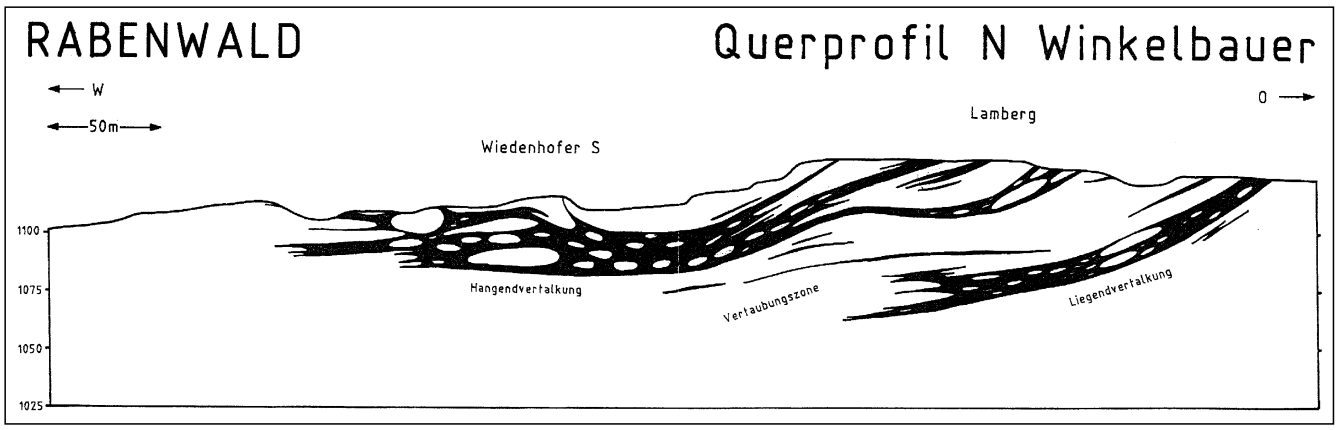


Abb. 273.
Geologisches Querprofil durch die Talklagerstätte am Rabenwald.
Unveröffentlichte Werksunterlagen.

Wattental); Tux–Lanersbach (Revier Wangl); Tux-Lanersbach (Revier Wiese); Tux-Lanersbach (Wanglam); Tux-Lanersbach (Wiese); Volderwildbad; Alt- u. Neu-Rohr (Zell/Ziller); Hainzenberg (Zell/Ziller); Kleinboden, Uderns, Mühlbach/Oberpinzgau, Scheibenwände (Zell/Ziller); Tannenberg (Zell/Ziller).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967); MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1983); SCHULZ, O. (1977, 1986); SCHULZ, O. & WENGER, H. (1980); VOHRYZKA, K. (1968); WENGER, H. (1964, 1965).

2.4.2.1.1. Eisen und Stahlveredler

Innerhalb der Abfolgen des Innsbrucker Quarzphyllites sind mehrere kleine, wirtschaftlich bedeutungslose Eisenerz-Vorkommen bekannt (Eisenkar – Steinkasernalm, Ellbögen – Arztal, Kleinboden – Uderns, Lamark – Finsinggrund, Schwazer Eisenstein – Bruderwald). Dabei handelt es sich durchwegs um lagerartige Einschaltungen von Eisenkarbonaten, die örtlich mehrere Meter mächtig werden können (siehe auch Tab. 16a im Abschnitt V.).

Örtlich sind auch Scheelit-Mineralisationen bekannt geworden (Arztal NE Matrei/Brenner); Klammalm – Navistal, Mühlbach/Oberpinzgau). Im Liegendteil der Tuxer Magnesitlagerstätte waren die Scheelitvererzungen sogar Ziel einer bergmännischen Gewinnung (siehe auch 2.4.2.1.4.1. Magnesit-Scheelitbezirk Tux).

2.4.2.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Die Innsbrucker Quarzphyllite sind überraschenderweise arm an Buntmetallvererzungen. Mit Ausnahme der kupferbetonten Vererzungen vom Penkenjoch, Schafbrand (Sag, Wattental) und der arsenopyritbetonten Vererzung von Vorderwildbad sind keine weiteren derartigen Mineralisationen bekannt.

2.4.2.1.3. Edelmetalle

2.4.2.1.3.1. Golderzbezirk Zell/Ziller

Nicht konturiert; ÖK: 150.

Charakteristika: Die lagerförmige Au-Mineralisation ist an dichte, bläulichgraue Quarzitlagen innerhalb der Quarzphyllite gebunden. Leitmineral ist der Arsenopyrit. Dieser, ebenso wie auch Pyrit, fungieren als Goldträger. Daneben ist auch gediegen Gold (als Freigold) in Form von Einschlüssen bekannt. Die Erzparagenese setzt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sich im wesentlichen aus Chalkopyrit, Galenit, Sphalerit, Tetraedrit, Cubanit, Cobaltit, Gersdorffit und Ullmannit zusammen. Typisch für das Nebengestein der Vererzungen sind auch lagige Anreicherungen von Chlorit und Graphit. Unmittelbare Zusammenhänge mit einem vulkanischen Großereignis sind nicht bekannt.

Derartige Vererzungen wurden in der Au-Lagerstätte von Zell/Ziller, die lange Zeit als „Ganglagerstätte" mit dem Tauerngold verglichen wurde, abgebaut. Tatsächlich handelt es sich jedoch um steil stehende, schichtförmige Gold-Quarzitlager mit einem durchschnittlichen Au-Gehalt von 7 ppm. Die steiler als die Schieferung einfallenden Adelsvorschübe innerhalb der verschiedenen Quarzitlagen weisen jedoch Au-Gehalte über 20 ppm auf (BAUER, J.K., 1980).

Eine Vererzung hydrothermal-synsedimentären Ursprungs und metamorpher Überprägung in einer schwach temperierten Grünschieferfazies wird angenommen.

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Quarzphyllit, Quarzphyllonit, Quarzit.

Alter des Nebengesteins: Silur.

Typische Vorkommen: Zell/Ziller (Alt- u. Neu-Rohr, Hainzenberg, Scheibenwände, Tannenberg).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BAUER, J.K. (1980); SCHULZ, O. & WENGER, H. (1980).

2.4.2.1.4. Industrieminerale

2.4.2.1.4.1. Magnesit-Scheelitbezirk Tux

Nicht konturiert; ÖK: 118, 119, 148, 149.

Charakteristika: Der einstige Bergbau Tux-Lanersbach, ca 1,9 bis 3,3 km nordöstlich von Vorderlanersbach gelegen, hatte den Abbau der Magnesitlagerstätte auf der Nordseite des Tuxer Tales bzw. am SW-Abhang des Wanglspitz zum Ziel. Das bis zu 50 m mächtige Magnesitlager ist mit mehreren tektonischen Schollen in der Tuxer Phyllitserie eingelagert, die zusammen mit Quarzphyllit und Zwischenschaltung von Porphyroid und Metadiabas-Grünschiefer den Bestand der altpaläozoischen, schwach metamorphen Innsbrucker Quarzphyllitzone bildet.

Die Nebengesteinsabfolge beginnt mit den „Liegenden Phylliten" (Serizit-, Serizit-Chlorit-, Serizit-Albitschiefer, z.T. graphitführend, Quarzit, Serizitquarzit und Kalkphyllit). In deren Hangendabschnitt ist eine bis zu 6 m mächtige Metadiabaseinschaltung entwickelt, an welcher sich an der Obergrenze des Phyllits ein Grünschieferhorizont mit 3 m Mächtigkeit anschließt. Dieser ebenfalls signifikante Leithorizont führt weitverbreitet Scheelit, Pyrit und Quarz, linsen- bis lagerförmig sowie feinschichtig stratiform angereichert. Dieses Wolframerzlager ist viele Jahre lang bergbaulich genutzt, aber nicht zur Gänze abgebaut worden.

In der Überlagerung folgt ein 50–60 m mächtiger Karbonatgesteinskörper, der mit graphitreichen Dolomit-Magnesitlinsen beginnt und in eine starke, generell lagerförmige Magnesitanreicherung überleitet. Conodonten aus Kalkmarmoreinschaltungen weisen auf ein Alter zwischen Ludlow und Unterems (oberstes Silur–Unterdevon). Daraus wird für den vorausgegangenen basischen Vulkanismus und die Scheelitanreicherung auf tieferes Unterdevon oder Obersilur geschlossen. Nach anderen Deutungen wird allerdings der submarine basische Vulkanismus aus tektonischen Erwägungen dem Ordovizium zugeordnet und nicht in ursächlichem Zusammenhang mit dem Graphitschiefer-Scheelit-Horizont gesehen.

Das Dolomit-Magnesitlager wird in der lithostratigraphischen Abfolge von der „Hangenden Phyllitserie" überlagert.

Die Lagerstätte liegt in Form mehrerer großer tektonischer Schollen vor. Von oben nach unten handelt es sich um die verschieden steil nach N einfallenden Magnesitlager Wangl (Ausbisse 2180–2140 m ü.A.); das Nordlager (1985 m ü.A.), Kristaller und die Lagerkomplexe Barbara (2013–1925 m ü.A.) und Martha (1878–1701 m ü.A.). Das „Werkslager" Wiese hingegen stellt eine postglazial hangtektonisch abgerutschte Schollenansammlung zwischen 1810 und 1650 m ü.A. dar. Die streichende Erstreckung der Lagerstättenteile wird mit bis zu 400 m angegeben.

Das Verhältnis zwischen Magnesitlager und Dolomitnebengestein ist in großen Zügen schichtig, z.T. in Wechsellagerung, doch sind die Grenzkonturen im Detail beurteilt typisch metasomatisch. Es handelt sich um ein weißes, hellgraues, graublaues, auch limonitisiertes und laminiertes Dolomitgestein. Das Gefüge der auf eine Hanglänge von etwa 1300 m verteilten, meist gegen den Hang zu einfallenden Magnesitkörper ist sehr grobkristallin (Kristallgrößen bis zu 8 cm) und zeigt auch die für den „alpinen Spatmagnesit" typischen Varianten Bändermagnesit und Pinolitmagnesit, auch mit bipolaren Kristallagenbauen. Metasomatische Stoffaustauschprozesse sind als Magnesitisierung und Redolomitisierung häufig nachweisbar. Der Magnesit der erwähnten Lager ist Fe-arm (siehe Tab. 15, Abschnitt V.).

Andererseits gibt es abweichend davon auch ein Fereiches Magnesitlager in rund 2 km Entfernung von der oben erwähnten Lagerstätte im Hochtal zwischen Graue Spitz und Wanglspitz in 2260 m Höhe („Wangl-Hochalmlager"). Das etwa 250 m im Streichen aufgeschlossene, braun anwitternde Lager mit einem schwankenden $FeCO_3$-Gehalt zwischen 4,6 und 23 Mol.-% verläuft im Hangenden eines Metadiabas-Grünschieferzuges. Dieser lithostratigraphische Zusammenhang erinnert an die Schichtfolge der anderen Lagerstättenteile und läßt eine ursprünglich stratigraphische Zusammengehörigkeit für wahrscheinlich erachten. Dafür sprechen auch Spuren von Scheelit an der Basis des Magnesitlagers.

Die Mineralparagenese des Scheeliterzes wird durch viel Pyrit und Quarz, weiters Tungstenit, Wolframit, Hydrotungstit, Chalkopyrit und Eisenkarbonate bereichert, während im Graphitschiefer Stibnit, Chalkopyrit und selten Molybdänit enthalten sind. Das Magnesitlager hingegen wird begleitet von etwas Pyrit, Scheelit, Sb-Fahlerz, Sphalerit, Galenit, Stibnit sowie von Quarz, Dolomit, Calcit, Aragonit, Albit, Graphit und Leuchtenbergit.

Die großtektonische Zerlegung der Magnesit- und Scheelitlagerstätte samt den charakteristischen Nebengesteinen, die gemeinsame Zerscherung auch kleiner Teile und Falten der schichtigen Abfolge sowie auch die weitgehende Verformung von Kleinbereichen sichert die prädeformative Existenz der Lagerstätte und teilweise auch der postkristallinen mechanischen Beanspruchung des Korngefüges. Neben zahlreichen Beispielen für Tektonitgefüge beherrschen auch mehrere Typen von Wachstumsgefügeregelungen das Bild. Während im stratiformen Scheelitlager Primärgefüge eines sedimentären Anlagerungsstadiums enthalten sind, trägt das

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

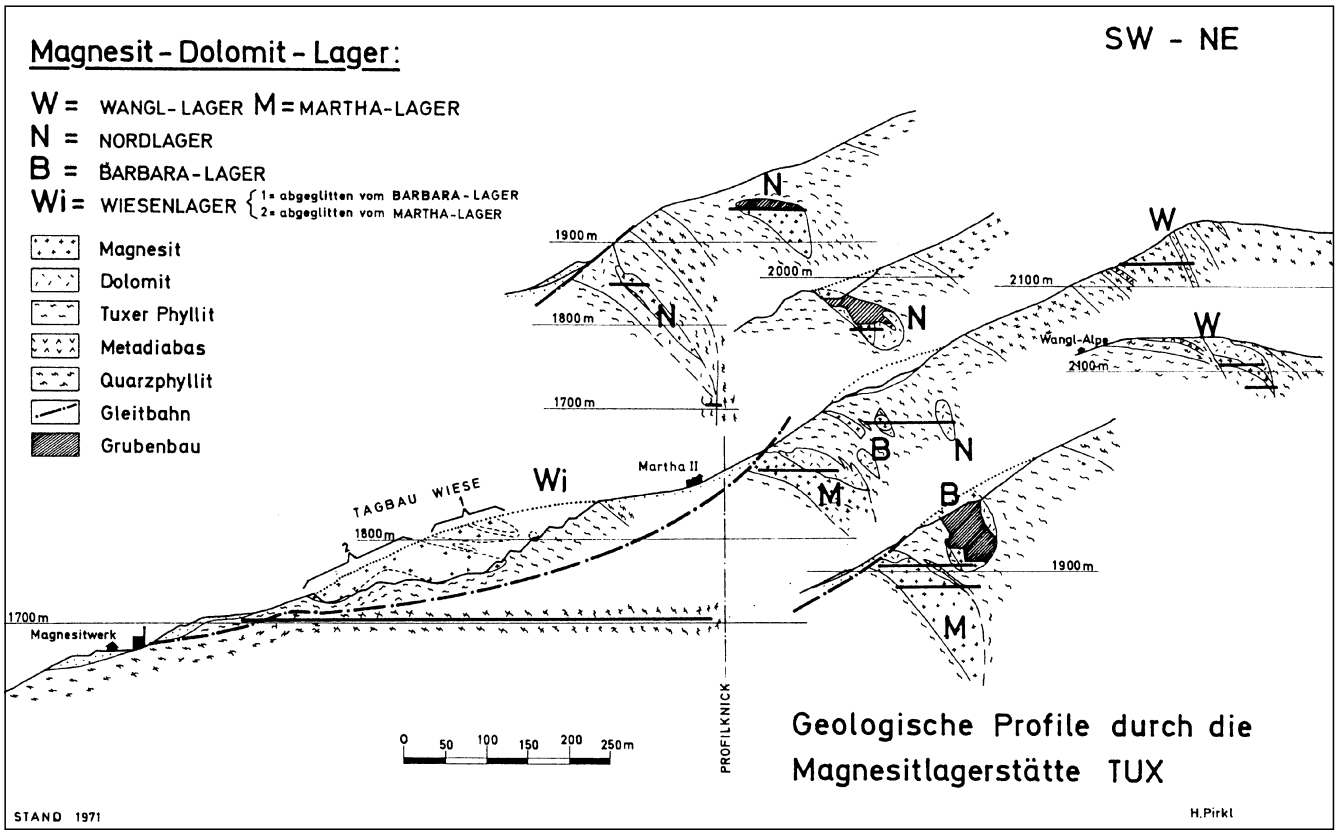


Abb. 274.
Profil durch die Magnesit-Scheelitlagerstätte Tux.
Nach H. PIRKL (1976; unveröffentlicht).

Magnesitlager mit dem Dolomit das Gepräge starker Umkristallisation und Metasomatose.
In genetischer Sicht besteht heute vielfach die Annahme ursächlich sedimentärer, hydrothermal beeinflußter Anreicherung sowohl von Scheelit als auch von Magnesit (RAITH, J.G. et al., 1995). Auch auf eine Faziesgebundenheit des Magnesits wurde hingewiesen. Dem Einfluß der variszischen und alpidischen Orogenese und Metamorphose wird ebenfalls große Bedeutung für die isochemische Umgestaltung des Mineralbestandes und Gefüges beigemessen.

Form der Mineralisation: Lager, Linsen.

Nebengestein: Serizit-, Serizit-Chlorit-, Serizit-Albitschiefer, z.T. graphitführend, Quarzit, Serizitquarzit und Kalkphyllit, Chloritschiefer (Metabasalte), Kalkmarmore.

Alter des Nebengesteins: Obersilur, Unterdevon.

Geochemie und Isotopenwerte: Tab. 10, 14a, 15, 22, 23, 27, 29 und 35 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Obwohl noch Vorräte an Magnesit und Scheelit vorhanden sind, wurde der Bergbau im Februar 1972 (Scheelit); bzw. Dezember 1973 (Magnesit) eingestellt. Die Fortsetzungen der Lagerstätten sind noch unzureichend untersucht.

Typisches Vorkommen: Tux-Lanersbach (Reviere Wangl, Wiese).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANGEL, F. & WEISS, P. (1953); GRUM, W. & RAITH, J.G. (1992); HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967); MOSTLER, H. (1973); RAITH, J.G. et al. (1995); WENGER, H. (1964, 1965).

2.4.2.2. Landecker Quarzphyllit

Charakteristika: Zwei wirtschaftlich unbedeutende lagerförmig-stoffparallele Sideritvorkommen (übertage limonitisiert) mit Pyrit sind am Imsterberg durch Bergbaubetrieb im 14. Jahrhundert und Gewältigung 1848–1856 bekannt. Es besteht paragenetische und auch genetische Ähnlichkeit mit entsprechenden Vererzungen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone und in der Nordtiroler Grauwackenzone.

Form der Mineralisation: schichtige Erzkörper.

Nebengestein: Quarzphyllit.

Alter des Nebengesteins: unbekannt, wahrscheinlich altpaläozoisch.

Typische Vorkommen: Imster Wald – Eggwiesen, Putzenrain – Trams – Galpeins, Spadegg (Imsterberg); Thial-(Dial-)kopf (Zirmegg); Venetalm (Imsterberg).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MUTSCHLECHNER, G. (1954); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.2.3. Thurntaler Quarzphyllit

Als Thurntaler Quarzphyllit wird das Gestein im Bereich zwischen Lienz im E und der Typlokalität „Thurnthaler“ verstanden. Die S-Grenze wird durch das Pustertal vorgegeben, wo die Kristallinabfolgen bei Sillian an das Oberostalpin des Gailtalkristallins, bei Abfaltersbach an das Drauzugmesozoikum anstoßen. Die Nordgrenze verläuft zwischen Innervillgraten im W und dem Bösen Weibele im E. Die Thurntaler Quarzphyllite überlagern die Gesteinsabfolgen der Deferegger Alpen.

Die Thurntaler Quarzphyllite werden zum überwiegenden Teil aus phyllitischen Gesteinen aufgebaut, in welchen Chloritschiefer(-phyllite) und Hornblendeprasinite

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

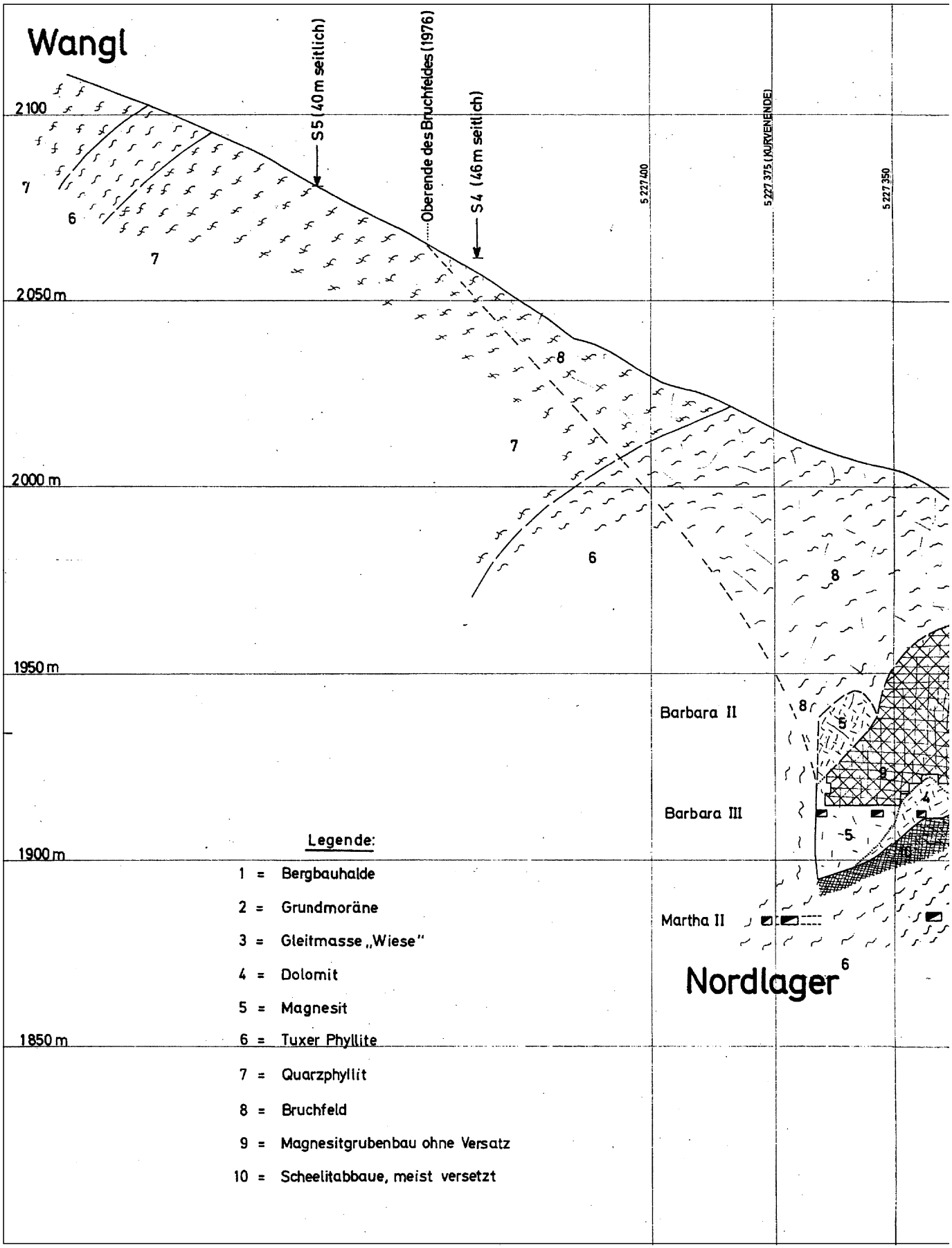
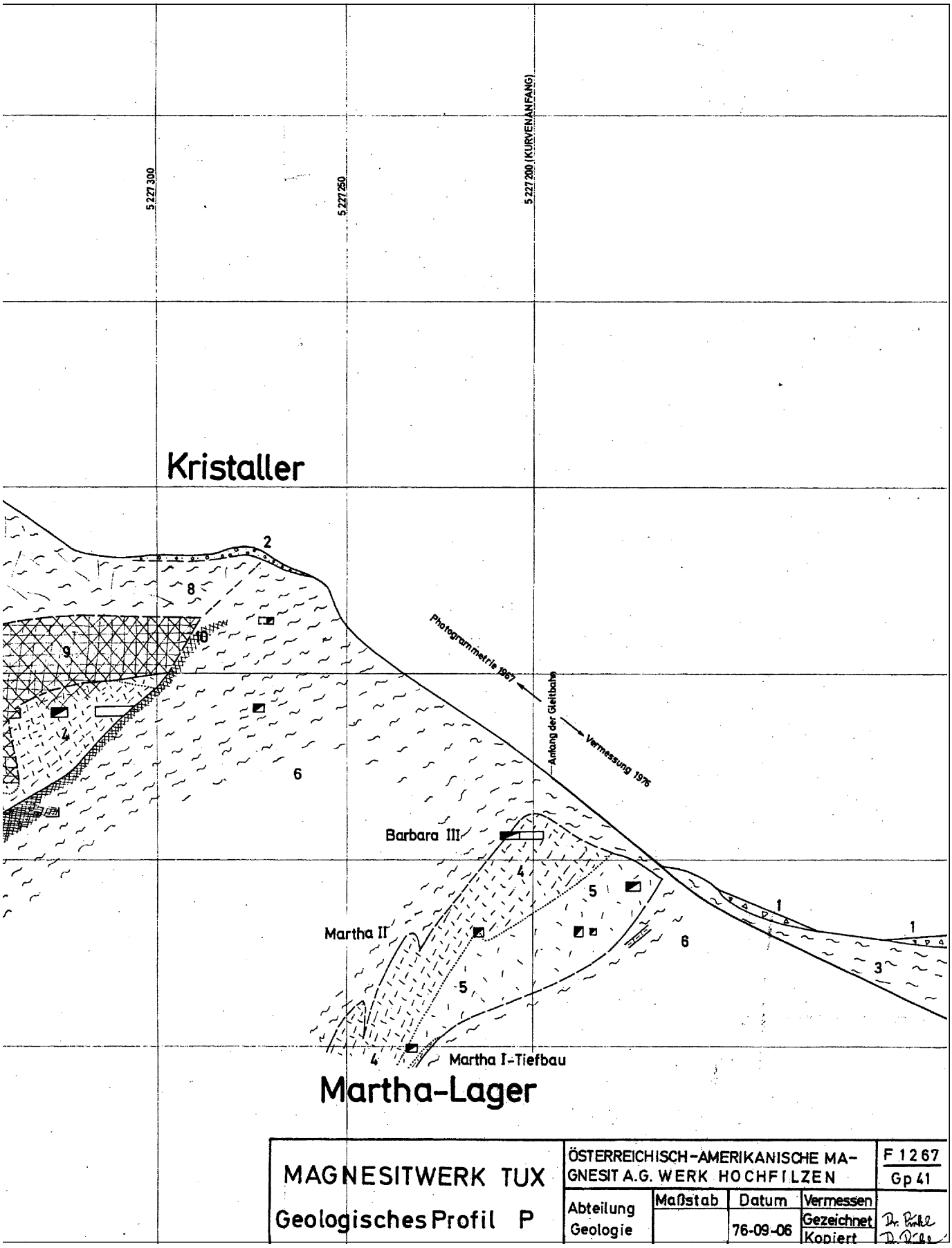


Abb. 275.
Geologisches Profil durch die Magnesit-(Scheelit-)Lagerstätte Tux.
Nach H. PIRKL (unveröff.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



MAGNESITWERK TUX	ÖSTERREICHISCH-AMERIKANISCHE MAGNESIT A.G. WERK HOCHFILZEN				F 1267 Gp 41
Geologisches Profil P	Abteilung Geologie	Maßstab	Datum	Vermessen	
			76-09-06	Gezeichnet	Dr. Pirkl
				Kopiert	D. Pirkl

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als Edukte basischer Vulkanite, sowie Porphyroide als Abkömmlinge saurer Vulkanite eingeschaltet liegen.

In den Thurntaler Quarzphylliten liegen eine Reihe stratiformer Kiesvererzungen (Hochrast, Tessenberg – Panzendorf, Villgraten), die offensichtlich vulkanogen sedimentär entstanden sind. Diese schwerpunktmäßig um Villgraten entwickelten Kiesvererzungen sind Teil des „Villgratener Kieserzbezirkes".

Darüberhinaus wurden in jüngerer Zeit eine Reihe von Wolframerzmineralisationen entdeckt, die zu einem „Wolframerzbezirk Gumriaul" zusammengefaßt werden können.

2.4.2.3.1. Eisen und Stahlveredler

2.4.2.3.1.1. Wolframerzbezirk Gumriaul

Nicht konturiert; ÖK: 178.

Charakteristika: Die Scheelitvererzungen sind vorwiegend an Metabasitzüge (Amphibolite, Epidot-Amphibolite, Hornblendeschiefer und Prasinite), die in Form von bis zu 100 m mächtigen Einschaltungen im Thurntaler Quarzphyllit vorliegen, gebunden (NEINAVAIE, H., 1983). Untergeordnet sind auch Scheelitmineralisationen im Quarzphyllit bekannt.

Die Scheelitvererzungen treten sowohl in Form von Imprägnationen als auch stoffkonkordanter Einlagerungen auf. Neben Scheelit kommen auch regellos verteilt Arsenopyrit, Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit vor.

Die Bildung der einzelnen Scheelitlagen ist durchwegs prätektonisch und steht in direktem Zusammenhang mit den submarinen basischen Vulkaniten. Es besteht auch ein enger altersmäßiger und genetischer Zusammenhang zwischen diesen W-As-Mineralisationen und den Kiesvorkommen der Thurntaler Quarzphyllite. Metamorphe Stoffverschiebungen haben die Mineralisationen nur wenig beeinflußt, nur in geringem Ausmaß erfolgte die Bildung von Scheelitporphyroblasten durch Sammelkristallisation während der alpidischen Metamorphose.

Form der Mineralisation: stoffkonkordante Anreicherungen, Imprägnationen.

Nebengestein: Metabasite (Prasinite).

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Typische Vorkommen: Glinzbach (Außervillgraten), Heimfels, Hochrast – Gumriaul, Steinrast – Fronstadl, Tafin-Alpe, Tessenberger Alm, Walchecke.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HÖLL, R. (1971, 1975); NAINAVAIE, H. et al. (1983).

2.4.2.3.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.4.2.3.2.1. Kieserzbezirk Villgraten

Konturiert; ÖK:178, 179.

Charakteristika: Der Thurntaler Quarzphyllit zeichnet sich in seiner Gesteinsabfolge durch eine Reihe von schichtkonkordanten Komplexmassivsulfiderz-Lagerstätten aus, z.B. Hochrast, Panzendorf, Tessenberg, Villgraten – Außervillgraten.

Diese polymetallischen Lagerstätten bilden langgezogene Lager und Lagerlinsen in einer Abfolge von Quarzphyllit, Chloritschiefer und Schwarzschiefer. Im Streichen sind die einzelnen Kieslager oft mehrere Hundert Meter verfolgbar, die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 3,5 m. Nach ANDERLE, N. (1951) tritt an der Basis der Phyllitfolge, etwa 250–300 m im Liegenden der Kieserzlager, in Wechsellagerung mit Quarzit harter Grünschiefer auf.

Die polymetallischen Kieserzlager setzen sich vorherrschend aus Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit zusammen, während Galenit und eisenreicher Sphalerit häufig zurücktreten. Als Neben- bis Übergemengteil ist u.a. Arsenopyrit zu beobachten. Etwas reichlicher treten Galenit und Sphalerit, der außerdem höhere Spurengehalte an Indium aufweist, in Panzendorf und Villgraten auf. Charakteristisch für die Lagerstätten ist das Vorkommen von Hochtemperatur-Chalkopyrit, der sogar im durchbewegten und körnig rekristallisierten Kieserz anzutreffen ist. Kennzeichnend ist außerdem wieder eine Vergesellschaftung von Hochtemperatur-Chalkopyrit mit gediegen Gold bzw. Elektrum.

Die prämetamorphen, syngenetischen, vulkanogen-sedimentären, polymetamorphen Kieserzlager weisen dieselbe starke tektonische Durchbewegung und regionalmetamorphe Überprägung wie der umgebende Thurntaler Quarzphyllit auf und sind gemeinsam mit diesem dem gesamten tektonischen und metamorphen Werdegang unterworfen worden. Die Vererzungen sind mit dem erweiterten Lahn-Dilltyp vergleichbar.

Kupfervorräte der Lagerstätte Panzendorf und Tessenberg (Stand 1975; Metallinhalt in t):

A + B + C Vorräte: (0,8 %) 3000

Potentielle Vorräte: (0,7 %) 14000

Die Vorräte in Panzendorf werden auf 0,4 Miot Pb+Zn, die in Villgraten auf 0,1 Miot Pb+Zn geschätzt.

Form der Mineralisation: Lager(-linsen).

Nebengestein: Sedimentäre bis vulkanogen-sedimtäre Abfolgen (Quarzphyllite, Chloritschiefer, Schwarzschiefer).

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 5, 7b und 30 im Abschnitt V.

Die Bleiisotopenalter zeigen höhere Modellalter, als dies der Annahme eines altpaläozoischen Alters entspricht (vgl. Kapitel V/3.5.).

Typische Vorkommen: Anras, Burg (Vergein)/Drautal, Panzendorf – Rain, Sillianberger Alpe (Hochrast); Tessenberg – Thurnbach, Thurntaler, Unterwalden – Tiefenbach, Villgraten.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANDERLE, N. (1951); GHASSEMI, B. (1980); HADITSCH, J.G. (1979); HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976); NEINAVAIE, H. et al. (1983); SCHULZ, O. (1986); TORNQUIST, A. (1935); TUFAR, W. (1980b, 1981).

2.4.2.4. Ennstaler Quarzphyllit

Als Ennstaler (Quarz-)Phyllite werden monotone Abfolgen phyllitischer Gesteine verstanden, in welche gelegentlich Grünschiefer, Karbonatphyllite, Bänderkalke, Serizitquarzite und Schwarzphyllite eingeschaltet sind. Die Ennstaler (Quarz-)Phyllite werden verschiedenerseits auch der Nördlichen Grauwackenzone zugeordnet.

Die gesamte Gesteinsserie ist epimetamorph überprägt (Grünschieferfazies). Mangels an auswertbaren Fossilfunden ist eine altersmäßige Einstufung schwer möglich, Ordovicium und Silur sind jedoch anzunehmen.

Die Lagerstättenführung der Ennstaler (Quarz-)Phyllite ist weitgehend auf stratiforme Kiesvererzungen beschränkt. Zur bedeutendsten zählt die Walchen bei Öblarn. Die Mineralparagenese der Kiesvererzungen besteht i.w. aus Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Fahlerzen. Ihr ist das anschließende Kapitel gewidmet. Das Vorkommen am Fastenberg (Weidtal) ist vor allem wegen seiner Scheelitführung bekannt geworden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Weitere Vorkommen: „Brandstätter“, Klaus (Schladming), Niederöblarn, Plotschengraben.

Kieserzlagerstätte Walchen/Öblarn

Charakteristika: Die Kieslagerstätte Walchen zählt zu den größten Kieslagern der Ostalpen. Die Vererzungen liegen in Serizitphylliten, Kalk-, Granatglimmerschiefer und Graphitphylliten der Ennstaler Phyllite mit mächtigen Grünschiefer und Hornblendeschieferlagen. Nach UNGER, H.J. (1968), SCHLÜTER, J. et al. (1984) handelt es sich dabei um eine stratiforme Sulfidlagerstätte, die im Zusammenhang mit extrusiven Prozessen submariner, vulkanischer Aktivität in einer frühen Phase des altpaläozoischen Riftsystems zu sehen ist.

Nach gefügekundlichen Untersuchungen von PEER, H.W. (1988, 1989) liegt die Lagerstätte in dynamisch rekristallisierten Wölzer Glimmerschiefern, wobei es durch die alpidische Überschiebung zu einer intensiven Phyllonitisierung kam. Die Sulfidmineralblastese ist nach obigem Autor postkinematisch in bezug auf die alpidische Überschiebungstektonik.

UNGER, H.J. (1968) beschrieb zwei Vererzungsformen:

a) Konkordante, lagerförmige Erzlinsen (z.T. auch als Lagergänge bezeichnet) mit Derberz im zentralen Teil und randlichen Imprägnationserzen. Drei Erzkörper waren bekannt, mit einer maximalen streichenden Länge von 4000 m und einer Mächtigkeit bis zu 35 m. Diese Erzkörper sind stark tektonisiert, steilgestellt und deformiert.
b) Gänge, die die Primärerzkörper durchsetzen, werden als metamorphe Mobilisate gedeutet.

An Sulfiden treten vor allem Pyrrhotin und Pyrit auf, wobei ersterer besonders im Derberz anzutreffen ist. Das randliche Imprägnationserz wird von Pyrit dominiert. Weiters treten auf: Chalkopyrit, Sphalerit, Galenit, Arsenopyrit, Gudmundit, Boulangerit, Silber-Tetraedrit, Zinnkies und gediegen Bismut.

A + B + C Vorräte: (1,1 %) 5000 t
Potentielle Vorräte: (1 %) 3000 t

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Phyllite, Chloritphyllite, Schwarzphyllite, Bänderkalke.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 5, 7b und 30 im Abschnitt V.

Die Ni/Co-Verhältnisse im Pyrit um 0,1 (Ni 0,03 %; Co 0,3 %) sind für höhermetamorphe Kiesvererzungen typisch. Der Sphalerit ist eisenreich (6,4 bis 9,3 %), das Fahlerz weist eine Silberkonzentration von 14 % auf (siehe auch Tab. 4 und 5).

Kupfervorräte der Lagerstätte Walchen/Öblarn (Stand 1975; Metallinhalt in t):

Die Modellalter des Bleis zeigen höhere Werte (600 Ma), und entsprechen nicht der stratigraphischen Vorstellung (vgl. Kap. V/3.5.).

Alter des Nebengesteins: Ordovizium–Silur.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HEGEMANN, F. (1939); SCHLÜTER, J. et al. (1984); STEINER, H.J. (1977); UNGER, F. (1968).

2.4.2.5. Wagrainer Quarzphyllit

2.4.2.5.1. Eisen und Stahlveredler

2.4.2.5.1.1. Eisenerzbezirk Wagrain – Flachau

Nicht konturiert; ÖK: 125, 126.

Charakteristika: Innerhalb der Wagrainer Phyllite, die nach EXNER, C. (1996) im Bereich von Wagrain als selbständige Einheit zwischen Schladminger Kristallin („Knappenhauslamelle“) und dem Mandlinger Schubspan eingelagert sind, sind kleinräumige Eisenvererzungen, die vermutlich durch metasomatische Prozesse aus Kalken, Bänderkalken und Dolomiten gebildet wurden, bekannt.

Der seinerzeitige Bergbau ging auf die geringmächtigen Limonitbildungen in der Oxidationszone dieser Kleinvorkommen um. Die Primärvererzung, bestehend aus Fe-hältigen Karbonaten der Reihe Siderit-Magnesit war auf Grund der geringen Fe-Gehalte immer unbauwürdig.

Form der Mineralisation: Größere Linsen, Lagergänge, vielfach ausgebildeter „Eiserner Hut“ von geringer Mächtigkeit in Form von Limonit.

Alter des Nebengesteins: Silur.

Geochemie und Isotopenwerte: Verglichen mit den Sideriten der Kalkalpenbasis sind die $\delta^{13}C$-Werte der Eisenspäte stärker negativ. Auch die $\delta^{18}O$-Werte liegen deutlich unter dem Niveau (vgl. Kapitel V/2.13., V/3.2.3.). Geochemische Daten sind der Tab. 16a (Abschnitt V.)zu entnehmen.

Besonderheiten: Der Eisengehalt der „Eisenspäte“ ist gering (20–25 % $FeCO_3$). Der Eisenerzabbau wurde 1865 eingestellt.

Typische Vorkommen: Buchberg – Laubichl, Fürbachtal/Wagrain (Seidelgraben); Hochpriel (Schöffau-Wald); Thurnberg (Feuersang).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1953); HAUER, F. (1854); JAGER, V. (1916/17); LIPOLD, M.V. (1854); TRAUTH, F. (1916/17).

2.4.2.6. Grauwackenzone

Die Nördliche Grauwackenzone ist im Hinblick auf die Rohstofführung eine bedeutende tektonische Einheit. Aus geologisch-tektonischen Gründen wird zwischen einer westlichen und einer östlichen Grauwackenzone unterschieden. Die westliche Grauwackenzone erstreckt sich vom Unterinntal bis in die Obersteiermark. Die Grenzziehung zur östlichen Grauwackenzone beginnt mit dem Einsetzen der Karbonabfolgen der Veitscher Decke im Bereich des Südfußes des Grimmings bei St. Martin.

2.4.2.6.1. Westliche Grauwackenzone

2.4.2.6.1.1. Eisen und Stahlveredler

Von den örtlich eisenführenden Vererzungen innerhalb der Jochbergeinheit (siehe „Kupfer-Eisenerzbezirk Jochberg-Einheit“) abgesehen, existieren überraschenderweise keine bedeutenderen Eisenvererzungen in dieser tektonischen Einheit.

2.4.2.6.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.4.2.6.1.2.1. Fahlerzbezirk Schwaz – Brixlegg

Nicht konturiert; ÖK: 119, 120.

Charakteristika: Der devonische Schwazer Dolomit mit rund 800 m erosiv reduzierter Mächtigkeit enthält eine 300–400 m mächtige, dem obersten Unterdevon zuzuordnende Schichtfolge, die auf Grund ihrer Fahlerzmineralisationen einstmals Ziel reger Bergbautätigkeit gewesen ist. Die streichende Verbreitung von schichtkonkordanten und diskordanten Fahlerzkörpern in mehreren tektonischen Dolomitschollen reicht von Falkenstein (Schwaz) – Reiterkopf im W bis zum Zillertal im E und setzt sich als Fahlerz-Baryt-Lagerstätte weiter nach E zum Revier Kogl – St. Gertraudi bei Brixlegg fort.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

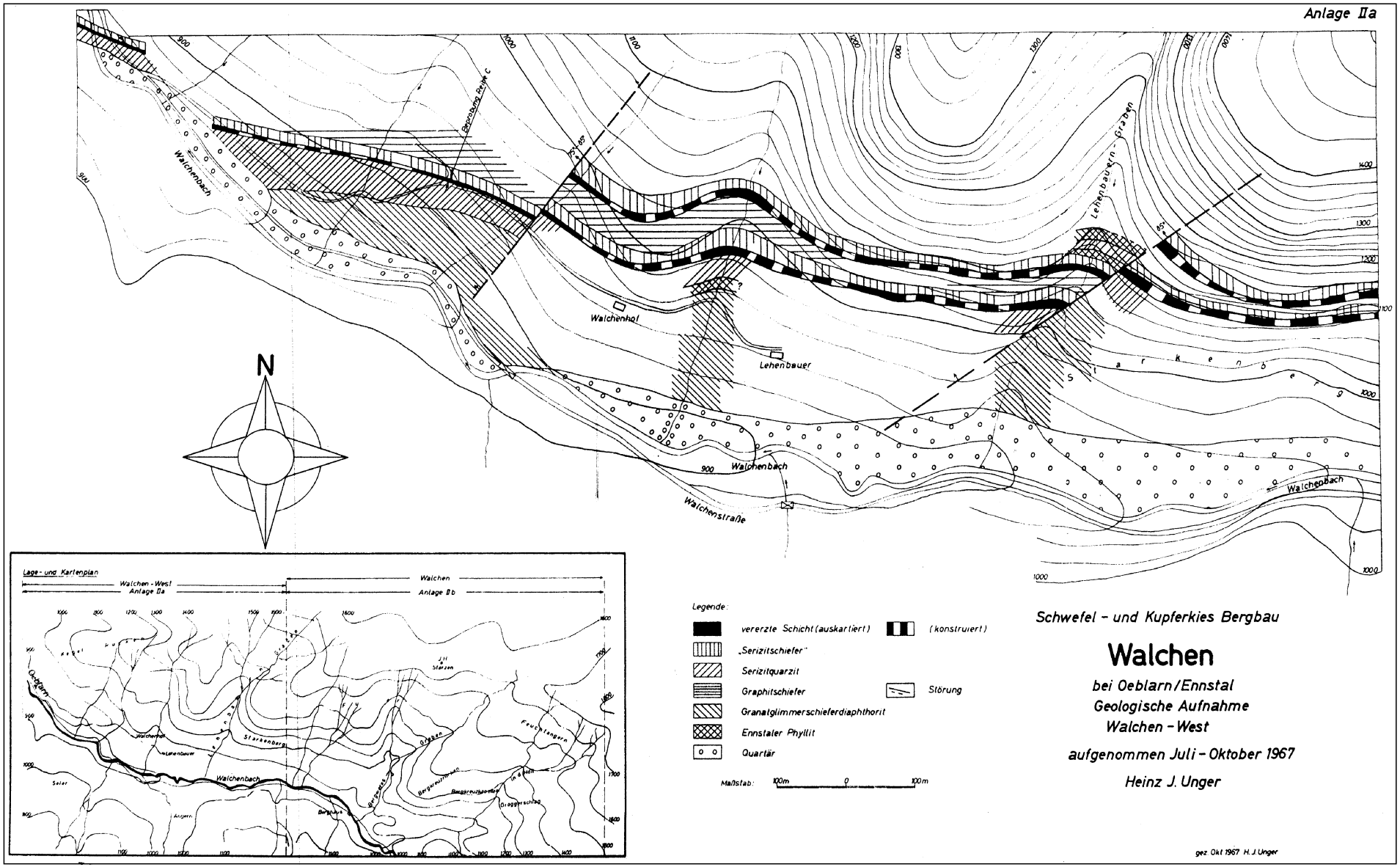


Abb. 276.
Geologische Karte des Kieserzlagers der Walchen.
Aus UNGER, H.J. (1968a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

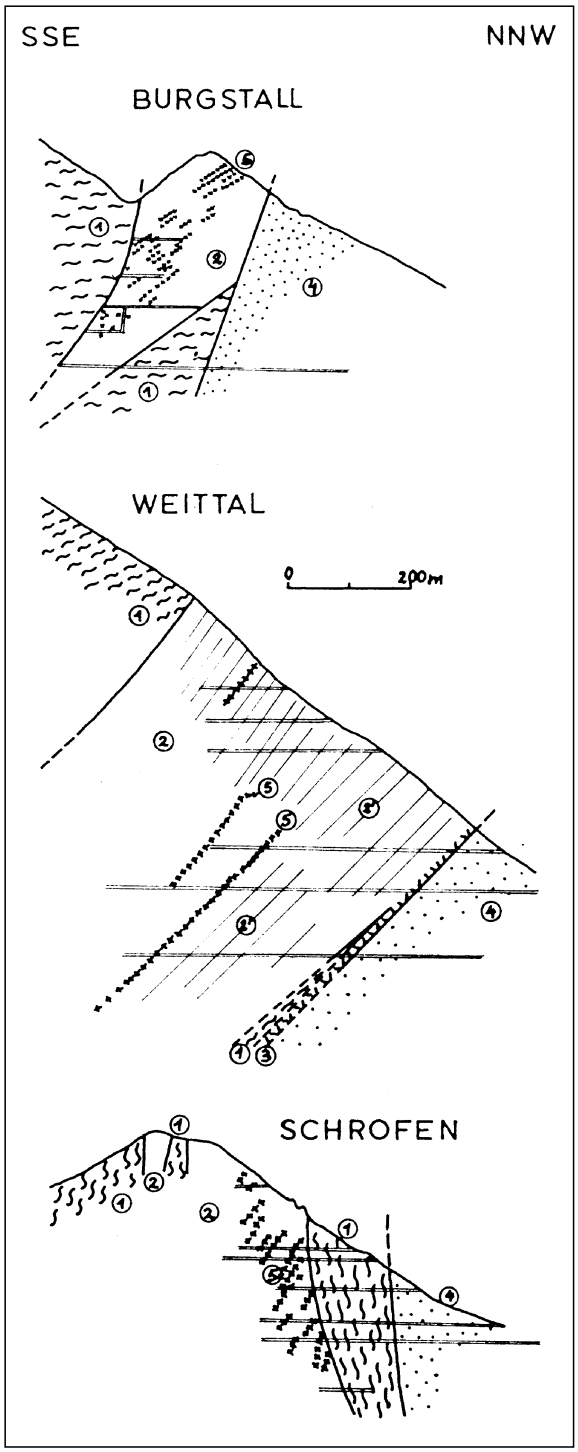


Abb. 277.
Profile durch die Lagerstätten des Fahlerzbezirkes Schwaz – Brixlegg.
1 = paläozoischer Phyllit; 2 = Devondolomit; 3 = Untertriadische Basalbreccie; 4 = Buntsandstein; 5 = Fahlerzvererzung.
Aus VOHRYZKA, K. (1968), nach PIRKL, H. (1961).

Seit 1972 veröffentlichte Neuergebnisse belegen, daß in diesem 6–7 km E–W ausgedehnten alten Bergbaugebiet nicht nur schichtdiskordante Erzgänge sondern auch Erzlager verbreitet sind. Zumindest zwei Schichterzkörper mit subparallelem Verlauf und 60 m stratigraphischem Abstand und mit je 3 m Mächtigkeit sind im Streichen auf mindestens 3 km nachgewiesen. Eine weitere feinschichtige, stratiforme Erzanreicherung mit Fahlerz und Pyrit verläuft steilachsig verfaltet im Devonkomplex von St. Gertraudi, begleitet von weiteren schichtgebundenen Erzkörpern.

Schichttransversale Kluftvererzungen mit Mächtigkeiten bis zu 3 m sind in unregelmäßigen Abständen bis zu 150 m bis in eine stratigraphische Teufe von ca. 300 m entwickelt. Sie werden von vererzten Fugennetzen, unregelmäßigen Internvererzungen in Lösungshohlräumen und metasomatischen Verdrängungen begleitet.

Das Erz des Schwazer Raumes besteht aus überwiegend Ag- und z.T. auch Hg-haltigem Tetraedrit, sowie von Dolomit und Quarz. Die Vererzungen im Brixlegger Raum hingegen enthalten zusätzlich auch Baryt in Form von grobspätigem „Blütenspat".

Der Ursprung der Fahlerz-Baryt-Anreicherungen wird auf hydrothermale Metalltransporte in den unterdevonen Sedimentationsraum erklärt, wodurch es z.T. zu schichtiger Erzanlagerung, überwiegend jedoch zu diskordanten Gangvererzungen und verschiedengestaltigen Verdrängungserzkörpern gekommen ist. Große Bedeutung im Hinblick auf sekundäre Veränderung der Lagerstätten wird variszischen und alpidischen Umkristallisationen, Mobilisationen, Lösungstransporten und Neuausscheidungen in jungen Spaltensystemen beigemessen.

Das Vorkommen von Baryt im Brixlegger Raum wird durch eine noch voralpidisch erfolgte hydrothermale Zufuhr von Ba interpretiert, wobei das Sulfat aus dem im devonen Schwazer Dolomit eingelagerten Sulfat bezogen wird (FRIMMEL, H., 1989).

Form der Mineralisation: Gänge, Klüfte, Lösungshohlräume, Verdrängungen, einige Lager.

Nebengestein: Dolomit.

Alter des Nebengesteins: Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6, 13, 26, 27, 30 und 31 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Die Anhydritführung des Schwazer Dolomites verweist auf eine Salinarfazies im Devon. Umlagerungen von Fahlerz in das überlagernde Mesozoikum unter Zunahme des As-Gehaltes sind bekannt. Es fällt dabei auf, daß der $\delta^{34}S$-Wert der Fahlerze von Schwaz wenig variiert und mit einer Probe von Fahlerz aus dem Muschelkalk (Maukenötz) ident ist.

Typische Vorkommen: Blutskopf (Burgstall), Falkenstein, Gratlspitz, Hösel-Alpe, Lerchkopf (Larchkopf), Mehrerkopf (NW, NE), Mühlbichl/Brixlegg, Pfaffen (Reiterkopf), Ramsberg(?), Reither Kogel (Kleinkogel), Roggland, Rotenstein (Revier Ringenwechsel), Schrofen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIMMEL, H. (1989), GSTREIN, P. (1979, 1981, 1983, 1984), KRISCHKER, G. (1990), PIRKL, H. (1961), SCHMIDEGG, O. (1951b, 1953), SCHULZ, O. (1972b, 1974, 1986), VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.2.6.1.2.2. Kupfererzbezirk Röhrerbühel – Kitzbühel

Konturiert; ÖK: 90, 91, (121), 122.

Charakteristika: In den Abfolgen der Wildschönauer Schiefer sind zahlreiche fahlerzführende Kupfervererzungen bekannt, von denen jene des Röhrerbühels (Rerobichl) zweifelsohne die bedeutendste ist. Dabei handelt es sich sowohl um schichtkonkordant im Nebengestein eingelagerte Sulfidvererzungen, aber auch (lager-)gang- bis kluftförmige Mineralisationen. Die Vererzungen streichen vorwiegend ENE–WSW und fallen durchwegs steil gegen S ein. Das Nebengestein ist als Tonschiefer („Falbenschiefer") ausgebildet. Auffallend ist die Nähe der Vererzungen zu basischen Vulkaniten. An Gangart sind vorwiegend Eisenkarbonate und Quarz entwickelt.

Die Vererzungen des Röhrerbühels, die zumindest hinsichtlich der Ausbildung und Mineralparagenese als charakteristisch für diesen Bezirk angesehen werden dürfen, liegen schichtparallel

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Abb. 278.
Geologische Karte der 140 m Sohle des ehemaligen Schurfbaus Röhrerbühel.
Aus HELFRICH H. (1960).

im Nebengestein eingelagert. Sie sind auf über 3 km im Streichen verfolgbar und wurden durch den Bergbau bis 900 m Tiefe abgebaut. Trägergesteine der Vererzungen sind schmutziggraue bis gelbe Schiefer („Falbenschiefer", chlorit- und titanreiche Quarz-Serizitphyllite mit phyllonitischem Gepräge), die ein hervorragender Leithorizont innerhalb der Wildschönauer Schiefer sind.

In der älteren Literatur werden die Vererzungen oftmals auch als Gänge oder Klüfte beschrieben. Dabei wird von bis zu 8 „Erzgängen" berichtet. Während in der älteren Literatur trotz der schichtkonkordanten Lagerung epigenetische Gangvererzungen angenommen werden, sind in den vergangenen Jahren überzeugende Argumente für eine syngenetische Erzanreicherung erbracht worden (SCHULZ, O., 1972). Chemische Daten der Fahlerze siehe Tab. 6 im Abschnitt V.

Die letzten Explorationsaktivitäten erfolgten im Jahre 1970. An bergbaulichen A+B+C Kupfervorräten (1,5 % Cu, Stand 1975) wurden 60.000 t, an potentiellen Vorräten (1,2 %Cu) weitere 60.000 t geschätzt.

Form der Mineralisation: Lager, Gänge, Klüfte.

Nebengestein: Wildschönauer Schiefer.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 27 und 30 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Die Vererzungen des Röhrerbühels zählen zu den größten Kupfervererzungen der Nördlichen Grauwackenzone. Als Beginn der Bergbautätigkeit wird das Jahr 1539 genannt. Mit Unterbrechungen wurde bis 1843 Bergbau betrieben. Der „Geisterschacht" (Heiligen-Geister Schacht) zählte zu den tiefsten Schächten der Welt. Seither wurden mehrere Versuche unternommen, das Grubengebäude zu gewältigen und die Fortsetzung der Lagerstätte zu erforschen.

Typische Vorkommen: Astberg („Fuggerbau"), Christi-Himmelfahrt-Stollen, Eggergraben-Schurf, Foisenkar, Högerbrandschurf, Lenggries, Linderau, Prama, Rabstollen, Röhrerbühel (Rerobichl); Stroblötz – Gröbner.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRITZ, E.J. (1970); HELFRICH, H. (1960); MACZEK, M. (1955); SCHULZ, O. (1972, 1974, 1986).

2.4.2.6.1.2.3. Kupfererz-(Magnesit-)Bezirk Hohe-Salve-Einheit

Konturiert; ÖK: 122, 123;

Charakteristika: Als Trägergesteine der Vererzungen treten einerseits dunkle, graphitische Phyllite und Chloritphyllite der Wildschönauer Schiefer, andererseits Dolomite in Erscheinung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Die an die Wildschönauer Schiefer gebundenen Vererzungen führen nahezu allesamt Chalkopyrit, Fahlerz und Pyrit als Haupterze, untergeordnet nickel- und kobalthältige Erze, Galenit, Sphalerit, Markasit, örtlich sogar Quecksilber.

Die Vererzungen liegen sowohl in Form stratiformer Imprägnationen als auch schichtkonkordanter derber Erzlinsen, die mehrere Dezimeter mächtig werden können, im Nebengestein eingelagert. Sie streichen durchwegs E–W und fallen steil gegen S ein.

Darüberhinaus fungieren die altpaläozoischen Dolomite als bedeutendes Trägergestein von Vererzungen. Neben fahlerzbetonten Mineralisationen (Blaufeldalm, Brunnalm etc.) sind auch ausgesprochen blei-zinkbetonte Mineralisationen bekannt (Rohr – Koglererb, Schweinest). Nach MOSTLER, H. (1970a) sind die Vererzungen örtlich im Bereich von Überschiebungsbahnen angeordnet. Es wird angenommen, daß diese schichtgebundenen Vererzungen in jüngerer Zeit mobilisiert wurden.

Kupfervorräte (Stand 1975; Metallinhalt in t)

Lagerstätte	A+B+C Vorräte	potentielle Vorräte
Schattberg	(1,5 %) 6000	(1 %) 6000
Sinnwell	(1,5 %) 6000	(1 %) 5000

Form der Mineralisation: lagerförmige Vererzungen in den Wildschönauer Schiefern: Sinnwell, Schattberg, Grundhabinger Wald; kluftförmige Vererzungen in Dolomit: Rohrerberg – Koglererb, Schweinest – Rettenwand.

Nebengestein: Wildschönauer Schiefer, Dolomite.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Besonderheiten: Dieser Erzbezirk beinhaltet nicht nur eine Vielzahl von kleinen, einstmals genutzten Lagerstätten, sondern bildet auch die wissenschaftliche Grundlage für neue Vorstellungen über die Genese schichtkonkordanter Cu-Fe-Vererzungen.

Typische Vorkommen: Blaufeldalm, Brunnalpe (Jufen), Farbgrübel, Farmanger Alpe, Foisenkar, Grundhabinger Wald, Grüntal, Harlaßanger Alm, Köglergraben-Schurf, Ottneralm, Rohrerberg – Koglererb, Schattberg, Schwaibmoos (Kitzbühel); Schweinest – Rettenwand, Silberstern – Salisgrube, Silberstuben, Sinnwell, Spießnägel, Stöckelfeld, Zöpfl.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MOSTLER, H. (1970a); SCHERMANN, O., et al. (1992); SCHULZ, O. (1971, 1972, 1986); VAVTAR, F. (1977); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.2.6.1.2.4. Polymetallischer Cu-Ni-Co-Hg-Ag-Bezirk Leogang

Nicht konturiert; ÖK: 123.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

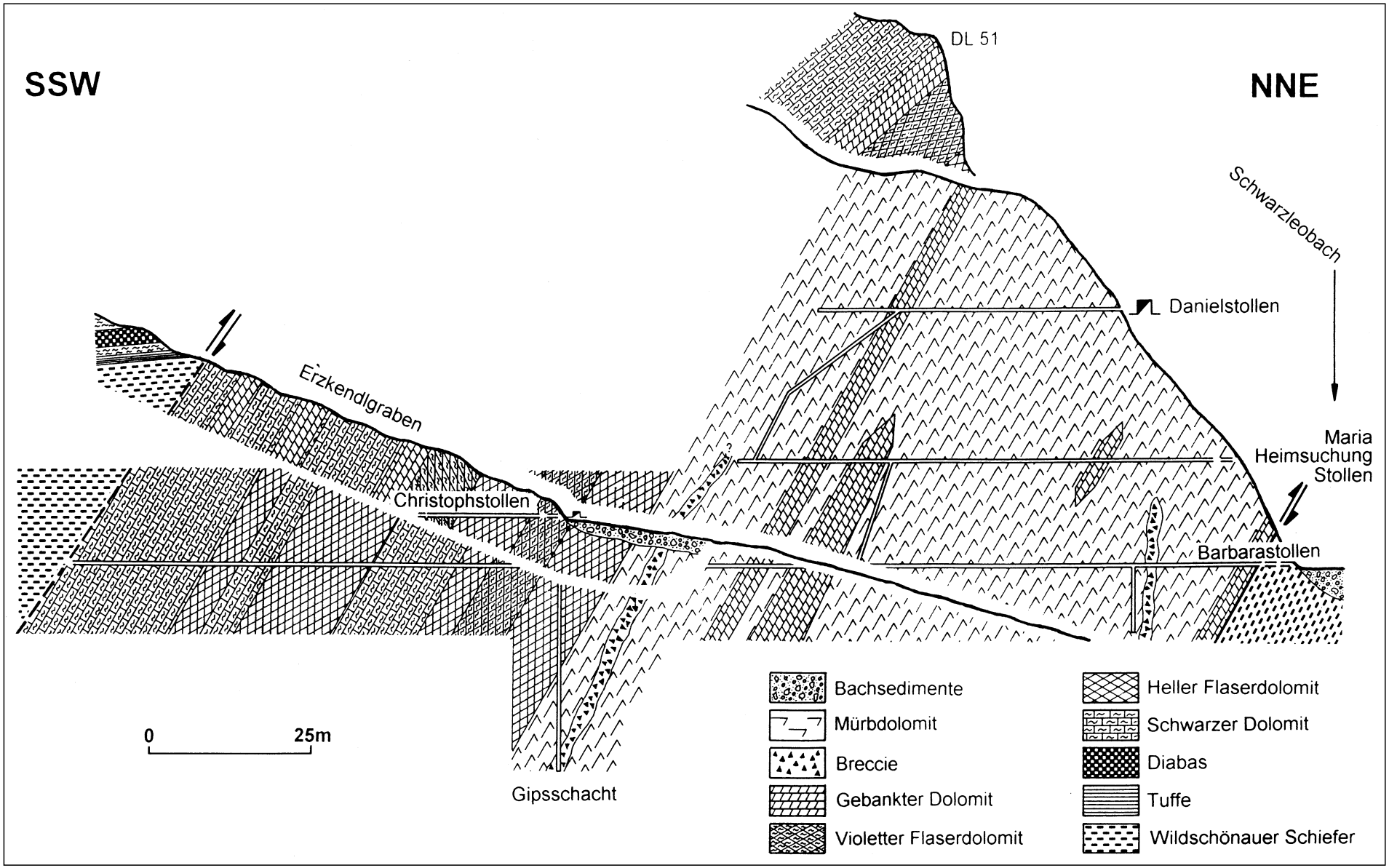


Abb. 279.
Revier Schwarzleo (Leogang, Salzburg): geologisches Idealprofil.
Nach LENGAUER, C. (1989); Zeichnung: H.P. STEYRER.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Charakteristika: Der Leoganger Erzbezirk befindet sich am nördlichen Rand der westlichen Grauwackenzone westlich von Hütten im Schwarzleotal und besteht aus drei (vier) Revieren: Schwarzleo, Nöckelberg, Vogelhalte, (Inschlagalm).
Die für die Erzführung ausschließlich wichtige lithologische Einheit sind obersilurische-oberdevonische Karbonatgesteine („Südfazies-Dolomite“), die als Beckensedimente mit SiO_2 -führenden Dolomiten, Kieselschieferlagen, Flaserdolomiten angesehen werden. An sie sind die polymetallischen Sulfid-Vererzungen und die Magnesitvorkommen (Inschlagalm) gebunden.
Die violetten Flaserdolomite stellen einen charakteristischen Leithorizont dar, an den Quecksilber-Mineralisationen sowie eisenreicher Chlorit geknüpft sind. Zusammen mit der am Nöckelberg festgestellten Verbindung von Südfaziesdolomit mit Tuffen ergibt sich daraus der Nachweis eines paläozoischen Vulkanismus.
Die Tektonik wird durch alpidische Lineamente repräsentiert, wobei nur das frühalpidische Makrogefüge (NE–SW, NW–SE) erzführend ist. Die Mineralogie der Lagerstätten ist komplex. Nach ihrem vermutlichen Alter können paläozoische und alpidische Mineralvergesellschaftungen unterschieden werden.
Zu den paläozoischen schichtkonkordanten Mineralbildungen gehören quecksilberreiches Fahlerz (Schwazit) und Galenit mit Kobalt-Nickel-Erzen (Gersdorffit, Polydymit). Die Pb-Isotopenalter weisen auf Oberdevon hin.
Die Vererzungen treten in stoffkonkordanten Lagen aber auch in diskordanten Erzkörpern mit einer ausgeprägten Vertikalzonierung (Cu-Pb-, Pb- und Pb-Hg-Zonen) auf. Eine Verknüpfung mit Sr-Mineralisationen (Coelestin, Strontianit), die ihrerseits typisch für den Randbereich des Spatmagnesitkörpers (Inschlagalm) sind, ist nachweisbar.
Zu den alpidischen Mineralbildungen gehören:
– aus variszischem Paläokarst gebildete Breccien;
– eine Cu-reiche Bornit-Paragenese mit Ge- und Sn-Mineralien (Renierit, Mawsonit);
– monomineralische Fahlerzklüfte (Tennantit);
– niedrig temperierte Cu-Pb-Ag-Hg-Sulfide (Sulfosalze) der Bornitparagenese, die als jungalpidische Mobilisate interpretiert werden.

Kupfervorräte der Lagerstätte Leogang (Stand 1975; Metallinhalt in t):

A + B + C Vorräte: (1,0 %) 1000
Potentielle Vorräte: (1,0 %) 1000

Form der Mineralisation: Linsen, Imprägnationen bzw. Gang- und Klufterze sowie Erzbreccien.

Nebengestein: ton- und quarzreiche Dolomite.

Alter des Nebengesteins: Silur–Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Fahlerzanalysen sind der Tab. 6, Sphaleritanalysen der Tab. 4 und Galenitanalysen der Tab. 5 im Abschnitt V. zu entnehmen.
Die Bleiisotopenwerte liegen mit 369 Ma im realen Zeitbereich.

Besonderheiten: Bindung der Vererzung an eine bestimmte Karbonatgesteins-Fazies („Südfazies-Dolomite“). Präalpidische und alpidische Mineralisationsabläufe. Permischer Gips/Anhydrit mit Tennantit und Galenit.
Die Silberführung der Lagerstätten ist nur zum geringen Teil auf das silberarme Fahlerz (Tennantit) zurückzuführen. Die wichtigeren Silberträger sind Amalgam, Stromeyerit, Betekhtinit und Furutobeit. Die Nickelvererzung ist durch das häufige Auftreten von Ni-Thiospinellen (Polydymit) charakterisiert. In geringer Menge sind germanium-, zinn- und vanadiumhältige Phasen von Bedeutung.

Typische Vorkommen: Schwarzleo, Nöckelberg, Vogelhalte, Inschlagalm.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: LENGAUER, C. (1988); MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1970); PAAR, W.H. (1985); PAAR, W.H. et al. (1989).

2.4.2.6.1.2.5. Kupfer-Eisenerzbezirk Jochberg-Einheit

Konturiert; ÖK: 122, 123.

Charakteristika: Die Jochberg-Einheit (= „Glemmtaleinheit“ sensu HEINISCH, H., 1986) umfaßt die mächtigen siliziklastischen Abfolgen, die unter dem Begriff „Wildschönauer Schiefer“ bekannt sind. Hier treten neben geringmächtigen Porphyroidlagen vor allem basische Magmatite in Erscheinung. Die Wildschönauer Schiefer werden aufgrund neuer biostratigraphischer Untersuchungen in das Ordovizium, in das Silur und Unterdevon (?) eingestuft (vgl. auch REITZ, E. & HÖLL, R., 1989, 1991).
Eine fazielle Untergliederung der Beckenfazies in eine proximale Schattberg-Formation, eine distale Löhnersbach-Formation und eine Klingler Kar-Formation (pelagische Tiefschwelle) ist auf Grund sedimentologischer Charakteristika möglich.
Die basischen Vulkanite, die mit den meisten Vererzungen dieses Bezirkes in einer Kausalbeziehung stehen, sind auf Grund der Untersuchung der stabilen Spurenelemente als Intraplattenmagmatite (Basalte ozeanischer Inseln) und Tholeiite eines marginalen Beckenbereiches zu bezeichnen.
Die Chalkopyrit-Pyrit-Lagerstätten (z.T. mit Ni-Co-Arseniden), begleitet von Quarz, Fe-Karbonaten und Karbonaten, sowie Roteisensteinvererzungen, vergleichbar mit dem Lahn-Dill-Typ, zeigen eine Reihe von gemeinsamen Merkmalen, die zur genetischen Kennzeichnung herangezogen werden können:

a) Die Schicht- und Zeitgebundenheit an einige Horizonte der Wildschönauer Schiefer mit stoffkonkordanter Metallanreicherung, z.T. feinschichtig im alternierenden Lagenbau von Erz- und Nebengesteinsparagenese.
b) Leitschichten im Nahbereich der Erzlager, vor allem Metavulkanite, Metatuffe, Metatuffite in Form von rutilreichen Chlorit-Serizit-Quarzphylliten in der Abfolge von Serizitschiefern meist mit phyllonitischem Gepräge.
c) die symmetrologische Übereinstimmung der Makro- und Mikroverformungen faltender und ruptureller Art im Gesteins- und Lagerstättenkörper, allerdings mit den Auswirkungen von Festigkeitsanisotropien in den verschiedenen Mineralaggregaten.

Die Auswirkungen einer epizonalen Metamorphose betrafen Erzkörper samt Nebengestein, woraus Umkristallisationen als Abbildungskristallisation und lokale Lösungsumsätze in schichtgebundene Fugennetze mit teilweiser Verwischung ursprünglicher Anlagerungsgefüge die Folge waren. Tektonitregelung in Erzteilgefügen (z.B. Fe-Karbonate) und Kataklase bezeugen postkristalline Deformation älterer Kristallisate in den Schichterzkörpern.
Auf Grund dieser Gefügemerkmale wird die Lagerstättenbildung auf eine ursprünglich submarine Metallzu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fuhr in Form mehrerer Meter mächtiger Erzlager mit flächiger Verbreitung von hunderten bis über 1000 m² in den einzelnen Teilbereichen zurückgeführt.

Kupfervorräte (Stand 1975; Metallinhalt in t)

Lagerstätte	A+B+C Vorräte	potentielle Vorräte
Kupferplatte	(1,0 %) 1000	(1,0 %) 1000
Kelchalm	(1,0 %) 7000	(0,8 %) 4000

Form der Mineralisation: Lager, Kluftvererzungen.

Nebengestein: rutilreiche Chlorit-Serizit-Quarzphyllite.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a und 24 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Bachalm (Bachalpe); Foidling (Hörndlinger Graben); Gebra – Lannern, Gerstboden, Hangler, Kelchalm (Jochberg E); Kupferplatte, Luegeck (Luegegg); Pernstein, Pernstein (Sintersbachtal); Sanhartalm, Schwarzachalm (Hörndlinger Gr.); Schöntagweid, Staff-Alm (Staffkogel); Suglach-Alm, Wild-Alm (Aurachtal); Wurz-Alm (Marteneck).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HEINISCH, H. (1986); REITZ, E. & HÖLL, R. (1989, 1991); SCHERMANN, O. et al. (1992); SCHULZ, O. (1971, 1972, 1986); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.2.6.1.2.6. Kupfererzbezirk Mitterberg – Mühlbach – Larzenbach

Konturiert; ÖK: 125, 126.

Hinweis: Auf der Metallogenetischen Karte sind die Symbole für die Vorkommen Mitterberg-Nordrevier und Mitterberg-Ellmau lagemäßig leicht verändert, um die Bindung zur Trägergesteinseinheit deutlicher hervorzuheben.

Charakteristika: In den vorwiegend altpaläozoischen Metasedimenten und untergeordnet Metavulkaniten der Wildschönauer Schiefer („Pinzgauer Phyllite“) sind sowohl stoffkonkordante als auch stoffdiskordante Kupfervererzungen bekannt, wovon dem Erzgang des Mitterberger Nordrevieres (nördlich von Mühlbach) die größte wirtschaftliche Bedeutung zukam.

Die konkordanten Erzlager sind ausschließlich auf das Altpaläozoikum beschränkt und wurden im Mitterberger Raum im Südrevier abgebaut. Chalkopyrit, Pyrit, seltener Tetraedrit (goldhältig) sowie kobalthältiger Gersdorffit sind hier die Haupterze. In den weiter östlich bzw. südlich gelegenen Lagerstätten von Larzenbach und St. Veit (nördlich von Schwarzach) ist hingegen Tetraedrit mit oft beträchtlicher Goldführung das dominierende Kupfererz.

Der Mitterberger Hauptgang ist als diskordanter, die alpidische Transversalschieferung durchschneidender Erzgang ausgebildet und setzt in paläozoischen Schiefern („Graue Serie“) auf. In der darüberlagernden postvariszischen Transgressionsserie („Violette Serie“) fiedert er in mehrere Gangtrümer auf, und ist in der stratigraphisch jüngsten und gipsführenden „Grünen Serie“ nicht mehr nachweisbar. Das Nebengestein weist hydrothermale Bleichungen auf.

Die Streichenderstreckung des Hauptganges beträgt ca. 11 km bei Mächtigkeiten zwischen 0,2 und 4 Metern. Der auf eine Vertikaldistanz von 520 m einstmals als bauwürdig eingestufte Erzgang wird durch mehrere Hauptverwerfer staffelartig nach W abgesenkt. Die westlichsten Ausläufer liegen im Bereich von Ellmau, die östlichsten im Gebiet des Buchberges östlich von Bischofshofen.

Die Kupfermineralisation besteht i.w. aus Chalkopyrit (in oberen Teufen auch Tetraedrit); an den meist geringe Goldgehalte gebunden sind. Charakteristische Begleiter sind Nickelerze (Gersdorffit, Millerit). Die Gangarten sind Karbonate der Dolomit-Ankerit- und Siderit-Magnesit-Mischkristallreihe. Der Anteil von Quarz nimmt mit der Teufe zu. Das Auftreten primärer Teufenunterschiede ist bemerkenswert.

In quarzitischen Abschnitten der „Violetten Serie“, die eine linsenförmige, stark absetzige Uranmineralisation (Uranpecherz und Brannerit in kohliger Grundmasse) enthält, tritt in Nebentrümern der Kupfererzgänge eine lokal goldreiche Uranmineralisation mit Uranpecherz (und/oder Uraninit); Brannerit, Rammelsbergit, Telluriden (Altait, Coloradoit, Hessit) und Cinnabarit/Metacinnabarit auf („Uranknollen-Paragenese“ [PAAR, W.H. et al., 1978]).

Während die konkordanten Erzlager (Mitterberger Südrevier, St. Veit, Larzenbach) syngenetisch mit den sie begleitenden Nebengesteinen angesehen werden, kommt dem Mitterberger Hauptgang ein oberkretazisches Alter zu.

Etwas abweichend von dieser gängigen Interpretation gibt es noch eine andere Erklärung für den unteren Abschnitt des Mitterberger Hauptganges. So vereint CLASEN, D. (1974) die Kenntnisse über die schichtige Anlage der Erze im S-Revier und des sicher über 300 m Tiefe nachgewiesenen schieferungs- und schichttransversalen Verlaufes des Mitterberger Hauptganges mit der Auffassung über isoklinal gefaltete Erzlager im unteren Teil der Lagerstätte. Als Argument dafür erwähnt CLASEN die Begleitung des vermeintlichen Erzganges (= vermutliches Erzlager) durch schichtigen Quarzit. Diese Erklärung findet eine Stütze durch den Nachweis von rutilhältigem Chlorit-Serizit-Phyllit (Metatuffit) in stoffparalleler Begleitung des „Hauptganges“ (z.B. 7. und 8. Lauf [O. SCHULZ, 1986]). Derartige Phyllite („Falbenschiefer“) sind im Kitzbühler Kupfer-Eisen-Revier als Leithorizont für Erzlager bekannt.

Die seit der Bronzezeit bekannte Lagerstätte Mitterberg ist das größte Kupfererzvorkommen der Ostalpen. Sein initialer Metallinhalt betrug ca. 250000 t Kupfer und einige Zehntausend Tonnen Nickel.

Kupfervorräte der Lagerstätte Mitterberg (Stand 1975; Metallinhalt in t):

A + B + C Vorräte: (1,4 %) 88000 t

Potentielle Vorräte: (0,7 %) 42000 t

Form der Mineralisation: schichtig-linsige Erzkörper (Mitterberger Südrevier, Larzenbach); gangförmig (Mitterberger Nordrevier).

Nebengestein: Phyllite (Wildschönauer Schiefer – Pinzgauer Phyllite), Serizitschiefer, Quarzite (Nordrevier), dunkle Schiefer („Schwarzschiefer“), Quarzite, Metabasalte (Südrevier), Kalkmarmore, Kalkphyllite, metatuffitische Schiefer (Raum St. Veit).

Alter des Nebengesteins: U–O-Silur, Karbon oder Perm (?).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6, 24, 26, 30 im Abschnitt V. Die massenspektrometrische Untersuchung einer Galenitprobe aus dem Hauptgang ergab ein stark negatives Bleimodellalter. Dies ist für alpidische Gangmineralisationen typisch.

An Uranpecherz-Knollen aus Gangabschnitten der „Violetten Serie“ im Nordrevier wurde ein Kristallisa-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

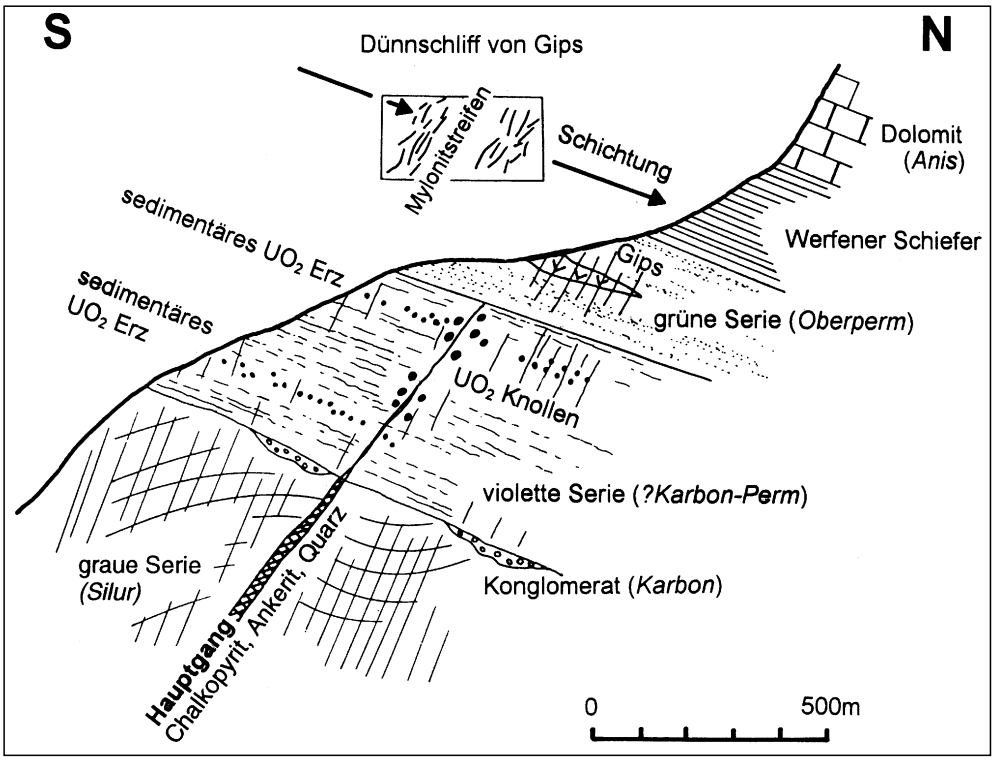


Abb. 280.
Der Hauptgang der Mitterberger Kupfererzlagerstätte, Schema der Schieferung und der Uranführung.
Nach PETRASCHECK, W.E. (1976).
Zeichnung: H.P. STEYRER.

tionsalter von 90 ± 5 Ma nach der U-Pb-Methode bestimmt.

Besonderheiten: Regional (Larzenbach, St. Veit) beachtliche Goldführung des Tetraedrits; Uran-Nickel-Gold-Tellur-Mineralisationen im Mitterberger Nordrevier. Quecksilber (Cinnabarit, Hg-hältiger Tetraedrit, Au-Ag-Hg-Legierungen) ist ein charakteristisches Pfadfinderelement für die Kupfervererzungen.

Typische Vorkommen: Buchberg, Filzmoos (Hammergraben); Gielach (Girlach); Igelsbach, Larzenbach, Mitterberg (Revier Ellmau); Mitterberg-Südrevier, Mitterberg-Nordrevier, Naglgraben (Winklgang).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BERNHARD, J. (1965); CLASEN, D. (1974); DACHS, E. & PAAR, W.H. (1984); GABL, G. (1964); GÜNTHER, W. (1978); KARL, F. (1953); PAAR, W.H. et al (1978); PAAR, W.H. & MRAZEK, R. (1994); SCHULZ, O. (1986); WEBER, L. et al. (1972).

2.4.2.6.1.2.7. Kieserzbezirk (±Cu±Pb±Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Konturiert; ÖK: 122, 123, 124, 126, 127.

Charakteristika: Im Westabschnitt der Grauwackenzone kommen in den silurisch-devonischen Anteilen der Glemmtal-Einheit sowie weiter östlich im Gebiet Filzmoos – Radstadt – Mandling pyritische Cu-(Pb-Zn-Au-) Sulfidvererzungen schichtgebunden in vulkanosedimentären Abfolgen vor.

Die Vulkanite im Raum Viehhofen – Zell am See – Maishofen – Thumersbach entsprechen tholeiitischen Pillow-Laven und Sills, und werden als „Tholeiitische Vulkanite des Zeller Raumes“ zusammengefaßt. Ihre Förderung wird im Zusammenhang mit einer Dehnungstektonik über ausgedünnter kontinentaler Kruste gesehen, verursacht durch Blattverschiebungen bzw. Rifting-Prozesse.

Davon können Alkali-betonte Dolerit-Lagergänge im Bereich zwischen Paß Thurn und westlich Zell am See abgetrennt werden, die geochemisch Ähnlichkeiten zu rezenten Intraplatten-Vulkaniten zeigen.

Die Metallanreicherungen erfolgten in drei unterschiedlichen vulkanosedimentären Faziesräumen:

– Durch Lagergänge induzierte submarine Hydrothermaltätigkeit im Raum Zell am See – Uttendorf;
– Stringer-Vererzungen, die an spilitisierte Pillow-Laven gebunden und von hydrothermalen Alterationszonen begleitet werden, und
– fazieskontrollierte sedimentäre pyritdominierte Sulfiderze in Schwarzschiefern und Lyditen (Schwarzenbach, Schwemmberg).

Die Vererzungen werden syngenetisch mit den sie umgebenden Sedimenten und Vulkaniten gedeutet. Als Bildungsraum wird ein randliches Meeresbecken an einem passiven Kontinentalrand mit hoher Absenkungsrate und Dehnungstektonik angenommen. Die Metallzufuhr erfolgte durch submarine hydrothermale Aktivität.

Kupfervorräte der Lagerstätte Schwarzenbach (Stand 1975; Metallinhalt in t):

A + B + C Vorräte: (1,0 %) 4000
Potentielle Vorräte: (1,0 %) 5000

Form der Mineralisation: Disseminationen und Stockwerkvererzungen (in intrusiven und extrusiven Metavulkaniten); konkordante und diskordante, meist linsige Erzkörper in Schwarzschiefern.

Nebengestein: intrusive und extrusive Metavulkanite (tholeiitische Metadiorite, Pillow Laven); Metasedimente (insbesondere Schwarzschiefer) mit typischen Merkmalen (distaler) Turbidite.

Alter des Nebengesteins: Silur–Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6 und 30 im Abschnitt V. Galenit aus der polymetallischen Kieserzlagerstätte von Rettenbach zeigt mit 620 Ma (wie bei vielen Kiesvererzungen der Ostalpen) ein zu hohes Modellalter, das sich mit dem regionalgeologischen Befund nicht deckt.

Besonderheiten: Hohe Goldgehalte in der Stringer-Vererzung der Pillow-Laven und jener von Michelbach (MOSTLER, H., 1983). Die synsedimentären Kiesvererzungen sind überall dort goldführend, wo sie lateral in fahlerzbetonte Bereiche übergehen.

Typische Vorkommen: Aufhausen – Fürth, Feichtenwalm, Klucken (Piesendorfer Graben), Limberg (Lienberg) Bruckberg, Meißling (Ochsenalm) Mandling, Michelgraben – Thumersbach, Puderlehen (Butterlehen-)Alpe, Ratzensteinerhöhe, Rettenbach (W Mitter-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

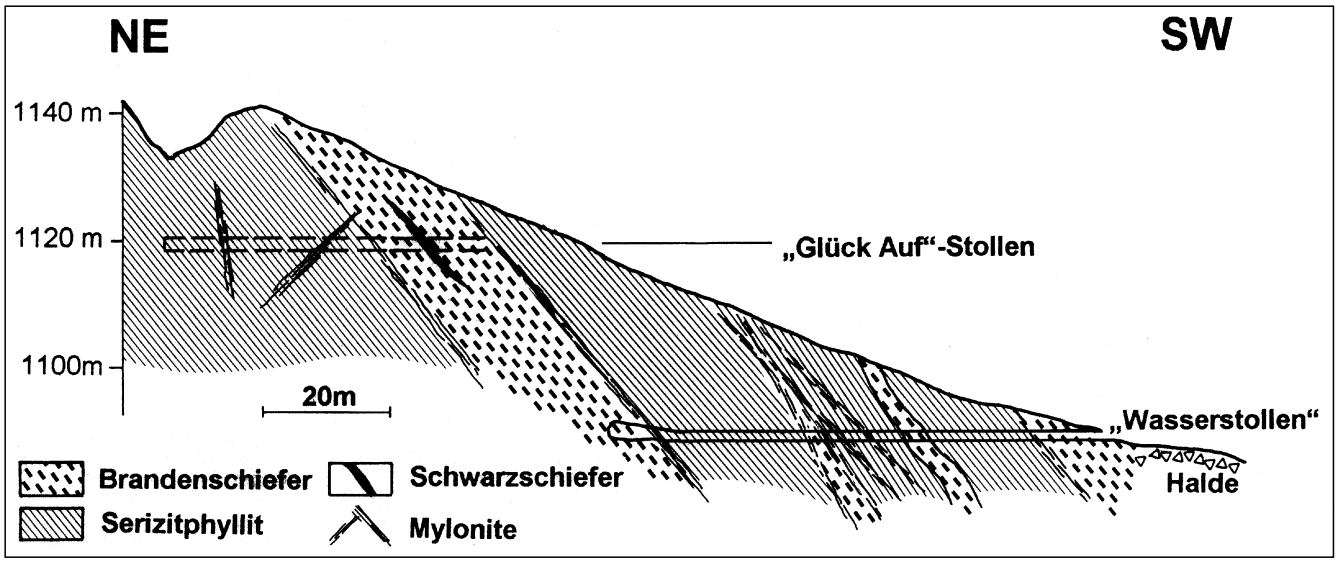


Abb. 281.
NE–SW Profil durch ein VMS Vorkommen am Schwemmberg bei Radstadt, Salzburg.
Die selten massige, meist imprägnative Sulfidvererzung ist an die Brandenschiefer gebunden.
Nach FEITZINGER, G. (1985); Zeichnung: H.P. STEYRER.

sill), Schwarzenbach – Dienten, Schwemmberg – Ahornlehen, Schwemmberg – Jakobsberg, Schwemmberg – Pertill, Stimmelhöhe (Stuhlfeldner B.), Uttenhofen, Viehofen – Ebenmais, Viehofen – Ernestinen-Gruben, Viehofen – Wirtsalm (Glemmtal), Walchengraben (Walcher Graben).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRANDMAIER, P., PAAR, W.H., SCHRAMM, J.M & CHEN, T.T. (1985); DACHS, E. & PAAR, W.H. (1984); FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1988); GARBE-SCHÖNENBERG, C.D. (1990); HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1967); HIRSCHMANN, G. (1987); UNGER, H.J. (1969, 1970, 1971, 1972, 1973); WEBER, L. et al. (1972).

2.4.2.6.1.3. Industrieminerale

2.4.2.6.1.3.1. Barytbezirk Kitzbühel (Hohe-Salve-Einheit)

Konturiert; ÖK: 122.

Charakteristika: Die Baryt-Mineralisationen von Kitzbühel liegen in den Devondolomiten der Hohe-Salve-Einheit, die auf Grund ihrer faziellen Ausbildung als Karbonatplattform bezeichnet werden kann.

Die Baryt-Mineralisationen stellen ein verbindendes Glied zwischen den Fahlerz-Barytlagerstätten im Devon-Dolomit von St. Gertraudi – Brixlegg und den Fahlerz-Mineralisationen im Devon-Dolomit der Ottneralm (N Brixen im Thale), der Blaufeldalm und der Brunnalm im Steinbergkogelgebiet (S Kitzbühel) dar.

Die Barytanreicherungen sind bankungsgebunden und auf ca. 5 km Distanz zwischen dem Kitzbüheler Horn und Fieberbrunn verfolgbar. Während im Dolomit des Stuckkogels östlich von Kitzbühel feinschichtig parallele Barytlinsen enthalten sind, besteht die ausgedehnte Barytanreicherung weiter ostwärts aus grobkristallinblättrigem „Blütenspat" in horizontgebundener, aber flächig inhomogener Verteilung. Die Lagerstättenkörper sind teils lagerförmig, teils auch schlauchförmig mit s-diskordanten Begrenzungskonturen ausgebildet.

Die Beurteilung der stratigraphischen Gebundenheit und räumlichen Anordnung der Erzkörper spricht für aszendent-hydrothermale Mineralisation in der Devonzeit, wodurch im Rahmen der metallogenetischen Verwandtschaft von Baryt und Fahlerz sowohl mit externer sedimentärer Anreicherung als auch mit syndiagenetisch-diskordanter Mineralplatznahme und Verdrängungen zu rechnen ist. Im Gegensatz dazu stehen allerdings die viel jüngeren, unbedeutenden Barytbildungen im permischen Verwitterungsbereich.

Form der Mineralisation: bankungsgebunden-konkordant (z.T. in feinschichtigen Linsen, örtlich auch s-diskordant).

Nebengestein: Dolomit.

Alter des Nebengesteins: Devon.

Typische Vorkommen: Schwendter-(Niederkogler-) Alm, Spathütte (Streitegg-, Gwindalm), Stückkogel-N, Wilde Hag.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MARGARAS, S. (1971); MOSTLER, H., (1982); SCHULZ, O. (1972, 1986); VAVTAR, F. (1977); VOHRYZKA, K. (1968).

2.4.2.6.1.3.2. Magnesitbezirk Hochfilzen (Hohe-Salve-Einheit)

Konturiert; ÖK: 122, 123.

Charakteristika: Die rund 5 km südsüdwestlich bis südwestlich von Hochfilzen gelegene Magnesitlagerstätte Bürglkopf (Ofenberg) – Weißenstein verläuft mit rund 2,5 km E–W-Ausdehnung generell lagerförmig im paläozoischen Schichtverband der Nördlichen Grauwackenzone. Der Mineralbestand maßgeblicher Gesteine im Liegenden des Magnesitkörpers weist auf eine Metamorphose in niedrig temperierter Grünschieferfazies. Träger des plattenförmigen, bis zu 90 m mächtigen Magnesitlagers ist ein primär schätzungsweise 500 m mächtiger Dolomitkomplex obersilurischen bis unterdevonen Alters, der bei inverser tektonischer Position der Gesamtfolge im allgemeinen nach S einfällt.

Das bei großräumiger Betrachtung konkordant im Schichtverband verlaufende Magnesitlager besetzt Sedimentabfolgen zwischen Obersilur (Ober-Ludlow) und Unterdevon (Ems). Der Magnesitkörper ist teils durch einen präzisen Lagenbau im Verband der Dolomitabfolge gegliedert, teils auch in diskordant zur Schichtung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

verlaufenden unregelmäßig gestalteten Magnesitarealen mit eingeschlossenen Dolomitgesteinsanteilen.

Die noch immer umstrittene Genese der Alpinen Spatmagnesitlagerstätten findet mit Beobachtungen dieser ausgedehnten Lagerstätte auf petrographisch-gefügekundlicher Grundlage eine wertvolle und entscheidende Bereicherung. Der Vorteil der Neuergebnisse liegt in der Erklärung der in Teilbereichen entwickelten, für Spatmagnesit ungewöhnlich feinkörnig erhaltenen Relikte, im größtenteils mittelkörnig-kristallinen Magnesitlager.

Mikrokristallin-lutitische Feinlagenbaue mit laminarem Korngrößenwechsel und typisch sedimentären Reliktgefügen vermitteln den Eindruck eines weitgehend ursprünglichen, vormetamorphen Altbestandes. Dieser ist durch Umkristallisation als Abbildungskristallisation und unregelmäßige metasomatische Konturenverlagerungen im Kontakt zu Dolomitgesteinen aber weitgehend verdrängt. Die Regelung im kristallinen Magnesit- und Dolomitkorngefüge beweist mechanische Deformation im Zuge orogenetischer Beanspruchung. Postkinematische Magnesit-Wachstumsgefüge weisen auf metamorphe Neukristallisate.

Die Abfolge Dolomit-Magnesit scheint durch mehrere Mg-Ausscheidungsphasen z.T. extern, aber auch intern durch metasomatische Stoffverschiebungen geprägt zu sein. Der weitaus größte Teil des Magnesitkörpers stellt ein sekundäres oder gar polykristallines Abbildungskristallisat dar, das in sich die primären sedimentären Merkmale eines älteren Gefüges übernommen hat und somit an die Stelle der Vorgängerstrukturen getreten ist.

Die Frage, inwieweit für die marine Mg-Anreicherung, wahrscheinlich primär in Form von H_2O-hältigen Mg-Karbonaten, eine thermale Tätigkeit als Mg-Lieferant mitgewirkt hat, oder ob es sich nur um faziell bedingte Ausfällungsvorgänge, z.B. in einer Sabkhafazies gehandelt hat, ist noch offen.

Auf die invers gelagerte Position und die Verteilung der Seltenen Erden in Magnesit und Dolomit stützt sich ein genetisches Modell mit Mg^{2+}-Zufuhr und Metasomatose (MORTEANI, G., 1989), das strenggenommen auch für alle übrigen ostalpinen Spatmagnesite Geltung haben müßte. Vor allem aber die Isotopendaten und der Vergleich der geochemischen Daten sprechen nicht gerade für diese Hypothese (Abschnitt V., Kap. 2.12.).

Wohl aber stellt das Magnesitlager Bürglkopf – Weißenstein mit seiner lutitisch-mikrokristallinen bis makrokristallinen Ausbildung ein genetisch verbindendes Glied zu den häufigeren Lagerstätten mit grobspätigen Magnesiten, von denen in Tirol nur Tux-Lanersbach als Beispiel aus der Innsbrucker Quarzphyllitzone mit der Alterseinstufung an der Grenze Silur-Devon zu erwähnen ist, dar. Lediglich 5 km östlich des Bürglkopsf, bzw. westsüdwestlich von Leogang (Schwarzleo, Salzburg) ist in der streichenden Fortsetzung die Lagerstätte Inschlagalpe mit typischem Spatmagnesit entwickelt.

Form der Mineralisation: bankungsgebunden, konkordant und diskordant, z.T. mit Relikten externer Feinschichten.

Nebengestein: Dolomit, Porphyroid.

Alter des Nebengesteins: O–Silur–U-Devon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 22, 23 und 27 im Abschnitt V. Zum Unterschied zu den Magnesiten vom Typus Veitsch zeigen die $\delta^{13}C$-Werte eine größere Varianz (bis –7,5 ‰). Auch die $\delta^{34}S$-Werte streuen in den Sulfiden (–15,6 bis +10,6 ‰).

Besonderheiten: Die feinkörnigen Magnesite sind durch hohe Bor-Gehalte charakterisiert; Sulfidführung: Cinnabarit, Fahlerz, syndiagenetische Pyrite.

Typische Vorkommen: Bürglkopf, Rettenwand, Ofenberg, Weißenstein.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANGEL, F. & TROJER, F. (1955); MORTEANI, G. (1989); MOSTLER, H. (1973); SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1970, 1989); SIEGL, W. (1973); VAVTAR, F. (1976).

2.4.2.6.1.3.3. Magnesit-(Eisenkarbonat-)Bezirk Dienten

Konturiert; ÖK: 124, 125.

Charakteristika: In den Wildschönauer Schiefern der westlichen Grauwackenzone, teilweise auch in Kalkmarmoren und Metatuffiten (BECHTOLD, D., 1985) treten stoffkonkordante größere unzusammenhängende Linsen („Lagergänge“) von Magnesit auf. Sie erreichen Mächtigkeiten zwischen 10 und 20 m und sind über 10 km im Streichen bei steilem NE-Fallen verfolgbar.
Für diese Magnesit-Vorkommen wird in Analogie zu den ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten eine Mg-Anreicherung mit Umkristallisation und metasomatischem Stoffaustausch während diagenetischer Prozesse angenommen (SCHULZ, O., 1986).
An einzelnen Kalkmarmorzügen in den Wildschönauer Schiefern treten auch größere Linsen bzw. Lagergänge von Eisenkarbonaten auf. Die Mächtigkeiten betragen dabei zwischen 2 und 20 m. Eine neuere geologische bzw. mineralogische Bearbeitung der Eisenkarbonatvererzungen ist nicht bekannt. Grundsätzlich handelt es sich um „arme“ Eisenerze mit geringen Eisengehalten. Siderit oder Ankerit konnten nicht nachgewiesen werden (Tab. 16a im Abschnitt V.). Ein genetischer Zusammenhang zu den benachbarten Magnesitvorkommen erscheint möglich.

Form der Mineralisation: größere Linsen („Lagergänge“).

Nebengestein: Wildschönauer Schiefer, Kalkmarmore.

Alter des Nebengesteins: Unteres bis mittleres Silur bzw. mittleres bis oberes Silur.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 16a und 23 im Abschnitt V.; Abb. 364.

Besonderheiten: FeO-Gehalt der Spatmagnesite: 2,25–5,49 %; sehr wenig Dolomit-Beimengung.

Typische Vorkommen: Berg Dienten, Bergkendl, Bürgelalm (Bürgelloch), Dienten (Raber, Pfandelerz, Fuchsgrube), Entachenalm, Grünstein, Hendlwald (Kleinrohrer, Hochploj), Hintertal, Hocheck, Hochleiten, Hochmoderegg, Jetzbachtal, Judenhof, Klockerhütte, Wiebenalpe, Kollmannsegg (Enzianriedel, Tennkopf), Langegg, Nagelschmiedbau, Rettenfeldalpe (Klingspitz), Schienberggut, Sommerhalt, Arzberg – Wetterkreuz, Wagrain – Schwaighof, Weng – Wengerwald, Zweillingbauer, Bärndlau.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Mg: BECHTOLD, D. (1985); KERN, A. (1911); MOSTLER, H. (1973); SCHULZ, O. (1986); REDLICH, K. (1935).
Fe: FUGGER, E. (1909); HAUER, F.(1854); KERN, A. (1911); PORTENKIRCHNER, F. (1988).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.2.6.2. Östliche Grauwackenzone

2.4.2.6.2.1. Eisen und Stahlveredler

Die östliche Grauwackenzone ist die Trägereinheit der Eisenspat-Vererzungen vom Typus „Steirischer Erzberg". Die zahlreichen kogenetischen Vererzungen werden im Kapitel „Eisen-(Kupfer-)Erzbezirk Norische Decke" zusammengefaßt.

Eine Besonderheit stellen die Mangan-Vererzungen vom Friedlkogel (Heinzlkogel) sowie vom Kaskogel (Großveitsch) dar. Dabei handelt es sich um bis zu 3 m mächtige, teils gang-, teils linsen-lagerförmige Vererzungen, die in paläozoischen Kalken eingeschaltet liegen (HADITSCH, J.G., 1968). Diese Manganvererzungen wurden im vergangenen Jahrhundert abgebaut.

2.4.2.6.2.1.1. Eisen-(Kupfer-)Erzbezirk Norische Decke

Nicht konturiert; ÖK: 98–104, 131–133.

Charakteristika: Die Norische Decke der östlichen Grauwackenzone enthält zahlreiche Siderit-Ankerit-Vererzungen, die gelegentlich auch Chalkopyrit führen. Die Schichtfolgen des Ordoviciums und des Silurs bestehen vorwiegend aus klastischen Sedimenten, während das erzführende Devon karbonatisch entwickelt ist. Im Bereich des Steirischen Erzbergs reicht die Schichtfolge sogar bis ins U-Karbon.

Die Siderit-Ankeritmineralisationen zeigen zum überwiegenden Teil wolkig diffuse Erscheinungsbilder (Typus Steirischer Erzberg). Daneben sind aber auch feinschichtig gebänderte Eisenspattexturen bekannt geworden (THALMANN, F., 1979). Dies kann als Hinweis dafür angesehen werden, daß es sich dabei um Relikte einer primären, schichtgebundenen Siderit-Ankerit-Vererzung aus dem Paläozoikum handelt. Ähnliche „Altstrukturen" am Steirischen Erzberg lassen eine allgemeine, frühe sedimentäre Anlage der Siderit-Ankeritlagerstätten dieses Typs erkennen. Die Herkunft der Erzlösungen wird mit einem Vulkanismus im Devon bzw. Unterkarbon in Zusammenhang gebracht. Während der nachfolgenden Orogenesen erfolgte eine Umbildung der Lagerstätten, in deren Verbindung lokale metasomatische Verdrängungen des Nebengesteins auftraten. Zusätzliche laterale Stoffwanderungen können nach BERAN, A. & THALMANN, F. (1978) bzw. THALMANN, F. (1979) nicht ausgeschlossen werden.

Diese Auffassung wird durch die Untersuchungen von BERAN, F. (1979) untermauert, der auf Grund mineralogischer Untersuchungen annimmt, daß es nach einer primär-sedimentären Sideritbildung (bei mittleren reduzierenden Bedingungen und neutralen bis schwach alkalischen pH-Werten) im Zuge nachfolgender Gebirgsbildungen zu einer „Aufwärmung" des Gebirges kam. Bei einer Temperatur von etwa 400°C und einem Druck von 2–3 kbar setzte die Rekristallisation der primär-sedimentären Siderite zu den spätigen Sideriten ein. Metasomatische Vorgänge spielen bei der Rekristallisation der Siderite eine bedeutende Rolle. Diese Vorgänge beschränken sich jedoch auf relativ kleine Bereiche und sind als Mobilisation eines bereits vorhandenen Stoffbestandes zu verstehen.

Die Erzparagenese besteht aus den Eisenkarbonaten Siderit und Ankerit. Der Mn-Gehalt des Sideriterzes ist niedriger als beim zweitgrößten Eisenerzvorkommen Hüttenberg. Untergeordnet kommt auch Hämatit und stark verdrückter Magnetit vor. Unter den Sulfiden ist vor allem Pyrit und seltener Arsenopyrit, Tetraedrit, Chalkopyrit und Cinnabarit zu nennen (siehe auch Analyse eines Pyritsammelkonzentrates, Tab. 7b im Abschnitt V.).

Systematische Untersuchungen der Ankerite führten zu folgender genetischer Abfolge: Fe-armer, chemisch heterogener Ankerit als synsedimentäre Bildung, Fe-reicher, chemisch homogener Ankerit als voralpidisches Umbildungsprodukt und ein späterer Ankerit mit gleichen Eigenschaften, aber vorwiegend an alpidische Klüfte gebunden. SPINDLER, P. (1991) hat die Kenntnis über Siderit-Ankeritmineralisationen durch geochemische Untersuchungen erweitert. Demnach ist die Sideritvererzung der Basisbreccie des Steirischen Erzberges in alpidischer Zeit durch Metasomatose von Calcit in Siderit bei etwa 200°C durch Fe-Zufuhr aus dem Altbestand erfolgt.

An Hand der Spurenelementverteilung halten DOLEZEL, P. & SCHROLL, E. (1979) zwar eine rein sedimentäre Bildung für unwahrscheinlich, schließen aber eine vulkanogen-sedimentäre Genese nicht aus (Abschnitt V., Kap. 2.13.; Tab. 13a).

Darüberhinaus sind Siderit-Ankeritvererzungen auch im Porphyroid der östlichen Grauwackenzone entwickelt (Typus Schendleck). Der Siderit liegt als konkordante Einschaltung in den porphyroidischen Gesteinen (BAUMGARTNER, W., 1976). Auch diese Vererzung zeigt jüngere Überprägungen in Form von quergreifenden Klüftchen und Gängen.

Die Erzparagenese besteht i.w. aus Eisenkarbonaten (Siderit, Ankerit), untergeordnet Hämatit, Chalkopyrit, Fahlerz, Cinnabarit, Baryt. Die Eisenspäte sind manganhältig.

Form der Mineralisation: wolkig diffuse Vererzungen mit angedeutetem Lagenbau; jüngere Mobilisate gang- bis kluftförmig.

Nebengestein: Kalke, Porphyroide.

Alter des Nebengesteins: Kalk: Altpaläozoikum (vorwiegend U-Devon); Porphyroid: Ordovizium (Caradoc–Ashgill).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6, 7a, 7b, 16a, 20, 24, 27, 29, 30, 31 und 35 im Abschnitt V.

Die Daten der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen lassen wenigstens drei Mineralisationsphasen erkennen (Abb. 365). Die letzte Mineralisationsphase (Basalbreccie) deckt sich isotopenmäßig mit den Erzmineralisationen der Kalkalpenbasis. Die Strontiumisotopendaten sprechen ebenfalls für diese Vererzungsfolge.

Typische Vorkommen: Blahberg (Pesendorfersche Erzgruben), Brunnalm, Büschendorfer Graben, Donnersalpe, Eckalm, Edelgraben, Edlergraben, Edlergraben (Erlgraben)/Admont, Greithgraben (Göriacher Alm), Grieskogel (Scheibenalm), Grössenberg, Gsollgraben, Glanzberg, Handlalm, Johnsbach, Johnsbach (Plonauerwald), Kaiserau – Brunnriedl, Kammerlgraben, Kohlberg, Rotschütt, Himmelkogel, Lechnergraben, Leobner, Lins (Gößgraben), Mötschlachgraben, Ochsenreidl (Gscheideggkogel), Polster – Leobnerhütte, Rabenstein (Neuberg), Radmer – Bucheck (Buchegg), Radmer – Finstergraben, Stixengraben, Radmer – Grünriedl, Radmerhals, Rosenfeldalm, Rotsohl(-alm), Rotwand, Rötelstein bei Admont, Salberg S, Salberg/Liezen (Kalvarienberg), Scheiklalm, Schendleck, Schwarzeck (Schwarzkogel), Steinbauergrube (Neuberg), Steirischer Erzberg, Strohsackgraben bei Admont, Treffnergraben, Veitschbachgraben, Wolfbachgraben bei Admont, Zeiritzkampel (Antonikreuz), Zeiritzkampel NW.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

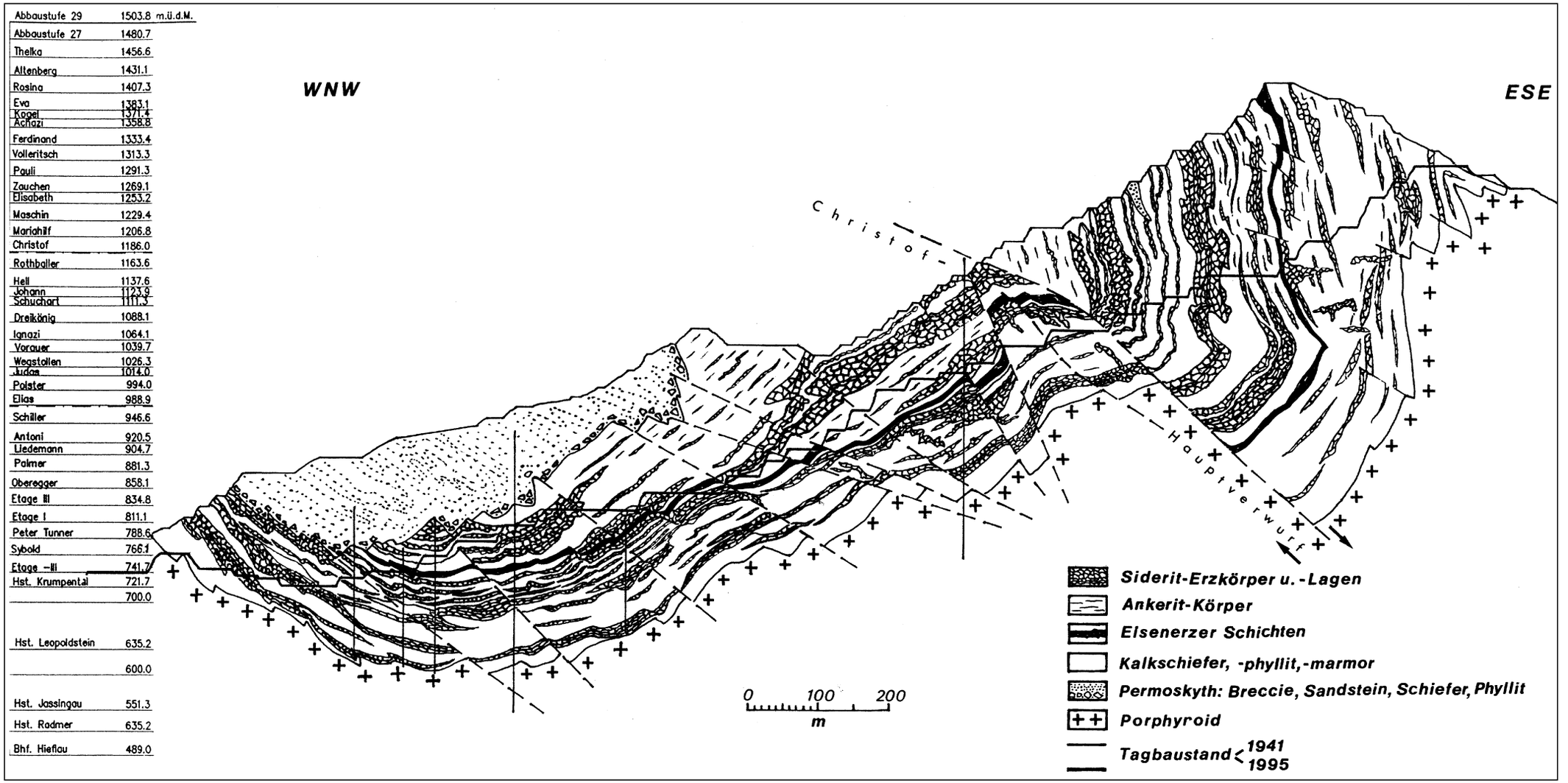


Abb. 282.
Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg.
Aus SCHULZ, O. et al. (1997).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BERAN, A. (1979); BERAN, A. & THALMANN, F. (1978); DOLEZEL, P. & SCHROLL, E. (1979); JUVANCIC, H. & KIRNBAUER, F. (1971); KERN, A. (1927); REDLICH, K.A. (1923, 1931); THALMANN, F. (1979); WEBER, L. (1977).

Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg

Der Steirische Erzberg ist mit ca 400 Mio.t Erz (32 % Fe) und 2 Mio.t Mn die größte Eisenerzlagerstätte der Alpen. Träger der Siderit-Ankeritvererzung ist der devonische „Erzführende Kalk". Die Vererzung ist durch die lokale Tektonik auf zwei Kalkschollen („Liegend- und Hangendscholle") aufgeteilt, die durch Einschuppung eines unterkarbonen Schiefers mit Porphyroidspänen („Zwischenschiefer") voneinander getrennt sind.

Die Sideritlagerstätte führt als Wertmineral Siderit i.w.S. (>50 Mol.-% $FeCO_3$ mit verschiedenen Phasen), begleitet von Ankerit, Dolomit, Calcit und Quarz, Pyrit, z.T. auch mit Hämatit, Serizit, Chlorit, Metaanthrazit und Semigraphit und ist in ihrem heutigen Gepräge polygenetischen Zustandes. Die Erzkörper sind im großen gesehen innerhalb einer bis zu 280 m mächtigen devonischen Kalksteinabfolge überwiegend schichtig angereichert. Relativ selten sind auch gang-, trichter- und schlauchförmige Erzkörper zu finden, welche die devonischen Karbonatbänke bis zu einigen Zehnermetern Tiefe transversal queren. Außerdem gibt es in der gesamten Gesteinsabfolge auch zahlreiche kleinräumige schichtdiskordante Zerrkluftmineralisationen.

Die Metallherkunft könnte auf Grund der lithologischen Gesamtsituation und der geochemischen Daten des Erzes hauptsächlich auf einer, im Devon, zeitlich sich oft wiederholenden Fe-Mobilisation aus dem ordovizischen Porphyroidkomplex beruhen.

Mehraktige, durch Diagenese und variszische sowie alpidische Metamorphosen ausgelöste Sammelkristallisationen und lokale Mobilisationen führten zur Verwischung primärer Reliktgefüge und zur Kristallisation von Siderit-Ankerit-Marmor. Metasomatische Stoffaustauschprozesse spielten in allen Stadien eine bedeutende Rolle und verursachten Verschiebungen von primären Grenzkonturen zwischen Erz und Nebengestein. Die internen stofflichen Umgestaltungen verliefen meist entlang der günstigsten Wegsamkeit („belteropor") nach mechanischen, mineralogischen und chemischen Inhomogenitäten. So entstanden Abbildungskristallisate der jeweiligen Vorgängergefüge.

Faltungen und Zerscherungen betrafen in vielfältiger Weise alle Erzkörper samt dem Begleitgestein. Diese tragen bis in den inter- und intragranularen Bereich das Gepräge von typischen Tektonitgefügen. Nach zwei variszischen, tangentialen tektonischen Formungsabläufen mit Achsen B1 = W–E (?WNW–ESE) mit großräumiger Schollenüberschiebung, und B2 = N–S wurde der ordovizische–silurische–devonische–karbonische Schichtkomplex samt den bis zu 70 m mächtigen Erzlagern sowie diskordanten Erzkörpern unterschiedlich tief erodiert und die diskordante Transgressionsfläche von grob- bis feinklastischen Permsedimenten überlagert.

Die permische Erzbreccie über dem Transgressionshorizont ist durch mechanische Umlagerung von Kalk- und Erzstücken und durch chemische Anlagerung von Fe-Karbonaten in der Breccienmatrix nach Ausfällung aus Verwitterungslösungen entstanden. Umkristallisationen und Mobilisationen kennzeichnen auch diesen klastischen Horizont und bezeugen gemeinsam mit analogen jungen Kristallisationen im devonischen Karbonat- und Erzkörper alpidisch-metamorphogene Veränderungen. Die alpidischen tektonischen Verformungen sind auf die Faltenachsen B3 = NNE–SSW und B4 = WNW–ESE zu beziehen. Sie haben zu einer Überprägung variszischer tektonischer Strukturen und Korngefüge geführt.

Der Einfluß der Metamorphosen im Gesamten, beurteilt nach der Carbonifikation des Phytodetritus in den Unterkarbon-Phylliten bis zu Metaanthrazit war durch eine Temperatur-Erhöhung auf etwa 360°C gekennzeichnet. Für den semigraphitischen Silur-Kieselschiefer wurden vergleichsweise 370°C errechnet. Dies entspricht etwa den schon bisher vertretenen grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen.

Nach SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1997) wird die Lagerstätte des Steirischen Erzberges mit ihren zahlreichen schichtgebundenen Fortsetzungen in der Umgebung aufgrund des kristallinen Lagenbaues (Sideritmarmor) als sedimentär-metamorph erklärt.

2.4.2.6.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Die Eisenspatvererzungen der Norischen Decke führen gelegentlich reichlich Kupfererze. Auffallend ist die stärkere Kupfererzführung im Bereich Radmer und Johnsbach.

Vorkommen mit Buntmetalldominanz ohne Bindung an Eisenvererzungen sind in der östlichen Grauwackenzone ausgesprochen selten. Die wenigen bekannten Vorkommen sind nahezu ausnahmslos gang- bis kluftförmiger Natur und führen neben Chalkopyrit vor allem Fahlerze (Bärndorfergraben – Prenterwinkelgraben, Kohlberg – Pottschach, Krumpensee, Rötzgraben – Kupferlucken, Schirlgurken – Krumpen, Silbersberg/Gloggnitz). Eine wirtschaftliche Bedeutung war zu keiner Zeit gegeben.

Auch Kieslager sind in der östlichen Grauwackenzone überraschend selten. Eine wirtschaftliche Bedeutung erlangten lediglich die Vorkommen von Kalwang (Lange Teichen), während die übrigen Kleinvorkommen (Büschendorf, Sonnwendberg) über ein Schurfstadium kaum hinauskamen.

2.4.2.6.2.3. Sondermetalle

Die nördliche Grauwackenzone ist nach dem derzeitigen Kenntnisstand nahezu frei an Lagerstätten von Sondermetallen. Lediglich eine Uranmineralisation, ausschließlich von wissenschaftlicher Bedeutung, wurde bisher bekannt.

Diese Brannerit-Mineralisation, ca 1,8 km nördlich von Eisenerz, ist an einen W–E-streichenden, steil nach S einfallenden, dm-mächtigen Karbonatgang gebunden und tritt innerhalb grüner Werfener Schichten auf. Schlitzproben (30 cm) ergeben ca 0,2 % U_3O_8 und etwa 0,5 % Cu. Der Gang ist von einer ca 1 m mächtigen hydrothermalen Alterationsaureole begleitet, die sekundäre Kupferminerale führt. Lose Branneritkristalle in unmittelbarer Nähe lassen weitere solche Gänge im Liegenden (orographisch höher gelegen) erwarten.

2.4.2.6.2.4. Industrieminerale

Die wirtschaftlich bedeutenden Industriemineralvorkommen liegen nahezu ausschließlich in der Veitscher Decke. Dabei handelt es sich um Magnesite vom Typus Veitsch und die mit diesen assoziierten Talk-Mineralisationen. Diese wurden aufgrund der gleichartigen Entstehung zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt. Obwohl die Graphit-Vorkommen der östlichen Grauwacken-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

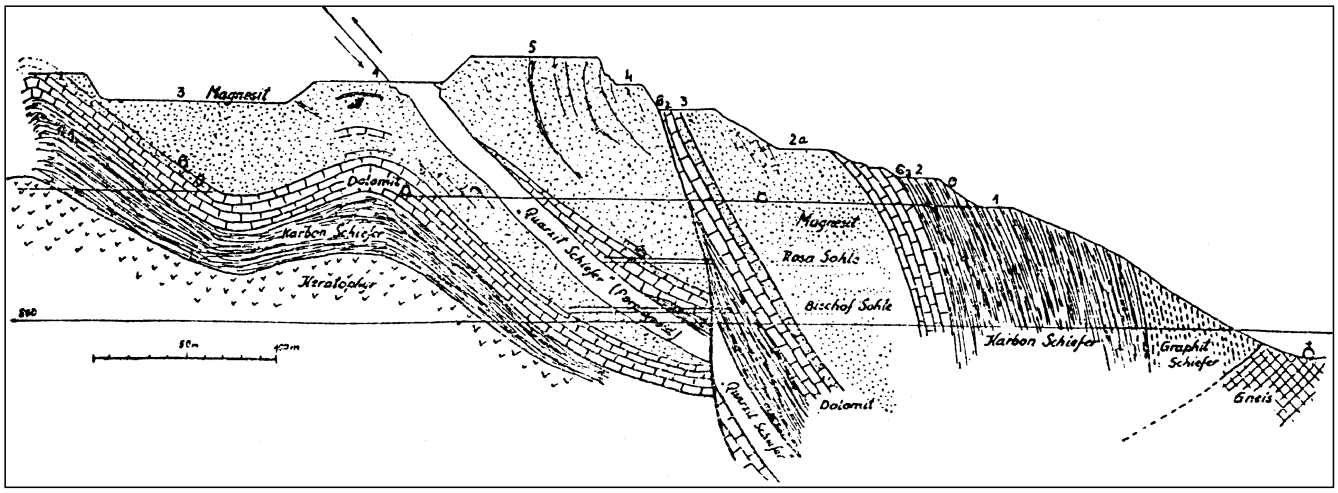


Abb. 283.
Geologisches Profil durch die Magnesitlagerstätte Sattlerkogel – Veitsch.
Nach PETRASCHECK, W. (1950).

zone vielerorts in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Magnesitvorkommen liegen, sind sie genetisch andersartig und wurden daher in einem eigenen Bezirk beschrieben.

Das einzige bemerkenswerte Industriemineralvorkommen der Norischen Decke liegt westlich von St. Johann im Steinfeld und führt Chrysotilasbest.

2.4.2.6.2.4.1. Magnesit-(Talk-)Bezirk Veitscher Decke

Nicht konturiert; ÖK: 98, 99, 102–105, 128, 130–134.

Charakteristika: Die Veitscher Decke führt die bekannten Spatmagnesitlagerstätten vom Typus Veitsch. Die Magnesite liegen in Gesteinsabfolgen des marinen Visé (Unterkarbon), das fast ausschließlich in überkippter Lagerung vorliegt. Die lager- bis linsenförmigen Magnesitkörper sind fast ausnahmslos in unmittelbarer Nähe der Überschiebungsfläche der Norischen Decke gelegen. Die östlichsten Magnesitvorkommen findet man in Eichberg/Semmering, das westlichste bei St. Martin/Grimming.

Der hellgraue bis gelblichbraune Magnesit ist grobkörnig. Typisch sind pinolitische und rosettenartige Ausbildungen, ferner Bändermagnesite, teilweise dolomitisiert. Auch gangförmige Ausscheidungen sind bekannt.

Der Dolomit tritt in zwei Generationen, entweder in syndiagenetischen oder postmagnesitischen Klüftchen auf, in Form von Einschlüssen, teilweise auch idiomorph („Roßzähne“). Als weitere Mineralphasen sind Chlorit (Leuchtenbergit), Talk, Pyrit und Quarz anzuführen. Jünger ist eine Cu-Sulfidparagenese mit Tetraedrit, Chalkopyrit und Pyrit.

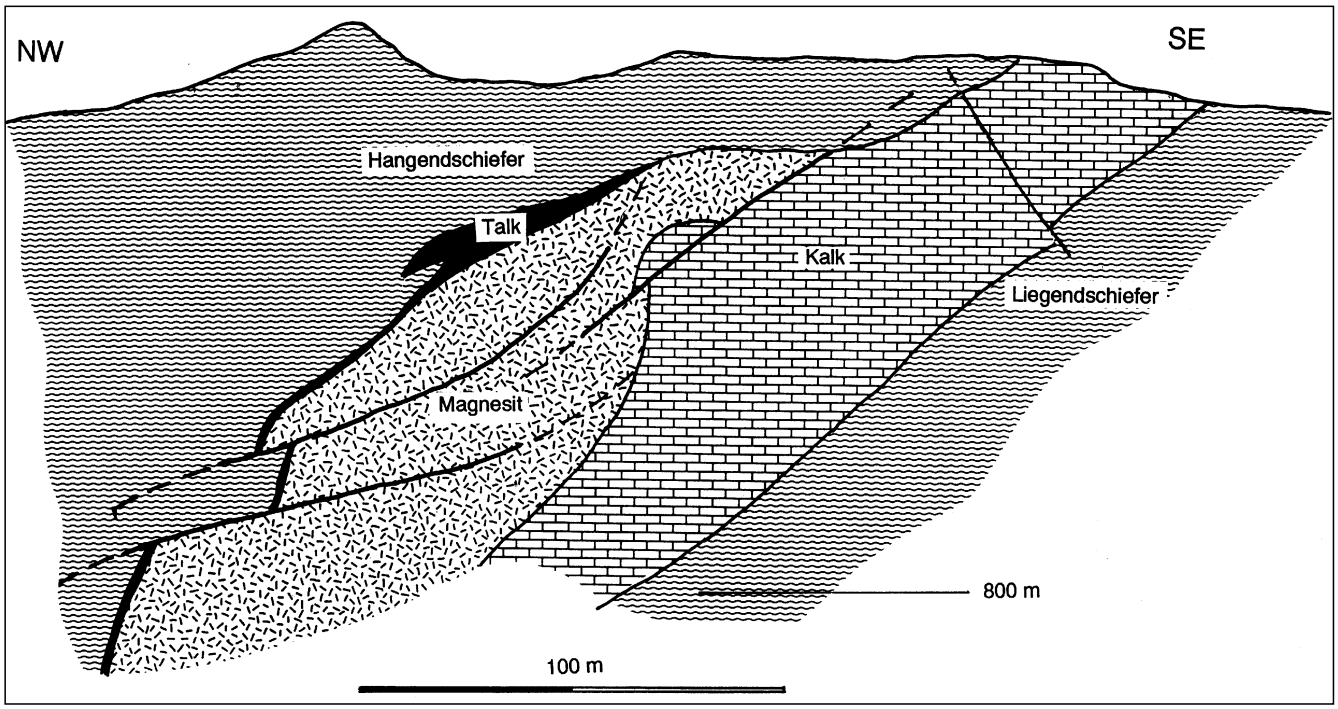


Abb. 284.
Profil durch die Magnesit-Talklagerstätte von Oberdorf a.d. Laming (Stmk).
Nach HIESSLEITNER G. (1952).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Viele Magnesitkörper zeigen vor allem im Randbereich eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Vertalkung. Übergänge in ausgesprochene Talklagerstätten (mit untergeordnet auftretendem Magnesit) sind ebenfalls bekannt (Mautern).

Eine Zusammenstellung und Diskussion aller Hypothesen findet sich bei POHL, W. & SIEGL, W. (1986).

Form der Mineralisation: Lager, Stöcke; Talk: in Klüften.

Nebengestein: Metapelite und -psammite, Quarzite.

Alter des Nebengesteins: Unterkarbon (Visé).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 14a, 14b, 15, 22, 23, 27 und 29 in Abschnitt V.; Abb. 364.

Die $\delta^{13}C$-Werte der Magnesite tendieren zu Nullwerten. Eine etwas größere Varianz ist bei den Sauerstoffwerten zu beobachten. Die Strontiumisotopenwerte reichen vom kontemporären Meerwasserstrontium bis zu deutlich radiogenen Werten.

Besonderheiten: Die Typuslagerstätte Veitsch (der Tagbau wurde 1968 stillgelegt) ist Bestandteil einer Gesteinsserie mit phyllitischen und graphitischen Metapeliten, Metasandsteinen, Quarziten und Dolomiten, die von einer schwachen alpidischen Metamorphose (Grünschieferfazies) überprägt worden ist. Der Magnesitkörper mit dolomitischer Randzone hat eine Längserstreckung von rund 1000 m bei einer Mächtigkeit bis zu 430 m. Das Magnesitgestein läßt noch eine fossilreiche Riffstruktur mit Detritus und mikritischen Karbonaten erkennen.

Jüngere, alpidische Sulfidmineralisationen sind häufig anzutreffen. In Veitsch (Sattlerkogel) gibt es eine jüngere Cu-führende Sulfidparagenese mit Tetraedrit, Chalkopyrit und Pyrit, in Eichberg/Semmering Stibnit, Bleispießglanze und Pyrit, in Oberdorf/Laming Chalkopyrit, Tetraedrit, Pyrit, Strontianit, Coelestin, Apatit, in Hohentauern eine sulfidische Paragenese mit Chalkopyrit, Gersdorffit, Pyrrhotin, Pentlandit und Pyrit, die Einflüsse eines ultrabasischen Milieus andeuten.

Über die Genese der Magnesite bestehen nach wie vor unterschiedliche Auffassungen, die von einer synsedimentären Herkunft (LEITMEIER, H., 1917; LEITMEIER, H. & SIEGL, W., 1954), einer faziesabhängigen Genese (FELSER, K., 1977), einer salinar-sedimentären Genese (SIEGL, W., 1969) bis zu epigenetischer metasomatischer Bildung reichen, die in Zusammenhang mit inverser Faltung durch metamorphogene Lösungen bewirkt sein sollte (MORTEANI, G. et al., 1982).

In der östlichen Grauwackenzone liegen auch mehrere Talklagerstätten, von denen jene von Lassing zweifelsohne am bedeutendsten ist.

Diese Lagerstätte wird nach PROCHASKA, W. (1989) zu jenem Typ von Talklagerstätten gezählt, der an karbonatische Ausgangsgesteine gebunden ist. Die Vertalkung findet ausschließlich in karbonen Dolomiten und Magnesiten der Veitscher Decke statt, wie auch in den anderen Vorkommen der Grauwackenzone. Alle diese Vorkommen sind tektonisch ausgesprochen stark beansprucht, wobei in Lassing die Lage im Kreuzungsbereich der Liesing-Paltenstörung und der Ennstalstörung ein besonderes Charakteristikum darstellt.

Nach PROCHASKA, W. (1989) wird an Störungen Silizium mit hydrothermalen Lösungen zugeführt, die dort eine Vertalkung verursachen, wo Dolomite durchschlagen werden. In den darüberliegenden Calcitmarmoren sind dieselben Störungen verquarzt. Da neben Talk in der Lagerstätte häufig rekristallisierter Dolomit zu finden ist, auch nahm die Talkbildung mit dem Abklingen der hydrothermalen Aktivität und dem Ende der Si-Zufuhr ihr Ende. Abgesehen von den geringfügigen Calcitneubildungen in alterierten Grünschiefern wird Calcit zusammen mit dem ebenfalls durch die Reaktion neu gebildeten CO_2 abgeführt. Die Möglichkeit des Abtransports von CO_2 und die ständige Zufuhr von H_2O ist die Voraussetzung für eine umfangreiche Talkbildung im Lagerstättenausmaß.

Weitere bemerkenswerte Talkvorkommen liegen bei Mautern.

Typische(s) Vorkommen: Arzbach, Arzbachgraben, Ehrenbeckbruch, Eichberg – Weißenbach, Greitbauerbruch, Hohentauern, Häuselberg, Jassing II, Kainthaleck – Hohenburg, Kirchnerbruch, Klamm – Schottwien, Lassing, Lercheck (Lärchegg), Oberdorf – Wiesergut, Pretal – Stübming, Sattlerkogel (Veitsch), St. Martin am Grimming, Stranzbrüche bei Aue, Sulzbachgraben (Wald), Wald/Schoberpaß.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIEGLEB, D. (1971); FELSER, K. (1977); FELSER, K. & SIEGL, W.(1977); HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1979), LEITMEIER, H. (1917), LEITMEIER, H. & SIEGL, W. (1954); MORTEANI, G. et al. (1982); POHL, W. & SIEGL, W. (1986); REDLICH, K.A. (1913).

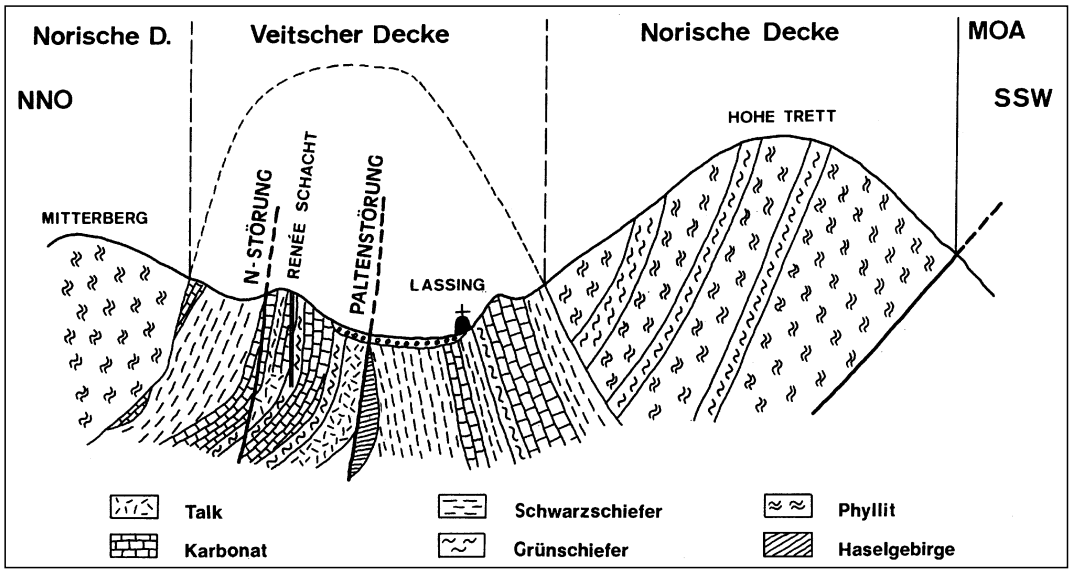


Abb. 285.
Profil durch die Talklagerstätte Lassing.
Nach PROCHASKA, W. (1989).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.2.6.2.4.2. Graphitbezirk Veitscher Decke

Nicht konturiert; ÖK: 98, 99, 102–104, 130–134.

Charakteristika: Bei fast allen Graphitvorkommen der Grauwackenzone wird das molasseartige „Graphitkarbon", welches altersmäßig in das Westfal A-C eingestuft werden kann, von „kalkführendem Unterkarbon" (tektonisch bedingt) überlagert.

Der Graphit ist durch metamorphe Überprägung aus Steinkohle hervorgegangen. Für die Annahme phytogener Ausgangsmaterialien liegen gewichtige Argumente vor (FRIEDRICH, O.M., 1936; JANDA, I. & SCHROLL, E., 1960).

Örtlich sind noch Übergänge von Graphit zu Anthrazit vorhanden. Der Graphit ist durchwegs mikrokristallin und schwefelarm und in tektonisch stark durchbewegten, zu Linsen ausgequetschten Flözen angereichert. Der Graphit hat überwiegend gute Qualität (C-Gehalte zwischen 40 und 90 %).

Insgesamt sind rund 50 Vorkommen bekannt, von denen die östlichsten im Bereich um Prein/Rax, die westlichsten im Liesing-Paltental liegen.

Form der Mineralisation: Lager(-linsen).

Nebengestein: Phyllit, Quarzit.

Alter des Nebengesteins: Oberkarbon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 19 und 32 im Abschnitt V.

Die Spurenelementverteilung zeigt, wie bei den Kohlen, eine Abhängigkeit vom geochemischen Milieu der Liefergebiete der Sedimente, wie beispielsweise in Kaisersberg Einflüsse z.T. basischer Gesteine (Ag, B, Ba, Cr, Mo, Sn, Pb, Zn) oder in Sunk b. Trieben eher saurer Gesteine (Be, Co, Ge, Mn, Tl), siehe auch Abschnitt V., Kap. 2.17.

Besonderheiten: Die größten bergbaulich genutzten Lagerstätten sind Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und Sunk bei Trieben. In der Kaisersberger Lagerstätte sind 5 Lager („Flöze"), in Sunk drei Lager („Flöze") entwickelt.

Typische Vorkommen: Aich bei Bruck/Mur, Bärendorf, Dietmannsdorf, Emberg – Laming – Schörgendorf, Gaishorn – Flitzengraben, Graschnitzgraben, Grünsting – Grasgraben, Gsoll bei Prein, Hartelgraben – Kaisersberg, Hierzergut, Jassing I, Kaisersberg, Kaltbach bei Bruck (Pischk), Kalwang (Graphitgraben), Kapellen (Stojan), Lassing (Burgfried), Blosen-NE, Lassing (Schattseite), Leims, Mautern, Palbersdorf bei Aflenz, Pettal-(Lorenzener)Graben, Pressnitz, Rastal (Eintrachtgrube), Rastal/Hiesbauer, Rastal/Rabensteinergraben, Raxental (Preiner Gscheid), Schwarzenbachgraben (Veitsch), Singsdorf, Sonnberg, Strechau, Sunk/Trieben, Untertal – Laming (St. Katharein), Wald (Mellinggraben).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: JANDA, I. & SCHROLL, E. (1960), FRIEDRICH, O.M. (1936), KLAR, G. (1964), SCHARFE, P. (1981).

2.4.2.6.2.5. Energierohstoffe

Sieht man von den kleinen Anthrazit-Linsen von Bärendorf und Dietmannsdorf ab, sind in der östlichen Grauwackenzone keine Vorkommen von Energierohstoffen bekannt. Beide genannten Vorkommen sind Bestandteil des Graphitbezirkes Veitscher Decke, wenngleich sie das nötige Graphitreifestadium nicht erreicht haben.

2.4.2.7. Grazer Paläozoikum

2.4.2.7.1. Eisen und Stahlveredler

Im Grazer Paläozoikum sind an mehreren Stellen kleine Anreicherungen von Eisenerzen in der Vergangenheit beschürft und auch abgebaut worden. Während die Ma-

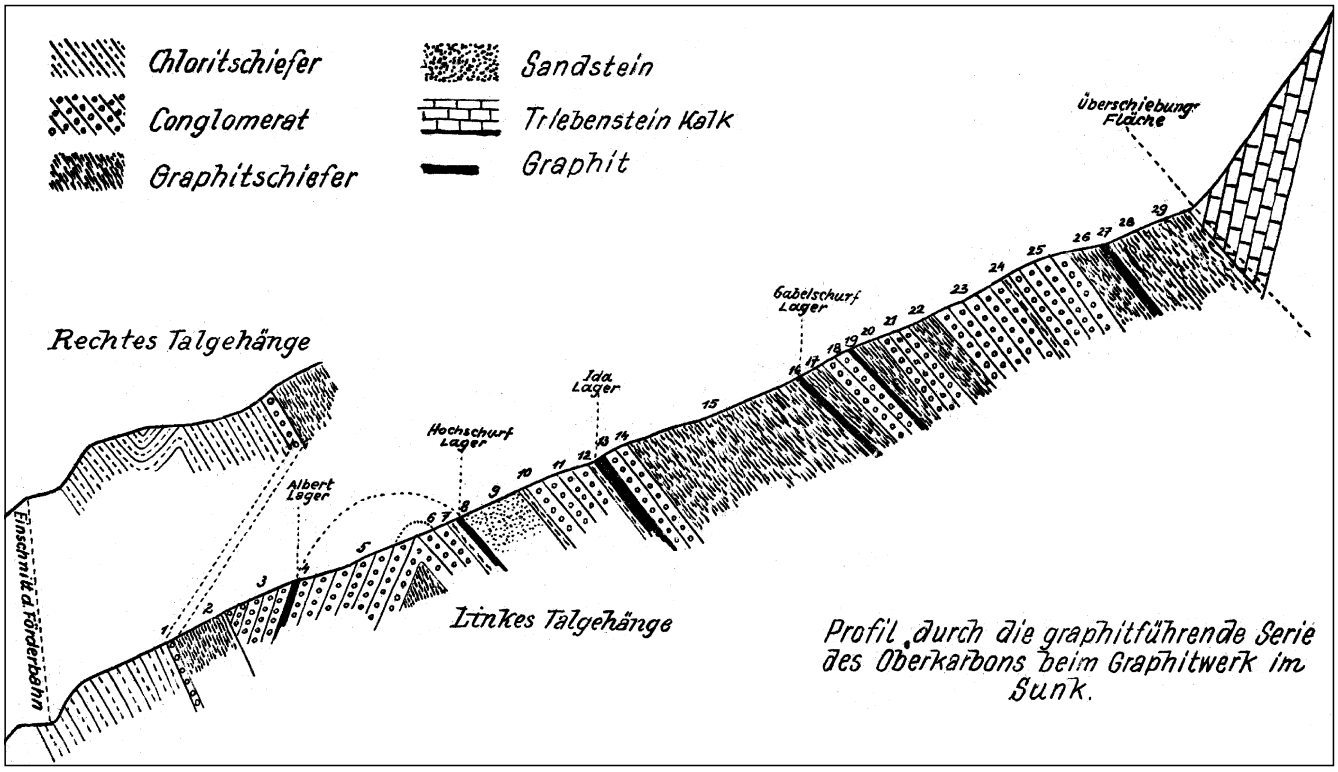


Abb. 286.
Profil durch die graphitführende Serie des Oberkarbons beim Graphitwerk im Sunk.
Nach WENGER H. (1913/1914).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

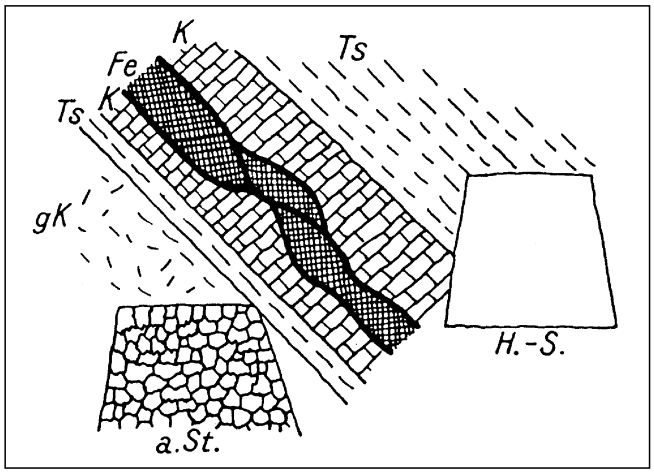


Abb. 287.
Geologisches Profil durch die Sideritlagerstätte der Hocheckbaue (Eyweggsattel; Ulmenbild Tatzlstollen).
H.-S. = Hauptschlag; a. St. = alte Strecke.
Ts = grauer Phyllit; K = grauer Kalk; Fe = Spateisenstein; schwarze, kräftige Linien = Thuringitschiefer.
Nach CLAR, E., aus REDLICH, K.A. (1931).

gnetitlager des Plankogels und beim Granitzer sowohl in Metabasalten als auch in Dolomitschiefern auftreten (CLAR, E., 1929), sind die Magnetite der Platte bei Graz als liquidmagmatische Erzausscheidungen in Schlierenform ausgebildet (TORNQUIST, A., 1929). Roteisenstein-Vorkommen sind sowohl bei Stiwoll als auch im Heubergraben bei Mixnitz beschürft worden. Vorkommen von „Toneisenstein" sind am Nordfuß des Hochlantsch bekannt (CLAR, E., 1929). Gegen NE bestehen weitere Eisenspatvererzungen (Allerheiligengraben, Eyweggsattel). Über geochemische und isotopengeochemische Einzelheiten informieren Tab. 8 und 24 (Abschnitt V.).

2.4.2.7.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Im Grazer Paläozoikum liegen zahlreiche stratiforme Blei-Zink-Baryt-Vererzungen, die als eigener, charakteristischer Lagerstättentyp angesehen werden können. Sie werden in einem eigenen Kapitel beschrieben. Kieslager wurden einst bei Naintsch (Magnetkies) und auch bei Großstübing (Pyrit) beschürft (WEBER, L., 1990). Eine einzigartige netzwerkartige Fahlerz-Mineralisation in den Devondolomiten des Wetterbauersattels süd-

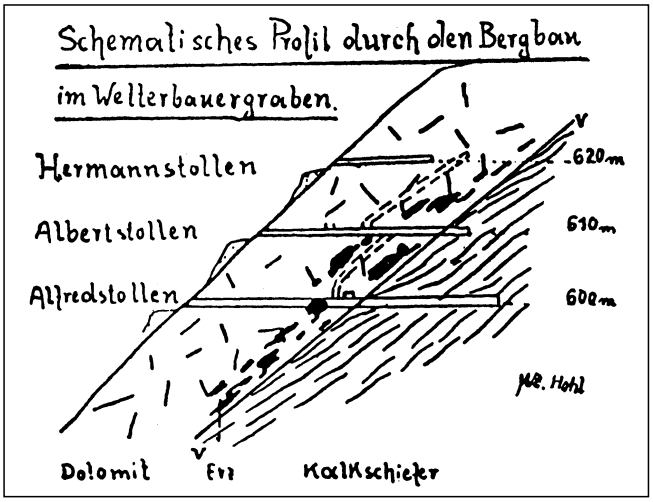


Abb. 288.
Profil durch das Fahlerzvorkommen Wetterbauersattel.
Nach HOHL, O. (1929).

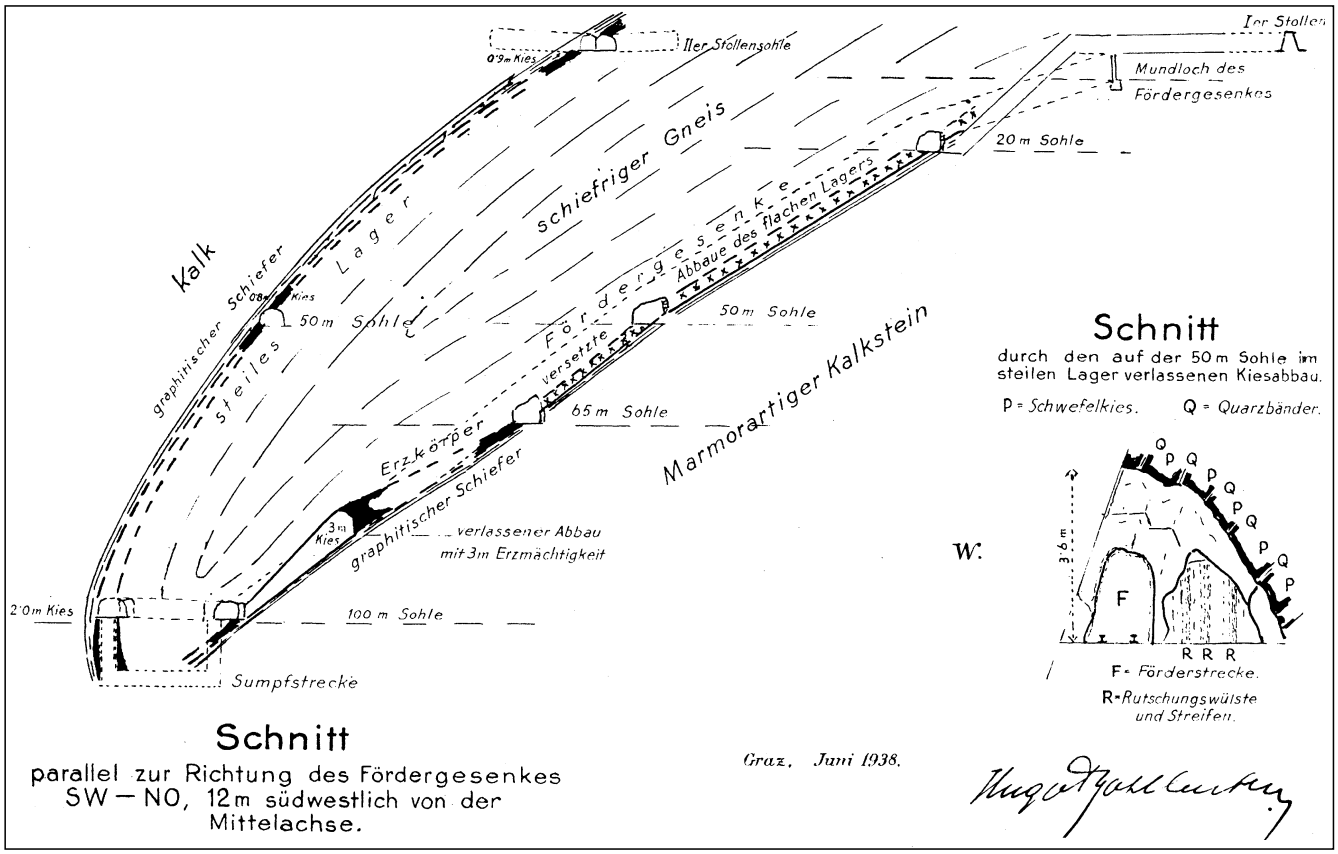


Abb. 289.
Geologisches Profil durch das Naintscher Kieslager.
Aus WEBER, L. (1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lich von Mixnitz erinnert an die Fahlerze von Schwaz – Brixlegg (HOHL, O., 1929).

2.4.2.7.2.1. Blei-Zink-Barytbezirk Grazer Paläozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 133–135, 163, 164.

Charakteristika: Die Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind an Gesteine der Beckenfazies („Tonschiefer-Fazies") gebunden. Die Vererzungen liegen schichtparallel in wannenartigen Vertiefungen des einstigen submarinen Reliefs eingelagert und sind somit stratiform und faziesgebunden.

Die Erzparagenese setzt sich hauptsächlich aus silberhältigem Galenit, eisenhältigem Sphalerit, sowie strontiumarmem Baryt zusammen. Ferner tritt Pyrit, der auch disseminiert im Nebengestein eingeschaltet sein kann, auf. Zur Mineralparagenese zählt noch untergeordnet Chalkopyrit und Siderit. Eine weitere charakteristische Mineralkomponente ist Magnetit mit Chromiteinschlüssen in jenen Grünschiefern, die das Liegendlager unterlagern. Die Silberträger sind Antimonminerale, Freibergit und Polybasit. Der Sphalerit führt als Spurenelemente Hg und Ga (Tab. 4 im Abschnitt V.) Der Baryt ist stark verquarzt und daher technisch kaum nutzbar.

Die Vererzungen liegen in den epizonal metamorphen Arzberg-Schichten der Passailer Gruppe. Diese Arzberg-Schichten (O–Silur bis U-Devon) setzen sich i.w. vom Liegenden zum Hangenden aus Chloritschiefern (Tuffe, Tuffite, Metabasalte), Serizitschiefern, Karbonatschiefern, Kalkmarmoren und Schwarzschiefern zusammen. Innerhalb dieser Gesteinsabfolge sind mindestens drei Lagervererzungen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus eingeschaltet. Die liegendste Vererzung (Liegendlager) besteht i.w. aus streifig laminiertem Baryt und setzt in Chloritschiefern auf. Das Mittellager befindet sich im Grenzbereich zu stratigraphisch höheren Kalkmarmoren und führt neben Baryt auch Galenit und Sphalerit. Die Hangendlagervererzungen liegen in Schwarzschiefern und enthalten ausschließlich Sulfide.

Die Vererzungen entstanden submarin sedimentär durch hydrothermale Aktivität über einem stark gegliederten submarinen Relief. Während sich beckenwärts Sulfide bildeten, entstanden zufolge der unterschiedlichen physikochemischen Gegebenheiten am Beckenrand die Sulfate. Die Mächtigkeit der Vererzungen ist unterschiedlich und schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Feeder-zone-Vererzungen sind bislang nicht bekannt geworden. Die Metallzufuhr erfolgte an der Wende vom Silur zum Devon als Folge von Rifting in Verbindung mit einem alkalibasaltischen Vulkanismus.

Form der Mineralisation: Erzlager, Lagerlinsen.

Nebengestein: Chloritschiefer (Tuffe, Tuffite), Metabasalte, Serizitschiefer, Karbonatschiefer, Kalkmarmore, Schwarzschiefer („Arzbergschichten").

Alter des Nebengesteins: O-Silur bis U-Devon

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 13, 24, 26, 27, 29, 30 und 31 im Abschnitt V.

Die Schwefelisotopenwerte der Baryte entsprechen eindeutig dem devonischen Meerwassersulfat. Positive Sulfidschwefelwerte in Verbindung mit negativen Werten distaler Pyrite sind für submarine Metallzufuhr kennzeichnend. Die Bleiisotopenalter sind wie beim Typ Bleiberg um etwa 150 Ma zu alt.

Besonderheiten: Die barytführenden Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind in Zeit, Form und Inhalt mit den Typus-Lagerstätten Meggen (Sauerland) zu vergleichen (Abb. 372). Völlig unabhängig von den klassischen Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind jedoch zweifelsohne die Blei-Zinkanreicherungen von Stiwoll – Raudnerkogel, die als junge Hohlraumfüllungen anzusehen sind (WEBER, L., 1990).

Die Untersuchung von Flüssigkeits-Einschlüssen im Baryt erbrachten Homogenisierungs-Temperaturen von zweiphasigen Primäreinschlüssen zwischen 195°C und 250°C, wobei ein Maximum um 230°C vorliegt. Auslaugungs-Analysen von Flüssigkeits-Einschlüssen ergaben, daß als mineralisierende Fluide Chlorid-Hydrogenkarbonat-Lösungen von Alkali- und Erdalkalimetallen in Betracht zu ziehen sind (TUFAR, W., 1965, 1972).

Typische Vorkommen: Arzberg, Arzwaldgraben, Deutschfeistritz, Großstübing – Silberberg, Guggenbach, Haufenreith, Kaltenberg – Burgstall, Kogl, (St. Kathrein – Offenegg), Laufnitzdorf – Kirchbachgraben, Laufnitzdorf – Zaglergraben, Peggau– Hinterberg, Peggau – Taschen, Rabenstein, Rechberg, Schrems.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SIEGL, W., 1974); TUFAR, W. (1965, 1972); WEBER, L. (1990).

2.4.2.7.3. Sondermetalle

Nicht konturiert; ÖK: 134, 163–164.

Im Grazer Paläozoikum sind an mehreren Stellen im Kanzelkalk bzw. dessen Äquivalenten Cinnabarit-Anreicherungen bekannt. Diese wurden auf Grund ihrer Gemeinsamkeiten zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt. Darüberhinaus sind im Bereich des Straßecks goldführende Arsenopyrit-Vererzungen bekannt, die in der Vergangenheit aber wohl auch der Edelmetallführung halber abgebaut worden sein dürften. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Vererzungen von Gasen – Straßeck mit den Blei-Zinkvererzungen genetisch in Verbindung zu bringen sind (WEBER, L., 1990).

2.4.2.7.3.1. Quecksilbererzbezirk Grazer Paläozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 163, 164.

Charakteristika: Die Quecksilbermineralisationen des Grazer Paläozoikums sind ausschließlich an die Kanzelkalke der Rannachfazies gebunden und zumindest als schichtgebunden zu bezeichnen. Die Quecksilberführung dieses Schichtgliedes ist äußerst unregelmäßig. Ein eindeutiger Schwerpunkt der Vererzung liegt im Bereich von Gratwein – Gratkorn.

Die nahezu monomineralische Vererzung besteht aus Cinnabarit, der imprägnationsartig im Nebengestein verteilt ist. Ein Zusammenhang zwischen diesen Hg-Anreicherungen und anderen für das Grazer Paläozoikum typischen Vererzungen besteht nicht. Die Flüssigkeitseinschlüsse deuten auf hochsalinare Lösungen mit Homogenisierungstemperaturen um 130°C (siehe Tab. 31 im Abschnitt V.).

Form der Mineralisation: schichtkonkordante Imprägnationen.

Nebengestein: Kalkstein (Kanzelkalk).

Alter des Nebengesteins: Mitteldevon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 21 und 31 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Marxenkogel, Tallackkogel (Gratwein).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

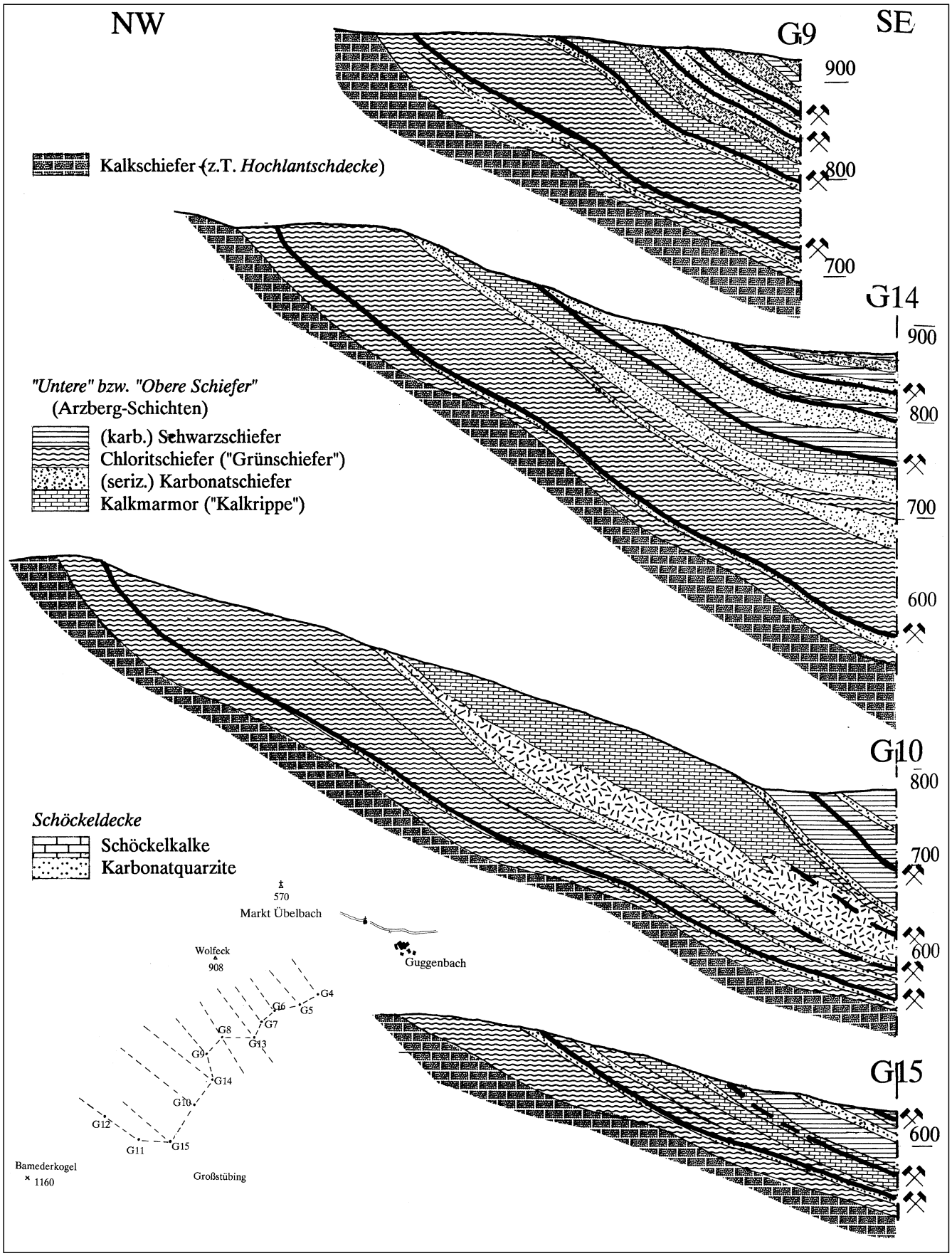


Abb. 290.
Querprofile durch die Bohrungen Guggenbach G9, G14, G10 und G15.
Aus WEBER, L. (1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausgewählte und weiterführende Literatur: EBNER, F. & WEBER, L. (1983); MALI, H. (1996); WEBER, L. (1982).

2.4.2.7.4. Industrieminerale

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die am Nordrand des Grazer Paläozoikums auftretenden Magnesite. Diese Vorkommen wurden zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt. In den Sedimenten der Drachenhöhle, Peggauer Wandhöhle, Repolusthöhle u.a. sind Anreicherungen von Phosphorit (Höhlenbärenknochen) bekannt, die während der Kriegsjahre sogar auf ihre Gewinnbarkeit untersucht wurden.

2.4.2.7.4.1. Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 134.

Charakteristika: Die Magnesitvorkommen der Breitenau treten nach GOLLNER, H. (1985) innerhalb der Laufnitzdorfer Gruppe (Hackensteiner, Schattleitner, Harrberger und (?) Dornerkogel-Formation sensu GOLLNER, H. et al. [1982]) des Grazer Paläozoikums auf. Die Magnesitlagerstätte und einige kleinere Vorkommen am Hochlantsch-Nordabfall gehören dem mittleren Anteil der Hackensteiner Formation, die nördlich der Breitenau der Schattleitner Formation an. Bio- und lithostratigraphische Hinweise erlauben eine Einstufung der Magnesit-Trägergesteine in das Obersilur. Die gesamte Gesteinsabfolge ist metamorph überprägt (tiefere Grünschieferfazies).
Fazielle Merkmale sprechen für ein pelagisches, tieferes Ablagerungsmilieu. Das verbreitete Auftreten von vulkanischen Gesteinen in Verbindung mit den Magnesitvorkommen könnte auf einen Zusammenhang von Vulkanismus und Magnesiumzufuhr deuten.

Form der Mineralisation: schichtkonkordante Lager.

Nebengestein: Kalke, Tonschiefer, Lydite, Sandsteine, Metabasalte.

Alter des Nebengesteins: Obersilur.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 15 und 23 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Die Breitenauer Magnesitlagerstätte ist das größte Spatmagnesitvorkommen der Ostalpen.
Im Lagerstättenbereich wurden gelegentlich Nickel-, Quecksilber- und Antimon-Mineralisationen nachgewiesen: WEISS, A. (1971) beschreibt Millerit auf Dolomit, BOJAR, H.-P. (in NIEDERMAYR, G. et al., 1994) Polydymit-Violarit und Millerit, und BOJAR, H.P. (in NIEDERMAYR, G. et al., 1993) Gersdorffit (mit Arsenopyrit, Tetraedrit) in schwarzen, pyrit- und graphitführenden Schiefern. Cinnabarit kommt mit Hämatit vor; Stibnit in massiger Ausbildung kam in einem Bohrkern vor.

Typische Vorkommen: Breitenau, Ederkogel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GOLLNER, H. et al. (1982); GOLLNER, H. (1985); NIEDERMAYR, G. et al. (1993); NIEDERMAYR, G. et al. (1994); WEISS, A. (1971).

2.4.2.8. Sausal

2.4.2.8.1. Eisen und Stahlveredler

2.4.2.8.1.1. Roteisensteinbezirk Sausal

Konturiert; ÖK: 190, 207.

Charakteristika: Der Sausal gehört dem oberostalpinen Paläozoikum an, wobei die Beziehung zum naheliegenden Grazer Paläozoikum unklar ist. Die tiefste lithostratigraphische Einheit bilden saure Metavulkanite (? Oberordovicium); die von einem Metapelitkomplex mit Einschaltung von Metatuffen (-tuffiten) und Marmoren überlagert werden. Es folgt ein (?) silurischer Metabasaltkomplex, der eng mit Metapsammiten assoziiert ist. Den Abschluß bilden Kalke des Unterdevons und Lydite.
Die Tektonik ist durch einen kretazischen Faltenbau mit NE-vergenten Falten geprägt.
Beiderseits des Sulmtales finden sich gebunden an die Metabasalte Lager und Linsen von verschiefertem Roteisenstein (Hämatit) mit örtlichen Verquarzungen und untergeordneter Magnetitführung. Die maximale Lagermächtigkeit beträgt am Mattelsberg bis zu 5 Meter.

Form der Mineralisation: Lager, Linsen.

Nebengestein: basische Metavulkanite, Metapelite, Metapsammite.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Besonderheiten: Geochemisch zeigen die Metabasalte, denen eine kontinentale Intraplattenposition zugeordnet wird, einen Übergang von tholeiitischem zu alkalischem Vulkanismus.

Typische Vorkommen: Brudersegg, Burgstallkogel – Grillberg, Grillberg – Mantrach – Burgstallkogel, Mattelsberg bei Großklein, Steinriegel (Heimschuh); Steinriegel (Kitzeck); Zauchengraben bei Fresing.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Geologie: SCHLAMBERGER, J. (1987); Erze: LIPOLD, M.V. (1867); REDLICH, K.A. (1931); SCHWARZ, F. (1938); WEISS, A. (1973).

2.4.2.9. Gurktaler Decke

Die Verteilung der Rohstoffvorkommen in der Gurktaler Decke ist sowohl in qualitativer als auch quantitativer Sicht äußert heterogen, sodaß es auch nicht einfach ist, kogenetische Vererzungen zu erkennen und zu Bezirken zusammenzufassen. Dennoch lassen sich ein „Blei-Zinkerzbezirk Meiselding“, ein „Blei-Zinkerzbezirk Metnitz“, ein „polymetallischer Erzbezirk Schwabegg – Ruden“ und ein „Anthrazitbezirk Gurktaler Decke (Turrach)“ definieren.

2.4.2.9.1. Eisen und Stahlveredler

Am Nordrand der Gurktaler Decke liegen im Umfeld der Ortschaft Turrach in altpaläozoischen Abfolgen Eisenkarbonat-Vererzungen, die einst Grundlage für die Hüttenwerke in diesem Bereich waren (Rohrergraben, Steinbachalpe, Wildanger – Türschenalpe). Die lagerförmigen Vererzungen setzen sich aus Eisenkarbonaten, Magnetit, Pyrit, Limonit zusammen und liegen in einer Abfolge bestehend aus Grünschiefern und Karbonaten.

Weitere Eisenvererzungen liegen im Bereich des Hansennocks (Hansenalm – Paalgraben), der Saureggeralpe und der Sumperalpe, sind aber mit den Vererzungen von Turrach anscheinend nicht kogenetisch.

Darüberhinaus sind in der Gurktaler Decke mehrere kleine Magnetit- und Hämatit-Vorkommen bekannt, die allerdings nie eine wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben, wie z.B. Bachleralm, Pöllau – Fuchsenbrand – Neumarkt, Mühldorf – Neumarkt, Sonntagsberg.

Gang- bis kluftförmige Vererzungen sind ebenfalls bekannt (Geierkogel, Schafalm – Turrach). Diese führen bemerkenswerterweise auch Kupfer-, Blei- und Zinkerze. Inwieweit direkte genetische Zusammenhänge zu den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

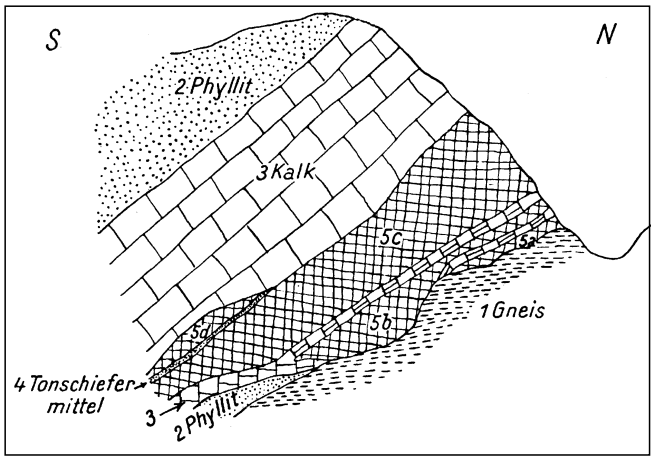


Abb. 291.
Schematisches Profil durch die Sideritverzung im Steinbachgraben (Turrach).
Nach PICHLER, V. (1858), aus GRÄF, W. & HADITSCH, J.G. (1984).

(eisenhältigen) Magnesitvorkommen St. Oswald bzw. der Stangalpe bestehen, ist noch unklar. Möglicherweise sind diese Vererzungen aber mit Wolfram-Mineralisationen des Mallnocks vergleichbar, die aufgrund ihrer Besonderheit nachstehend gesondert beschrieben werden:

Wolframit-Scheelitvorkommen Mallnock

Bemerkenswert sind zweifelsohne die Wolframit-Scheelit-Vorkommen des Mallnocks, welche in den Abfolgen der Gurktaler-Decke allerdings eine Besonderheit darstellen. Die Vorkommen nördlich („Mallnock-Nord“) und westlich („Mallnock West“) des Mallnocks (2226 m) wurden 1984 im Zuge von Prospektionsarbeiten gefunden (NEINAVAIE, H. et al., 1989).

Das durch mehrere Bohrungen explorierte Vorkommen tritt in altpaläozoischen, schwach metamorphen (untere Grünschieferfazies) Karbonatgesteinen der Stolzalpen-Decke, die als Teil des oberostalpinen Gurktaler Deckensystems angesehen wird, auf. Die monotonen Phyllite mit Einschaltungen von vererzten Metakarbonaten und untergeordnet Graphit- und Grünschiefern stehen in transgressivem Schichtverband mit klastischen Gesteinen (Konglomerate etc.) des Karbons der Brunnachhöhe.

Bei den erzführenden Metakarbonaten handelt es sich einerseits um fein- bis mittelkörnige Dolomitmarmore mit bis zu 25 Mol.-% Fe, andererseits um grobspätige Fe-reiche Magnesite, deren Fe-Gehalte zwischen 0–30 Mol.-% (Mallnock-Nord) bzw. zwischen 15–45 % (Mallnock-West) liegen. Die Dolomitgesteine zeigen charakteristische metasomatische Umwandlung zu Magnesit. Die Mächtigkeit des vererzten, über ca 700 m verfolgbaren Metakarbonathorizontes variiert zwischen 0,5 bis 3,5 m. Die durchschnittlichen Gehalte der Dolomitmarmore werden mit 0,5 Gew.-% WO_3 (Streubreite 0,2–0,8) angegeben, jene der Fe-reichen Magnesite variieren zwischen 0,4 bis 1,3 Gew.-% WO_3.

Am Mallnock-Nord sind die Erzminerale Mo-armer (ca. 150 ppm Mo) Scheelit und Fe-reicher Wolframit (Ferberit, mit durchschnittlich 0,85 Gew.-% MnO und ca. 0,05 Gew.-% Mo), wobei Ferberit in Assoziation mit Fe-reicheren Magnesitgesteinen auftritt. Ferberit ist bevorzugt an geringmächtige Gängchen im Fe-Magnesit gebunden bzw. kommt auch nesterartig in diesem vor. Scheelit verdrängt einerseits Ferberit, kommt aber auch in jüngeren Scheelit-Quarz-Gängchen, die die Ferberit-Magnesit-Gängchen durchsetzen, vor.

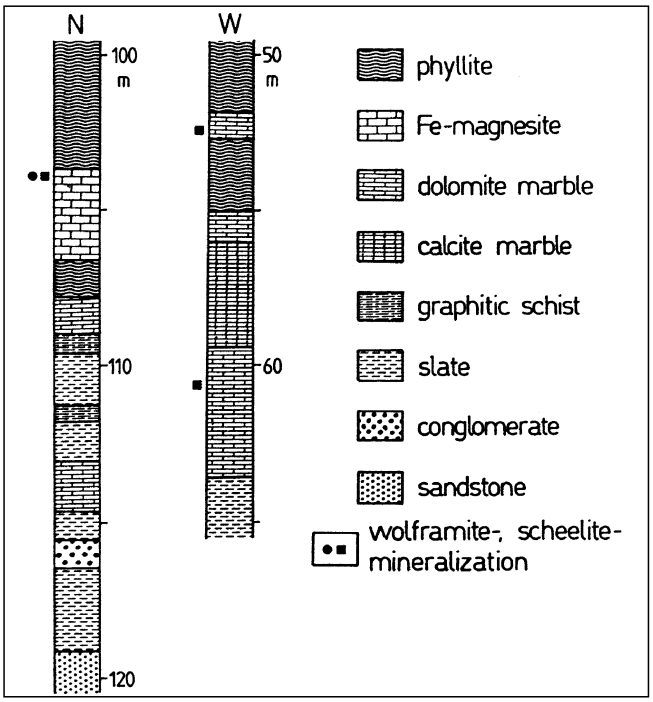


Abb. 292.
Schematisches Profil durch das Wolframerzvorkommen Mallnock.
Aus NEINAVAIE, H. et al. (1989).

Die netzwerkartige Vererzung Mallnock-West besteht ausschließlich aus Scheelit (ca 250 ppm Mo), der in feinkörnigem grauen Dolomit, aber auch in rekristallisierten, fein- bis grobkörnigen, weißen Ankeritgesteinen und Fe-reichem Magnesit vorkommt. Charakteristisch für beide Lokationen ist das Auftreten von Fahlerz.

Petrographisch sind mehrere Vererzungs- bzw. Mobilisationsphasen unterscheidbar. Eine an feinkörnige graue Dolomite gebundene erste Scheelitgeneration (Scheelit 1) wird als schichtgebunden angelegte Vererzung interpretiert (Phase 1). Im Zuge einer ersten metamorph (?)/ metasomatischen Rekristallisation und Mobilisation bilden sich Fe-Magnesit und Ferberit (Phase 2). In einer zweiten Mobilisationsphase erfolgt die Verdrängung von Ferberit durch Scheelit 2 bzw. die Redolomitisierung der Fe-Magnesite (Phase 3). Phase 4 beinhaltet die Mobilisation von Calcit, Dolomit, Quarz und Scheelit in junge Zerrklüfte (NEINAVAIE, H. et al., 1989; RAITH, J.G. et al., 1988; FRIMMEL, H., 1988).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 23 und 29 im Abschnitt V.

2.4.2.9.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Innerhalb der Gurktaler Decke sind sowohl lagerförmige (Meiselding), als auch gang- bis kluftförmige Blei-Zink-vererzungen (Vellach – Metnitz) bekannt. Beide werden jeweils in eigenständigen Erzbezirken zusammengefaßt.

Bei letzteren handelt es sich durchwegs um Klein- bis Kleinstvorkommen. Auf Grund von Bleiisotopendaten ist auch das unterschiedliche Alter von lager- und Kluftvererzungen klar erkennbar:
Meiselding: T_2 = 625 Ma, μ_2 = 10,12
Vellach – Metnitz: T_2 = 105 Ma, μ_2 = 9,91.

2.4.2.9.2.1. Blei-Zinkerzbezirk Meiselding

Konturiert; ÖK: 186.

Charakteristika: Die Blei-Zinkerzvorkommen von Meiselding unterscheiden sich erheblich von den übri-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

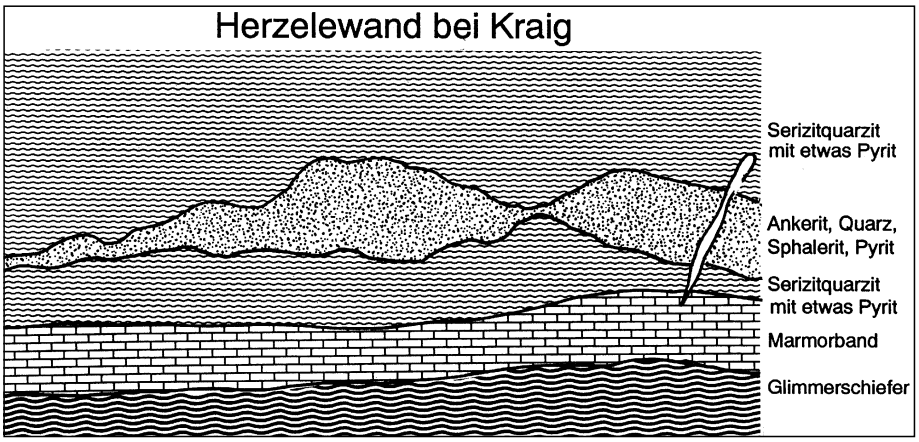


Abb. 293.
Polymetallische Pb-Zn-Vererzung Herzelewand/Kraig.
Kiesnester verflößt, Verkiesung daher gleichzeitig mit Bewegung.
Ortsbildaufnahme nach O.M. FRIEDRICH (30. 4. 1955; ohne Maßstabsangabe).

gen Blei-Zinkmineralisationen der Gurktaler Decke durch Form und Genese.

Sie bildet eine schichtkonkordante Lager-Mineralisation im Altpaläozoikum, wobei eine verschieferte Abfolge bzw. Wechselfolge von ss- bzw. s-konkordanten Lagen von Erz und Nebengestein vorliegt. Das Nebengestein der Komplexmassivsulfiderz-Lagerstätte besteht aus einer Wechselfolge von Chloritschiefer, Serizitschiefer, Serizitquarzit und Kalkmarmor. Die prämetamorphe, polymetallische Erzmineralisation enthält vor allem Ag-hältigen Galenit, Fe-reichen Sphalerit, Pyrrhotin und Pyrit, daneben u.a. Chalkopyrit. Als Neben- bis Übergemengteil tritt z.B. Ilmenit auf. Kennzeichnend für die Erzmineralisation ist das Auftreten von Hochtemperatur-Chalkopyrit und seine Vergesellschaftung mit gediegen Au (Elektrum). Der Hochtemperatur-Chalkopyrit weist Entmischungen von Sphalerit auf (vergl. auch Tab. 4 und 5; Abschnitt V.).

Faltenstrukturen, selbst Isoklinalfalten sind in der Lagerstätte häufig anzutreffen. Auf Grund der unterschiedlichen Kompetenzgrade von Nebengesteins- und Erzlagen kommt es auch zu disharmonischer Faltung bis Fältelung. Erz und Nebengestein zeigen gemeinsame, präalpidische Faltenstrukturen. Darüberhinaus kommt es bei der regionalmetamorphen Überprägung der Erzlager zur Ausbildung von Deformationsbreccien. Die prämetamorphen, syngenetischen, vulkano-sedimentären Blei-Zink-Erzlager weisen dieselbe tektonische Beanspruchung, Durchbewegung, Schieferung und Regionalmetamorphose auf und haben gemeinsam die gesamte tektonische und metamorphe Geschichte durchlaufen. Örtlich kommt es zur Mobilisation des Altbestandes entlang von ac-Klüften.

Vergleichbare, wenn auch kleinere Vererzungen sind in der Umgebung beschürft worden (siehe typische Vorkommen).

Form der Mineralisation: Lager, Klüfte.

Nebengestein: Chloritphyllite, Serizitphyllite, Serizitquarzite, Kalkmarmore.

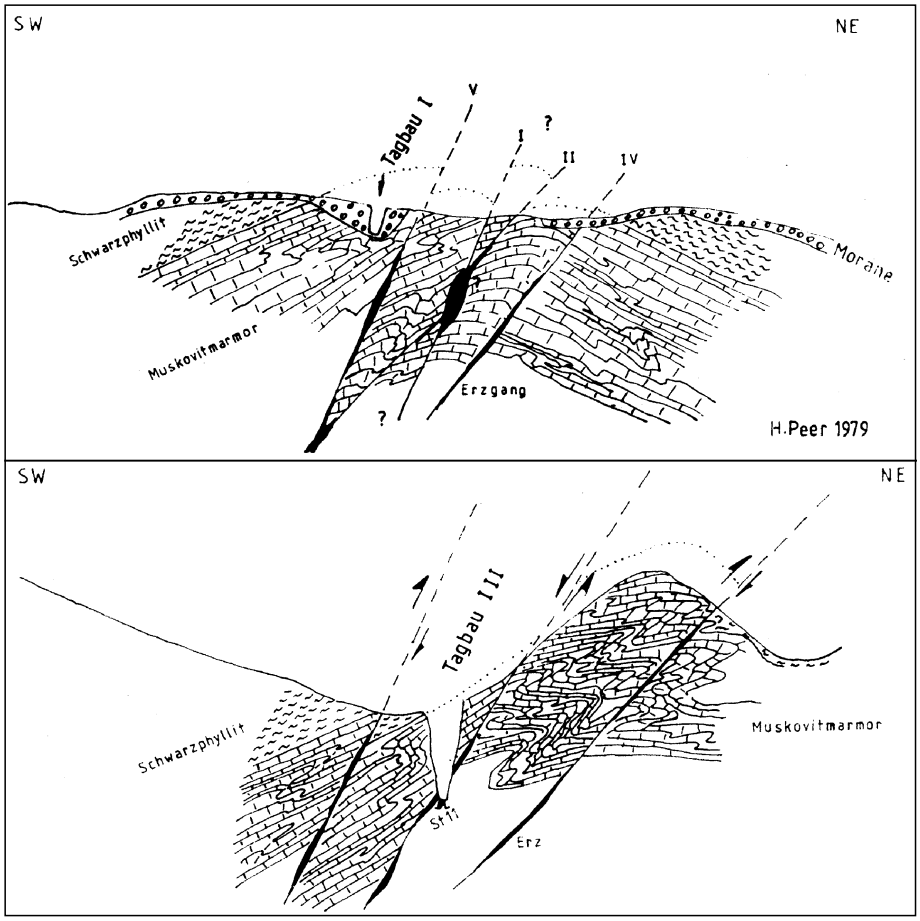


Abb. 294.
Profil durch die Pb-Zn-Lagerstätte Metnitz – Vellachgraben.
Nach PEER, H. (1980).

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Tab. 4, 5, 27 und 30 im Abschnitt V.; Pb-Pb-Modellalter 600 Ma.

Typische Vorkommen: Klein St. Paul, Kraig (Herzelewand); Kulmberg (St. Veit/Glan); Meiselding, St. Kosmas.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MISSAGHI, F. (1959); NIEDERMAYR, G. & PUTTNER, M. (1992); TUFAR, W. (1974, 1979a, 1980b, 1981); ZADORLAKY-STETTNER, N. (1962).

2.4.2.9.2.2. Blei-Zinkerzbezirk Vellach – Metnitz

Konturiert; ÖK: 185, 204.

Charakteristika: Die erzführenden Gänge von Metnitz sind nach PEER, H. (1980) an tektonische Linien in grauen Muskovitmarmoren geknüpft, die für die mineralisierenden Lösungen als

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aufstiegsweg gedient haben. Um mylonitisierte Nebengesteinsbruchstücke hat sich schalenförmiger Sphalerit angelagert. Der Kontakt Erzgang zu Nebengestein läßt eine tektonische Beanspruchung erkennen, die als Hinweis dienen kann, daß nach der Vererzung die tektonische Aktivität noch anhielt. Die Erzparagenese besteht i.w. aus Galenit, Sphalerit, Baryt.

Die ebenfalls gang- bis kluftförmigen Blei-Zinkvererzungen von Zweinitz sind an NW-streichende, gegen E einfallende tektonische Strukturen in Glimmerschiefern gebunden. Nach CANAVAL, R. (1899a) soll die Vererzung bis zu 1 m mächtig gewesen sein.

Form der Mineralisation: Gänge, Klüfte.

Nebengestein: Kalkstein, Glimmerschiefer.

Alter des Nebengesteins: Altpaläozoikum.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 13, 26, 27 und 30 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Das Zinkerz von Metnitz ist durch hohe Ge- und Ga-Gehalte ausgezeichnet (370 ppm Ge, 200 ppm Ga; Tab. 4 im Abschnitt V.).

Typische Vorkommen: Attendorf – Kraiger – Wandelitzen, Kraßnitz, Vellach – Metnitz, Zweinitz.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CANAVAL, R. (1899a); PEER, H. (1980); SIEGL, W. (1980).

2.4.2.9.2.3. Polymetallischer Erzbezirk Schwabegg – Ruden

Nicht konturiert; ÖK: 204, 205.

Charakteristika: Nördlich und nordöstlich von Bleiburg sind silber- und quecksilberführende Kupferlagerstätten in altpaläozoischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Serizitschiefern bekannt. Die i.w. aus quecksilberhältigem Fahlerz, Chalkopyrit, Cinnabarit und Pyrargyrit sowie Siderit zusammengesetzten Erze werden als Gänge (Schwabegg) oder Lagergänge (Ruden) an der Grenze von dunkelgrünen bis schwarzen Glimmerschiefern und lichteren Serizitschiefern beschrieben. Die Erzkörper sind klein, die Vererzung i.a. sehr absetzig.

Die Silberführung der Erze ist auf den Silbergehalt des Fahlerzes, auf Pyrargyrit, Stephanit und Imiterit zurückzuführen.

Form der Mineralisation: kleinräumige Erzlinsen, Lagergänge, diskordante Gänge.

Nebengestein: Tonschiefer, Quarzphyllite, Serizitschiefer, Schwarzschiefer.

Alter der Nebengesteine: Altpaläozoikum.

Besonderheiten: Nickelerze als seltene Begleiter. Geochemische Einzelheiten sind der Tab. 6 (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Typische Vorkommen: Heiligenstadt – Kurtnigkogel, Ruden, Schwabegg bei Bleiburg, Haimburg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1960), PAAR, W.H. (1996).

2.4.2.9.3. Sondermetalle

In der Gurktaler Decke liegen die Cinnabarit-(Fahlerz-) Vorkommen Kothalm, Rottrasten, Hohes Kohr – Turrach, Zinnobergraben bzw. die Au-führenden Arsenopyritvorkommen von St. Blasen. Während die lagerförmigen

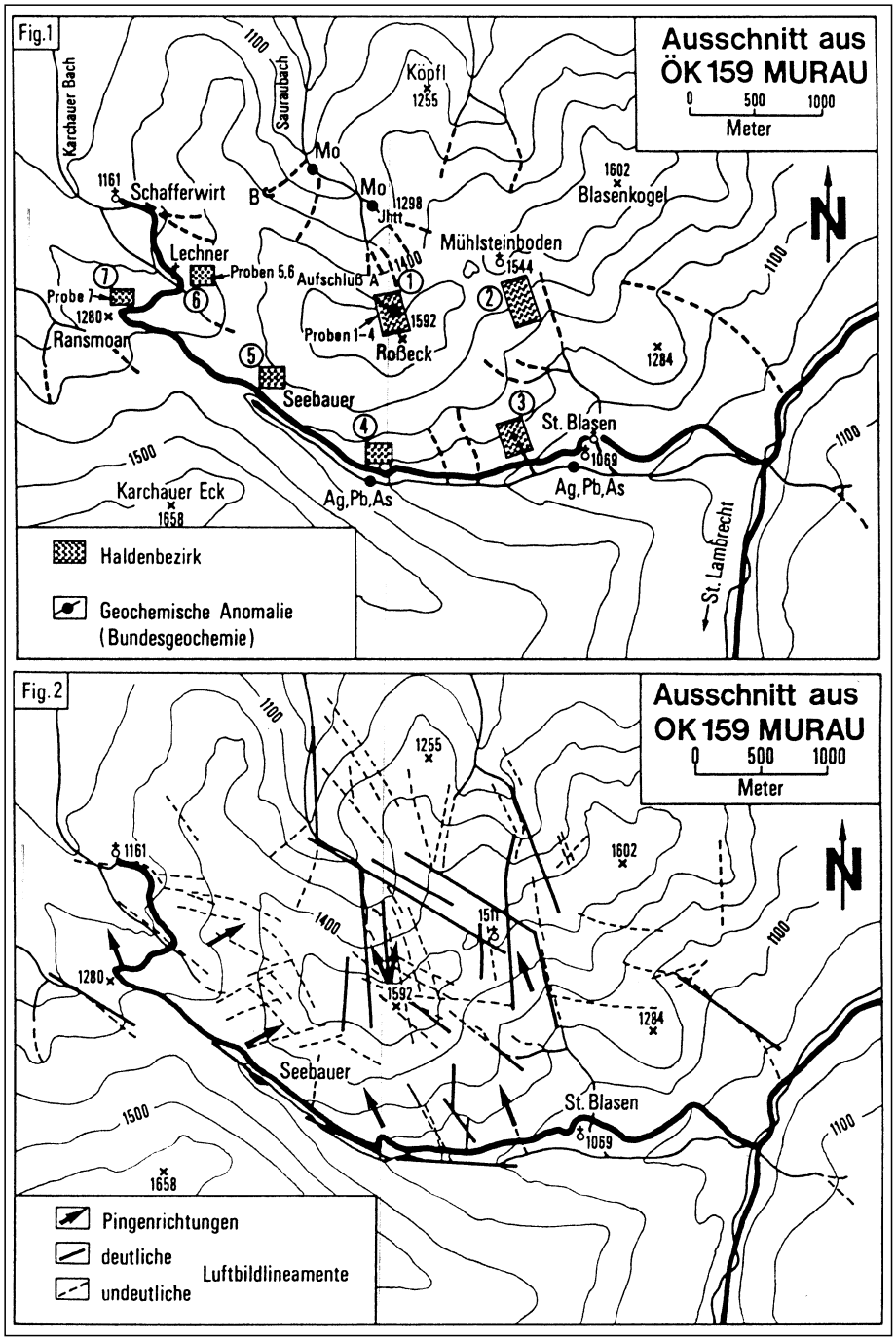


Abb. 295.
Verbreitung der As-Erzgänge von St. Blasen.
Aus GÖD, R. & MARTINELLI, W. (1991).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Imprägnationen des Zinnobergrabens und der Kothalm/Turrach an basische Vulkanite bzw. Tuffe gebunden sind, setzen jene der Rottrasten bzw. der Kothalm in Karbonatgesteinen auf. An Serizit- bzw. Chloritphyllite gebunden sind die arsenhältigen Kluftvererzungen um St. Blasen.

2.4.2.9.4. Industrieminerale

Lediglich von mineralogischem Interesse ist das Asbest-Vorkommen von Rinegg.

Auf Roteisensteinmineralisationen sind die Vorkommen von Farberden im Lieschengraben zurückzuführen. Diese stehen in engem genetischem Zusammenhang zu den Roteisensteinvererzungen des Sausals. In den Metabasalten von Mairist treten geringmächtige Baryt-Gänge auf.

2.4.2.9.5. Energierohstoffe

2.4.2.9.5.1. Anthrazitbezirk Gurktaler Decke (Turrach)

Nicht konturiert; ÖK: 183, 184.

Charakteristika: Im limnisch-terrestrischen Oberkarbon der Gurktaler Decke, welches diskordant transgressiv über den Gurktaler Quarzphylliten liegt, sind die Anthrazitvorkommen der Werchzirmalpe bzw. von Turrach entwickelt. Diese kohleführenden Sedimentabfolgen bestehen aus karbonatfreien Klastika, Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern.

Auf Grund der zahlreichen Pflanzenfossilien ist altersmäßig Westfal D und Stefan gesichert.

Der Anthrazit liegt in Form mehrerer geringmächtiger Flöze vor, die im tektonisch stark beanspruchten Gesteinsverband nur auf geringe Distanz im Streichen verfolgbar waren. In der ausgedehnteren Lagerstätte Werchzirmalpe (Stangalpe) waren 7 Lagerlinsen bekannt, die jeweils Mächtigkeiten zwischen 1 und 11 (!) Metern aufwiesen. Im Streichen waren die Linsen ca. 57 m zu verfolgen. Zwischen den einzelnen Linsen soll keine Ver-

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Abb. 296.
Ulmbilder aus der „Anthrazitgraberei" beim Schwarzsee (Turracherhöhe). Aufgenommen von FRIEDRICH, O.M. (1959).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bindung durch Kohlenblätter bestanden haben. Die besten Kohlenqualitäten sollen in den größeren Linsen bestanden haben (PETRASCHECK, W., 1926/1929).

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sandsteine, Konglomerate.

Alter des Nebengesteins: Westfal D.
Vitrinitreflexion: R_{max} : 4,5–6,0 %. Geochemische Einzelheiten: Siehe Tab. 18a und 32 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Turrach, Werchzirmalpe (Stangalpe).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: LIEGLER, K. (1970); PETRASCHECK, W. (1926/1929); PICHLER, V. (1858); REDLICH, K.A. (1903); SCHWINNER, R. (1938).

2.4.2.10. Steinacher Decke

Der Quarzphyllitserie liegt transgressiv Oberkarbon auf, welches aus Sandsteinen, Phylliten, Quarziten, Anthrazitschiefern und Tonschiefer zusammengesetzt wird. Diese Sandstein-Phyllitabfolge enthält eine Reihe von Anthrazit-Flözen. Im Anthrazitbergbau Nößlach wurden dabei Mächtigkeiten bis zu 2,5 m und Streichenderstreckungen bis zu 200 Meter beschrieben. Das Karbon des Nößlacher Joches ist wegen seiner reichen Pflanzenfunde bekannt, die auch eine Einstufung in das Westfal D ermöglichen (JONGMANS, W.J., 1938). Die Anthrazite sind durch Vitrinit-Reflexionswerte R_{max} = 2,2–5,7 % gekennzeichnet. Geochemische Einzelheiten sind der Tab. 18a (Abschnitt V.) zu entnehmen.

Darüberhinaus wurden aus den Gesteinsabfolgen der Steinacher Decke Vorkommen von Magnesit beschrieben, dessen Auftreten allerdings nur von wissenschaftlichem Interesse ist.

Typische(s) Vorkommen: Nößlacher Joch – Steinach/Brenner.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHMIDEGG, O. (1949); SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991).

2.4.2.11. Gailtaler Paläozoikum

Als Gailtaler Paläozoikum wird jener Gesteinskomplex aus schwach- bis mittelgradig metamorphen, z.T. diaphthoritischen Gesteinen verstanden, der zwischen Grafendorf/Gailtal, Weißbriach/Gitschtal, Nötsch – Kreuth und dem Gailtal im Süden gelegen ist. Im allgemeinen wird auch dieser Gesteinskomplex dem Gailtal-Kristallin zugeordnet. Auffallend ist, daß das Gailtaler Paläozoikum im Gegensatz zum klassischen Gailtalkristallin über ein charakteristisches Lagerstätteninventar verfügt.

Zu den charakteristischen Vererzungen zählen zahlreiche kleine linsenförmige Vorkommen von Eisenkarbonaten, Pyrit und Limonit (Hermagor – Guggenberg, Jeniggraben, Kameritsch, Mellweg, Mitschig).

An Buntmetallvorkommen existieren die lagerförmigen Blei-Zink-Kupfermineralisationen im Kirchbachgraben sowie die gang- bis kluftförmigen polymetallischen Vererzungen von Matschiedl – Tratten.

Darüberhinaus sind bei Kerschdorf imprägnationsartige Quecksilber-Vererzungen, sowie Arsenopyrit-Vererzungen bei Latschach, Wulzentratten und der Räderzeche bekannt. Letztere sind auch wegen ihrer Gold-Führung bekannt geworden. Geochemische Analysen von Fahlerzen sind der Tab. 6 (Abschnitt V.) zu entnehmen.

2.4.2.12. Eisenkappler Paläozoikum

Als Eisenkappler Paläozoikum wird der Diabaszug mit seinen Umgebungsgesteinen bezeichnet. Dabei handelt es sich um jenen E–W-streichenden Streifen altpaläozoischer Metavulkanite nördlich der Periadriatika, die somit dem Nordstamm der Alpen zuzuordnen sind.

An Grünschiefer im Verband mit Metabasalten und Tuffiten ist ein lagerartiges Kleinvorkommen von Cinnabarit (Lobniggraben) gebunden. Gleichfalls in einer altpaläozoischen Gesteinsserie mit Grünschiefern, Metabasalten, Spiliten, Tonsteinen und schiefrigen Sandsteinen ist eine kleinere sulfidische Buntmetallvererzung (Chalkopyrit, Galenit, Sphalerit) in einem N–S-streichenden Gang aufgeschlossen (Koprein).

Geochemie und Isotopenwerte: Bleiisotope: T_2 440; μ_2 10,04 (siehe auch Tab. 30 im Abschnitt V.).

Besonderheiten: Koprein: Der Galenit von Koprein ist Ag- (0,1 %) und Sb-hältig. Der Sphalerit ist entsprechend einer höherthermalen Mineralisation Fe-, Mn- und Co-führend, und durch einen dominanten Spurengehalt an In (50 ppm) und Sn (20 ppm) charakterisiert (siehe auch Tab. 5 im Abschnitt V.).

Typische Vorkommen: Lobniggraben, Koprein.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Lobniggraben: FRIEDRICH, O.M. (1955); Koprein: CERNY, I., SCHERER, J. & SCHROLL, E. (1982).

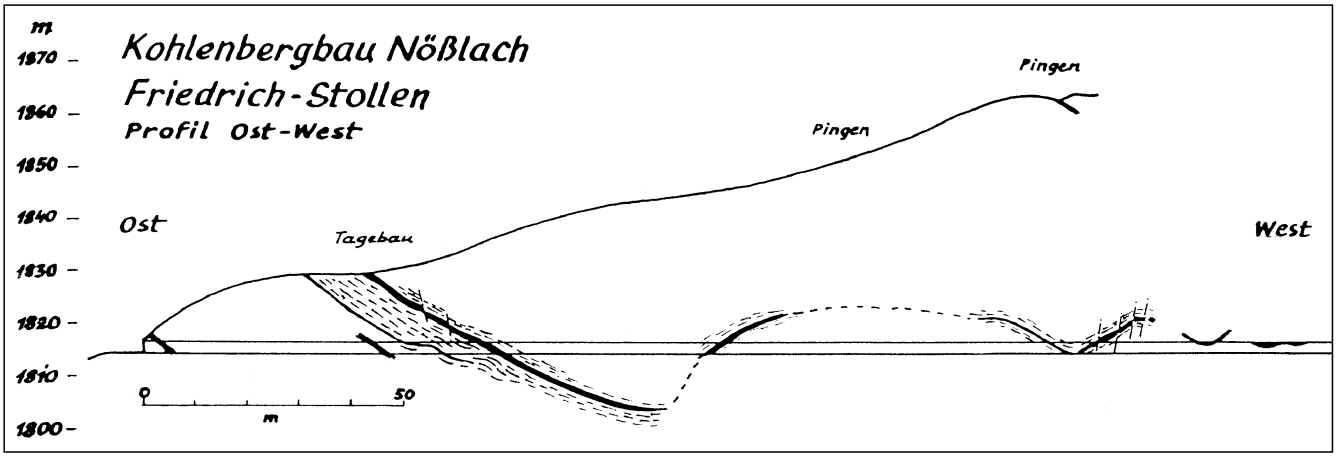


Abb. 297.
Profil durch das Anthrazitvorkommen Nößlacher Joch.
Aus SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3. Ostalpines Mesozoikum (inkl. postvariszische Transgressionsserien)

2.4.3.1. Nördliche Kalkalpen

2.4.3.1.1. Eisen und Stahlveredler

In den Nördlichen Kalkalpen treten Eisenerze unterschiedlicher Genese in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf. Die bedeutendsten Vererzungen liegen im Permoskyth („Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis"). Neben limonitischen Vererzungen an der Basis der Gutensteinerkalke („Eisenerzbezirk Sulzau – Werfen") treten solche auch im obersten Wettersteinkalk auf („Kieserzbezirk Außerfern – Reutte"). In der unverkennbaren Affinität dieser Vorkommen im Tiroler Außerfern zu den Blei-Zinkvererzungen der Nordtiroler Kalkalpen ist allerdings begründet, daß diese in Zusammenhang mit den Blei-Zinkvererzungen beschrieben werden. Ähnliche Vererzungen sind auch im Bereich der oberösterreichischen Kalkalpen bekannt (Küpfern – Weyer, Reichraming – Arzberg).

Im Muschelkalk der Tiroler Kalkalpen treten wiederholt im Bereich von der Stuttgarter Hütte bis zum Krabachjoch – Eisenspitze lagerförmige Eisenvererzungen auf, die einst Anlaß zu Schurfarbeiten gaben.

Darüberhinaus sind in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des Lias bzw. Doggers Mangan-Vererzungen eingeschaltet, die entsprechend ihrer Gemeinsamkeiten in zwei Bezirke gegliedert wurden. Obwohl ebenfalls in Juragesteinen eingelagert, sind die Manganvererzungen von Rotgsoll (Roxol)/Bodinggraben (OOe) und der Bräuningalm (Schwarzmoossattel/OOe) als genetisch unterschiedliche Einzelvorkommen zu deuten. Südlich des Röthelsteinfußes (Kainisch/Stmk.) sowie auf der Blaa-Alm – Altaussee (Stmk.) sind Manganvererzungen im Hallstätter Kalk abgebaut worden.

2.4.3.1.1.1. Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis

Nicht konturiert; ÖK: 95–97, 99, 101–105.

Charakteristika: Die Eisenvererzungen der Kalkalpenbasis sind an die Transgressionsabfolgen (Prebichl-Schichten, „Alpiner Verrucano") sowie an die Werfener Schichten gebunden.

Die Prebichl-Schichten sind dort am mächtigsten, wo das unterlagernde Paläozoikum hauptsächlich aus phyllitischen Gesteinen aufgebaut ist, und ein offensichtlich vorhandenes Erosionsrelief gefüllt wurde (Baumgartner, W., 1977). Vorerst wurden überwiegend grobklastische, terrestrische Sedimente abgelagert, bis ein Reliefausgleich erreicht wurde. Danach folgte eine aquatische Sedimentation. Die in den Prebichlschichten eingeschalteten Erzkörper bilden schichtparallele Linsen, die einschließlich der Taubeinlagerungen bis zu 70 m mächtig werden können (Knappenberg). Die Lager liegen stets im Bereich der beginnenden aquatischen Sedimente. Als taube Zwischenmittel fungieren Tonschiefer und Sandsteine. Zwischen der Mächtigkeit der Prebichlschichten und der Vererzung besteht eine positive Korrelation. Die Erzparagenese setzt sich aus Eisenkarbonaten, Chalkopyrit, Pyrit, Baryt, untergeordnet auch Fahlerz und Cinnabarit zusammen. Jüngere Mobilisationen täuschen epigenetische Erscheinungsformen vor (Gängchen, Klüftchen). Chemische Analysen sind in den Tabellen 6 und 16a (Abschnitt V.) zu ersehen.

In den Werfener Schichten sind örtlich bis zu mehrere Meter mächtige Siderit-(Lager-)Gänge entwickelt. Hydrothermale Nebengesteinsveränderungen sind typisch. An Erzen treten vorwiegend Eisenkarbonate (Siderit, Ankerit), und Chalkopyrit, sowie Hämatit (Specularit) auf. Gelegentlich werden die Vererzungen von Gips

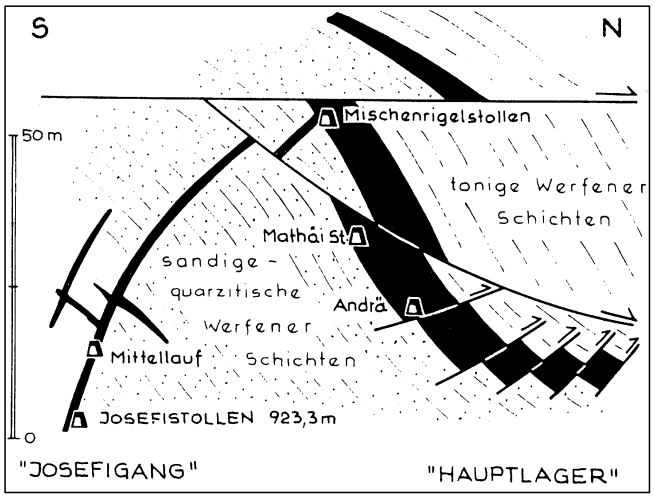


Abb. 298.
Schematischer Saigerriß durch die Eisenspat-Ganglagerstätte Gollrad. Nach Weber, L. (1977).

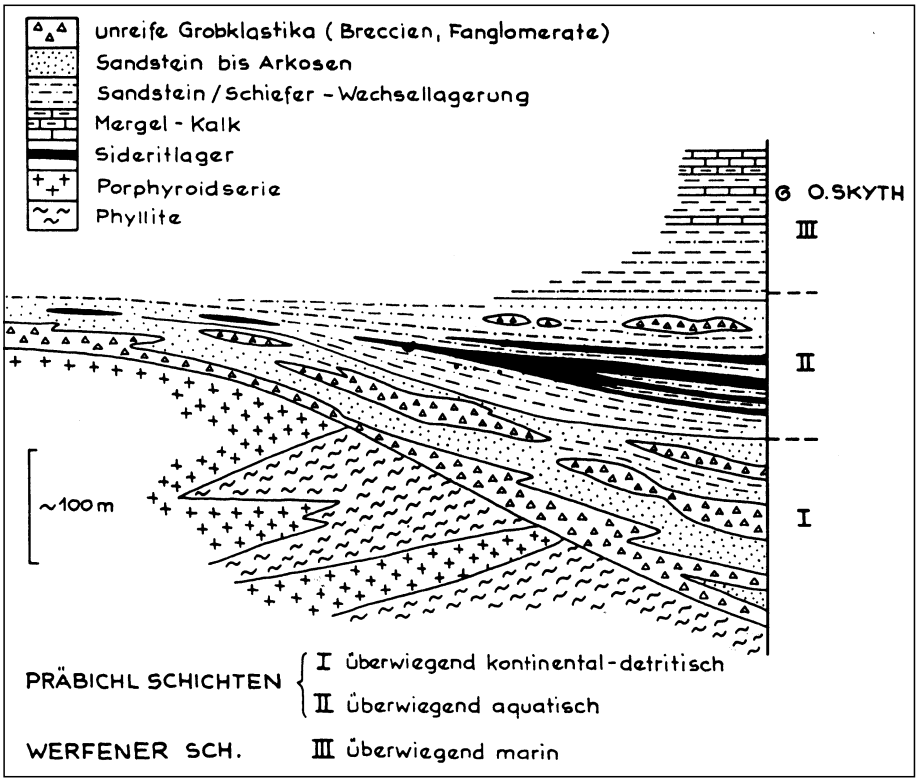


Abb. 299.
Gesteinsabfolge und Erzführung in den Prebichlschichten zwischen Hirschwang a.d. Rax und Neuberg a.d. Mürz.
Nach Baumgartner, W. (1976).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

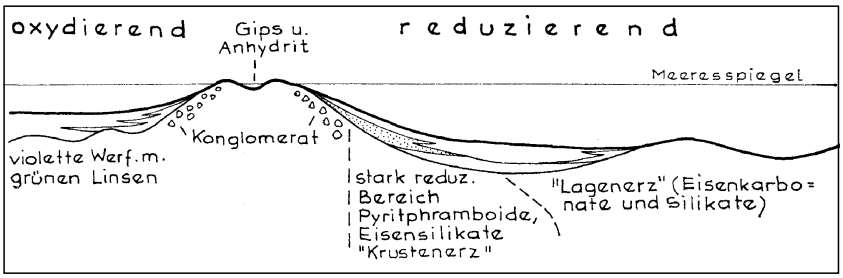


Abb. 300.
Schematisches Profil durch die Eisensilikat-Eisenkarbonat führenden Werfener Schichten (Gollrad – Brandhof).
Nach WEBER, L. (1977).

begleitet (Gollrad). Eine Reihe von Vererzungen sind an weitanhaltende tektonisch vorgegebene Strukturen gebunden. Die Ausbildung des Nebengesteins scheint zu kontrollieren, ob Eisenkarbonate oder Hämatit vorherrschen (Gollrad).

In den Werfener Schichten liegen örtlich auch schichtparallele Einschaltungen von Eisensilikaten (Thuringit, Chamosit) und Eisenkarbonaten. Diese Mineralisation zeichnet sich durch eine rhythmische Wechsellagerung im mm-Bereich aus. Sie konnte erstmals durch die Aufschlüsse beim Bau der Seeberg-Bundesstraße beobachtet werden und wurde als „Eisensilikat-Eisenkarbonatvererzung Typus Gollrad – Brandhof" beschrieben (WEBER, L., 1977).

Form der Mineralisation: Lager (Prebichlschichten); Gänge, Lagergänge (Werfener Schichten); Lager (Eisensilikate in den Werfener Schichten).

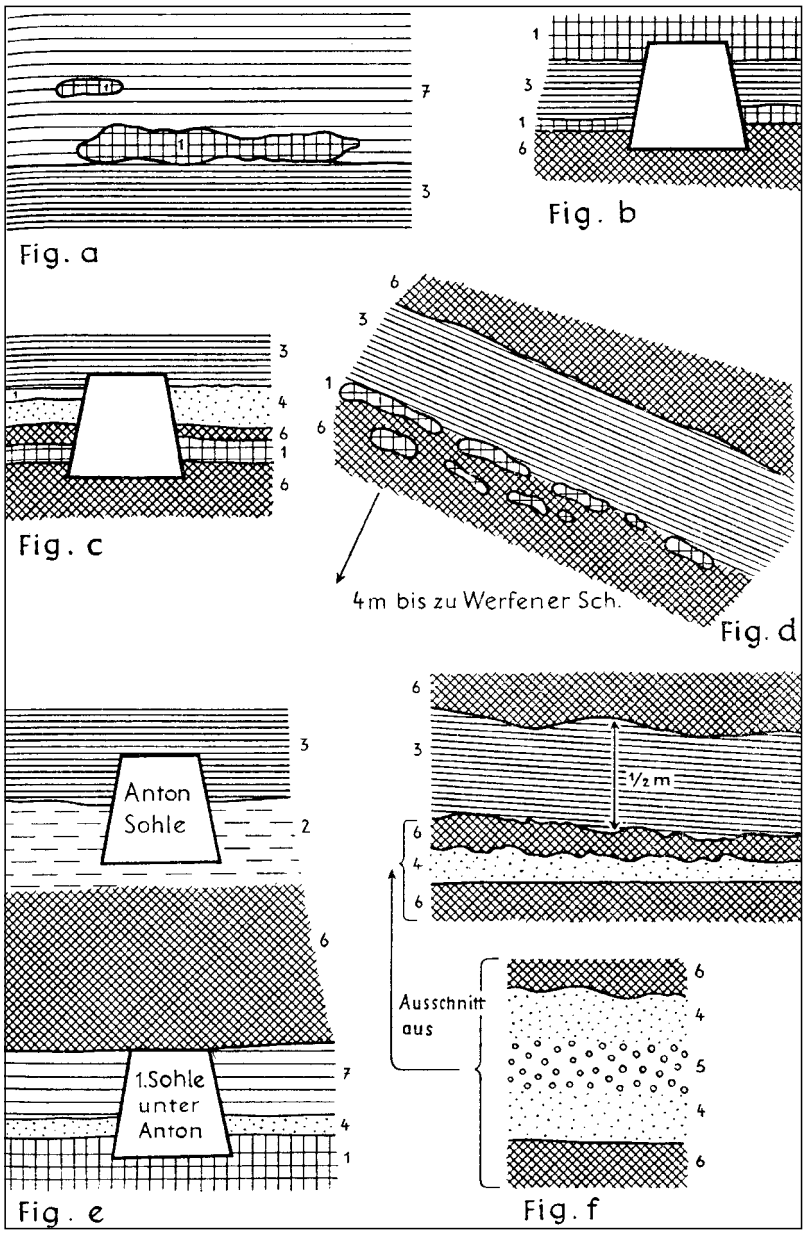
Nebengestein: (Quarz-)Konglomerate, Tonschiefer.

Alter des Nebengesteins: Permoskyth (Prebichlschichten), Skyth (Werfener Schichten).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 7a, 13, 16a, 20, 24, 26 und 27 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Altenberg, Annaberg, Bohnkogel, Debrin (Tebrin), Steinkogl, Eibelkogel, Feistereck, Fladenalm (Melchboden), Florianikogel (Bürg, Vöstenhof), Gleissenriegel, Gollrad, Gollrad – Brandhof, Grillenberg, Hieselegg, Hirschwang (Knappenberg), Knappensteig, Koglanger (Tragöß – Oberort), Krumau bei Admont, Lichtenbach – Ödwiese, Niederalpl, Postlgraben, Prigglitz „Auf der Wiese", Rehkogel (Stambach), Reinfalzalm (Bad Ischl), Rettenbachgraben (Neuberg), Rohr, Röthelstein – Teltschen, Schafkogel (Sumpfenthal), Schottenkogel, Sohlenalpe (Sollnalpe), Sommerhalt (Schüttereck), Tullriegel – Tulleck.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BAUMGARTNER, W. (1976); HORKEL, A. (1974, 1977), WEBER, L. (1973, 1976, 1977).



2.4.3.1.1.2. Eisenerzbezirk Sulzau – Werfen

Nicht konturiert; ÖK: 125.

Charakteristika: Im Bereich der nördlichen Kalkalpen treten an der Basis der Gutensteinerkalke und Dolomite vielfach Eisenerzlagerstätten in Form von eisenreichen Karbonaten („Eisenspäte"), die der Mischkristallreihe Dolomit-Ankerit und Magnesit-Siderit angehören, auf. Als Oxidationsprodukt tritt häufig Limonit („Eisener Hut") auf und war Gegenstand einstiger Bergbautätigkeit. Metasomatisch gebildete, eisenreiche Karbonate wurden nachträglich in Limonit umgewandelt.

Abb. 301.
Ortsbilder aus den Eisenerzlagerstätten von Sulzau – Werfen.
1 = Gutensteiner Dolomit; 2 = Gutensteiner Dolomit (dünngeschichtet); 3 = grüner Mock; 4 = grauer Mock; 5 = Dolomitbreccie; 6 = Brauneisenerz (massig); 7 = Brauneisenerz (geschichtet).
Nach HEISSEL, W. (1955).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Überwiegend ist ein Auftreten in massigen Linsen und Lagern feststellbar. Meist strukturloser Limonit, der im Kern mancher Linsen und Lager noch Reste ursprünglicher Karbonate bzw. „Eisenspäte" enthält, wird „Kernerz" genannt.

Form der Mineralisation: Größere Linsen und Lager mit lokal ausgebildetem „Eisernem Hut" von bis zu mehreren Metern Mächtigkeit (Hölln, Schäferötz).

Alter des Nebengesteins: Anis.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 24 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Haupterz Limonit, höhere Mangangehalte. Der Bergbau Schäferötz bei Werfen wurde 1960 eingestellt.

Typische Vorkommen: Taghaube, Werfen – Flachenberg, Werfen – Hölln, Werfen – Moosberg, Werfen – Schäferötz.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1953); HEISSEL, W. (1955); HAUER, F. (1854); LIPOLD, M.V. (1854); REDLICH, K.A. (1910); TRAUTH, F. (1916/17).

2.4.3.1.1.3. Manganerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 119, 144.

Charakteristika: Die Lias-Fleckenmergel (Allgäuer Schichten) enthalten einen charakteristischen manganerzführenden Horizont in den Nordtiroler Kalkalpen. Die Manganerze treten in Form stratiformer Rhodochrosit-Pyritlager auf.

Am bekanntesten ist das einst bergmännisch genutzte hochalpine Vorkommen N von Strengen am Arlberg im Bereich der Eisenspitze und Dawinalpe. Auf Grund des Nachweises von Seladonit und der durchwegs schichtigen Mn-Anreicherung mit Sedimentgefügen wird auf eine submarine Lagerstättenbildung geschlossen, die der „entfernt vulkanogen-kieseligen Gruppe" der „Manganschiefer-Hornsteinformation" zuzuordnen ist.

Entsprechende Manganerzlager gibt es auch nordöstlich über Gnadenwald (Hall) bei der Hinterhornalm und der Walderalm sowie nördlich von Vomp.

Die Nordtiroler Manganerzlager entsprechen nahezu völlig jenen im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen, die zu einem „Manganerzbezirk östliche Kalkalpen" zusammengefaßt worden sind.

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Mergelkalke.

Alter des Nebengesteins: Lias.

Typische Vorkommen: Dawinalpe, Eisenspitze, Fiechterberg (Mahdgraben) I, II, St. Martin/Halltal, Walder-Alm („Walderkamm").

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GERMANN, K. (1972, 1973).

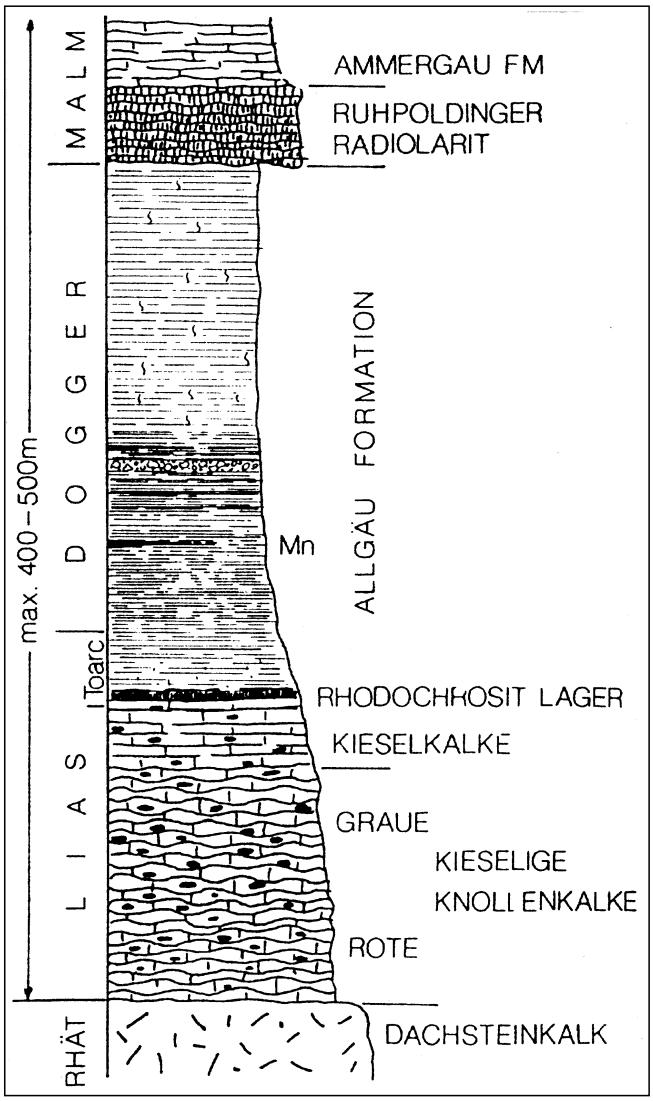


Abb. 302.
Schematisches Profil durch die Mn-führende Schichtfolge auf der Kammerlingalm.
Aus KRAINER, K. et al. (1994).

2.4.3.1.1.4. Manganerzbezirk östliche Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 92–95.

Charakteristika: Von Lofer über St. Leonhard, Golling, Strubberg und S Abtenau sind schichtgebundene Manganerzlagerstätten bekannt, die ausschließlich an die kieselig-mergeligen Strubbergschichten gebunden sind. Die gesamte Abfolge erreicht eine Mächtigkeit bis ca 200 m. Gesteine und Vererzungen haben eine anchizonale Überprägung erfahren.

Die Manganmineralisation besteht überwiegend aus karbonatischen Mineralen. Eine Mn-arme Paragenese mit Mn-Calcit (±Dolomit) steht einer Mn-reichen (Mn-reicher

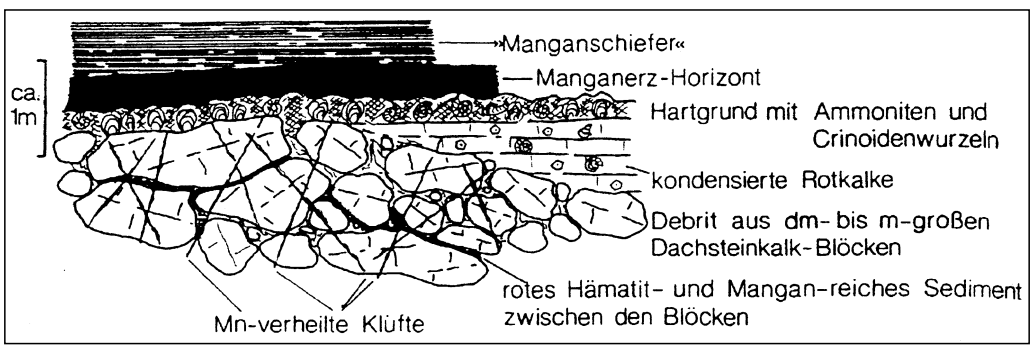


Abb. 303.
Schematische Darstellung der Abfolge im Hangenden der Debrite mit kondensierten Rotkalken, Hartgrund- und Manganerz-Horizont südlich der Kallbrunnalm
Aus KRAINER, K. et al. (1994).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Calcit, Kutnahorit und Ca-Rhodochrosit) gegenüber. Sekundär entstanden aus Rhodochrosit-reichen Partien Pyrolusit, Manganit, in geringen Mengen auch Birnessit und Todorokit (BERAN, A. et al., 1983). Der Mn-Gehalt der Mn-reichen Gesteine liegt zwischen 15 und 20 Gew.-% MnO, das Mn/Fe-Verhältnis beträgt 2,3.
Als Mn-Quelle wird eine submarin vulkanogen-hydrothermale Tätigkeit angenommen.

Form der Mineralisation: schichtgebundene Linsen und Lager.

Nebengestein: Mergel, Kieselkalke und -schiefer, Radiolarite (Strubbergschichten).

Alter des Nebengesteins: Oberer Lias–Dogger (?).

Besonderheiten: Die Mn-Schiefer enthalten etwa gleiche Cr-, Co-, Ni- und Cu-Gehalte zwischen 30 und 50 ppm. Die F-Gehalte schwanken; in den Mn-armen Gesteinen wurden 848 ± 404 ppm, in den Mn-reichen Gesteinen 311 ± 172 ppm gemessen.

Typische Vorkommen: Grünbachgraben, St. Leonhard, Hochkranz – Kallbrunnalm, Hochkranz – Kammerlingalm, Roadberg, Sattelberg, Strubberg (Rocher, Unterberg, Höllkar, Schallwand, Wandalm).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BERAN, A., FAUPL, P., HAMILTON, W. (1982); GRUSS, H. (1958); GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979); KIESLINGER, A. (1964); KRAINER, K. et al. (1994).

2.4.3.1.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.4.3.1.2.1. Kupfererzbezirk postvariszische Transgressionsserien Montafon und Arlberg

Nicht konturiert; ÖK: 142–144.

Montafon

Charakteristika: Über Phyllitgneisen ist eine transgredierende oberkarbone marine Schichtfolge entwickelt, die von einer flächenmäßig weiter ausgreifenden fluviatil-terrestrischen Transgression des Unterperms überlagert wird und die Basis der Kalkalpen darstellt. Da sich das aufgearbeitete Gesteinsspektrum vorwiegend aus Kristallingesteinen des Silvrettakristallins zusammensetzt, ordnet MOSTLER, H. (1982) diese Transgressionsfolgen noch dem Silvrettakristallin zu.
Großteils hat sich ein intramontanes Becken entwickelt, in das ein subaerisch geförderter Rhyodazit (Quarzporphyr) eingedrungen ist. An den Vulkanismus ist im mittleren Quarzporphyrhorizont eine Vererzung mit fein verteilten Sulfiden (Cu-Au) gebunden, die sich mit einer Mächtigkeit von bis zu 20 m vom Rellstal bis in das Arlberggebiet verfolgen läßt. Im Unterperm bildeten sich mehrere Siderit-Kupfervererzungen („Typ Bartholomäberg“). Die Paragenese umfaßt Siderit, Ankerit, Fahlerz und Chalkopyrit.
Wie im Bereich des Bozener Quarzporphyrs reicht die Aufarbeitung der vulkanischen Gesteine und ihres Vererzungsgefolges bis ins Skyth. So findet man auch im Buntsandstein des Rellstales detritäre Kupfererze mit Tennantit und Tetraedrit.

Form der Mineralisation: überwiegend lagerartig.

Nebengestein: Sandsteine, Tonschiefer, karbonatisierter Rhyodazit.

Alter des Nebengesteins: Unterperm und Skyth.

Besonderheiten: Die Fahlerze des Skyths sind merklich ärmer an Ag, Zn, Hg, Mn und Pb als die des Unterperms (siehe Tab. 6 im Abschnitt V.).

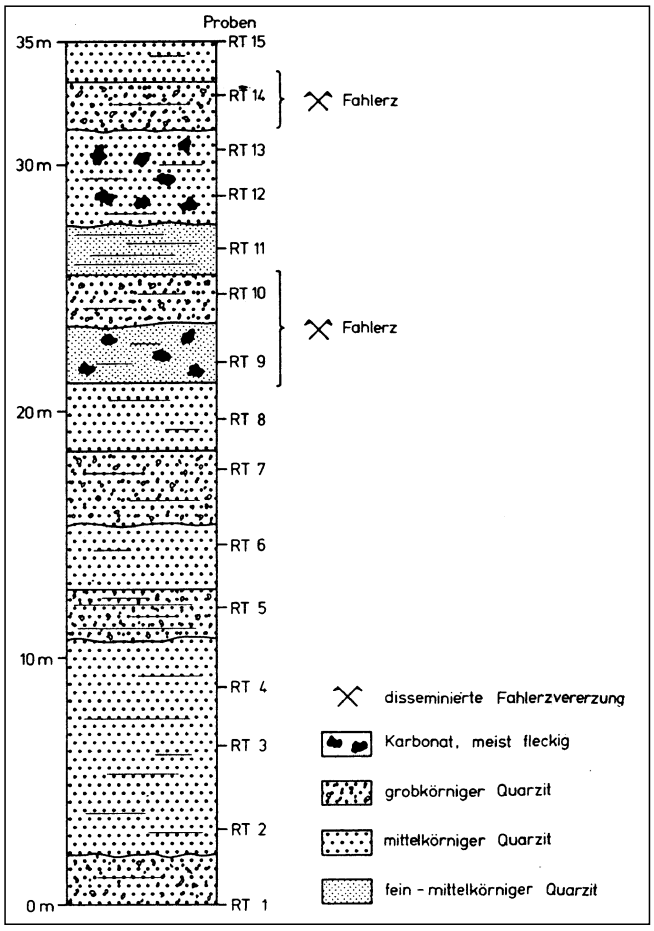


Abb. 304.
Schematisches Profil durch die erzführende Permoskythserie im Stanzertal/Arlberg.
Aus HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993).

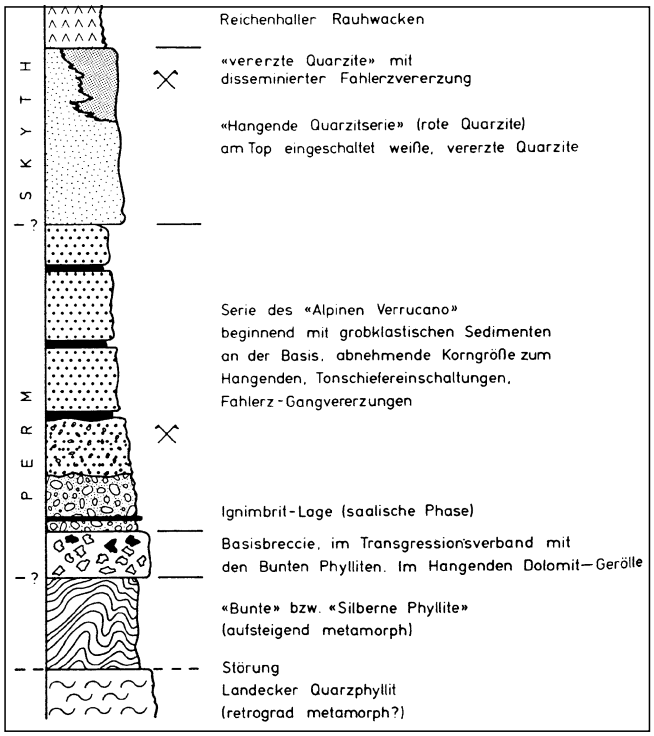


Abb. 305.
Schematisches Profil durch die erzführende Quarzitserie im Rammlestobel.
Aus HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Typische Vorkommen: Bartholomäberg, Bartholomäberg – Silbertal, Ganeu, Gollmerbach (Rellstal); Kristbergsattel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978, 1979).

Arlberg (Stanzertal)

Charakteristika: Das Permoskyth des Arlberggebietes läßt sich in eine „Basisbreccie", eine „Serie des Alpinen Verrucano" und in eine „Hangende Quarzitserie" gliedern (HADITSCH, J.G. & KRAINER, K., 1993).
In den permischen Sedimenten („Serie des Alpinen Verrucano") treten bei Gand, Kohlwald – Flirsch und im Lattenbachtobel Fahlerzmineralisationen auf, die allerdings im Gegensatz zu jenen des Alpinen Buntsandsteins kluftförmiger Natur sind. Die Vererzung ist offensichtlich sehr absetzig und besteht aus Fahlerz, Chalkosin, Bornit, Chalkopyrit, Neodigenit, Covellin, Baryt, Siderit, Malachit, Azurit und Limonit.
Im Skythquarzit (Alpiner Buntsandstein) des Stanzertales sind an mehreren Stellen (Flirscher Schihütte, Rammlestobel, Steißbachtal, Strohsack) disseminierte Fahlerzvererzungen bekannt. Nach HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993) treten diese disseminierten Fahlerzmineralisationen nur im weißen Quarzit auf, die am Top der Hangenden Quarzitserie im roten Quarzit eingeschaltet sind und sich mit diesen verzahnen. An Erzen wurden bisher Tetraedrit, Chalkopyrit, Bornit, Pyrit und als Gangart Quarz beschrieben.
Insbesondere das Fahlerz füllt die intergranularen Zwischenräume (Tab. 6 im Abschnitt V.).

Form der Mineralisation: Kluftförmig (Gand); disseminiert, lagig-linsig (Flirscher Schihütte, Rammlestobel, Steißbachtal, Strohsack).

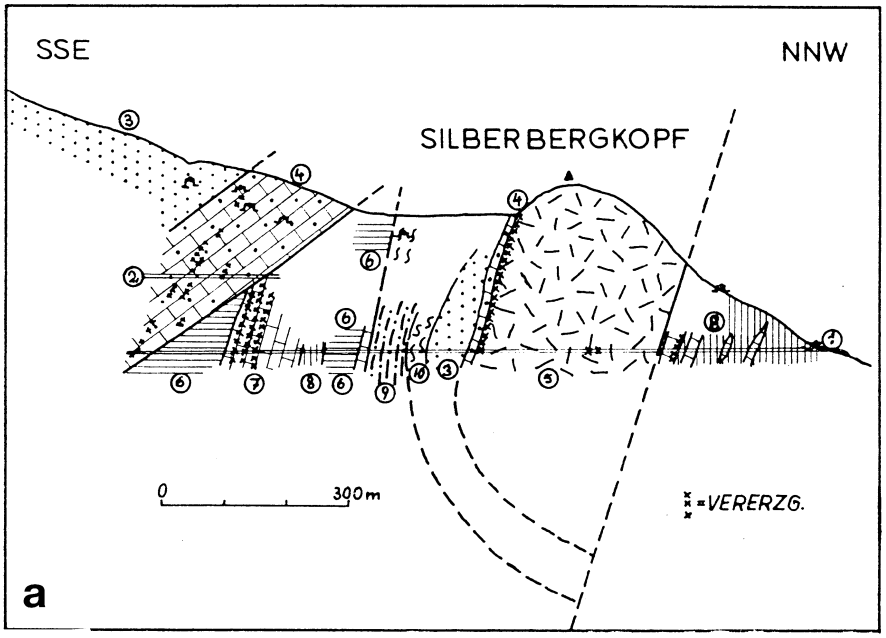
Nebengestein: Quarzit, Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer.

Alter des Nebengesteins: Perm (Alpiner Verrucano); Skyth (Hangende Quarzitserie).

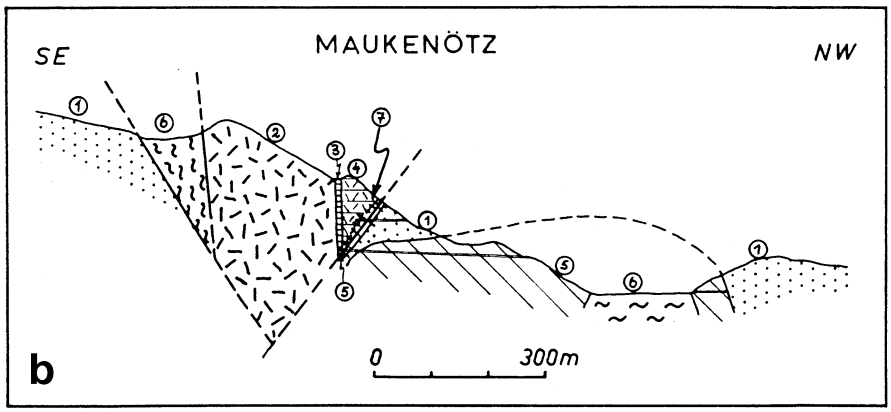
Geochemie: Siehe Tab. 6 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Flirscher Schihütte, Rammlestobel, Steißbachtal; Gand, Kohlwald – Flirsch, Lattenbachtobel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993); MOSTLER, H. et al. (1982); SCHROLL, E. & AZER, I. (1961); STINGL, V. (1981, 1982).



Profil durch die Lagerstätte Silberberg; vereinfacht nach H. PIRKL (1961). 1 = Silberbergstollen, 2 = Pichler Stollen, 3 = Buntsandstein, 4 = ockerig anwitternder Kalk und 5 = Ramsaudolomit der Berchtesgadener Fazies, sowie 6 = Raibler Schichten, 7 = Alpiner Muschelkalk und 8 = Partnachschichten der Hohenegg-Fazies. 9 = gelbe Kalksandsteine des Alpinen Muschelkalkes.



Profil durch die Lagerstätte Maukenötz, vereinfacht, nach H. PIRKL (1961) 1 = Buntsandstein und Werfener Schichten, 2 = Ramsau-Dolomit, 3 = Raibler Schichten, 4 = Dolomit (karn.-nor.), 5 = Devon. Dolomit, 6 = Paläoz. Phyllite, 7 = Fahlerzvererzung.

Abb. 306.
Profile durch Pb-Zn-Erzvorkommen in Anisabfolgen Nordtirols.
a) Silberberg.
b) Maukenötz.
Aus VOHRYZKA, K. (1968), nach PIRKL, H. (1961).

2.4.3.1.2.2. Pb-Zn-(Fahlerz-)Erzbezirk Anis Nordtiroler Kalkalpen

Konturiert; ÖK: 115, 116, 118–120.

Ein Teil der Erzanreicherungen ist im Bereich der Heiterwand und im Mieminger Gebirge gruppiert, wo Wettersteinkalkvererzungen viel stärker vertreten sind.

Im Inntalbereich, nördlich des Inntals in der Nordkette und südlich des Inns bei Brixlegg sind unterschiedliche Erzmineralisationen bekannt: Einfache silberführende Blei-Zinkvererzungen (ähnlich denen des Drauzuges) sind dominant fahlerzführend, oder es handelt sich sogar um silberreiche Paragenesen mit Pyrargyrit, Akanthit, gediegen Silber, sowie Enargit, Chalkopyrit u.a. (Matzenköpfl) (PAAR, W.H., 1995). Der Einfluß

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

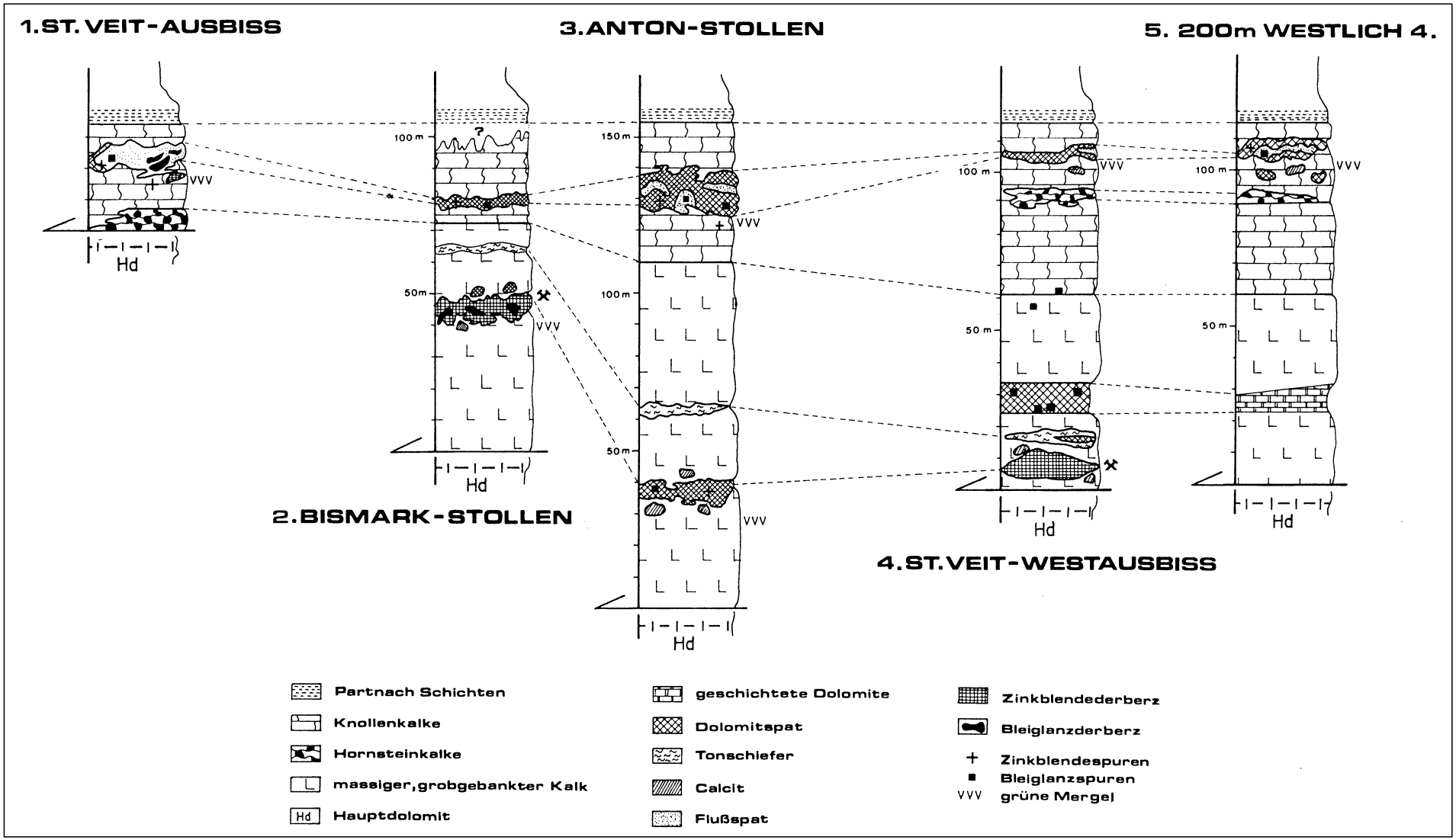


Abb. 307.
Säulenprofile des alpinen Muschelkalkes im Bereich der Pb/Zn-Lagerstätte St. Veit.
Nach WETZENSTEIN, W. (1966), in CERNY, I. (1989).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

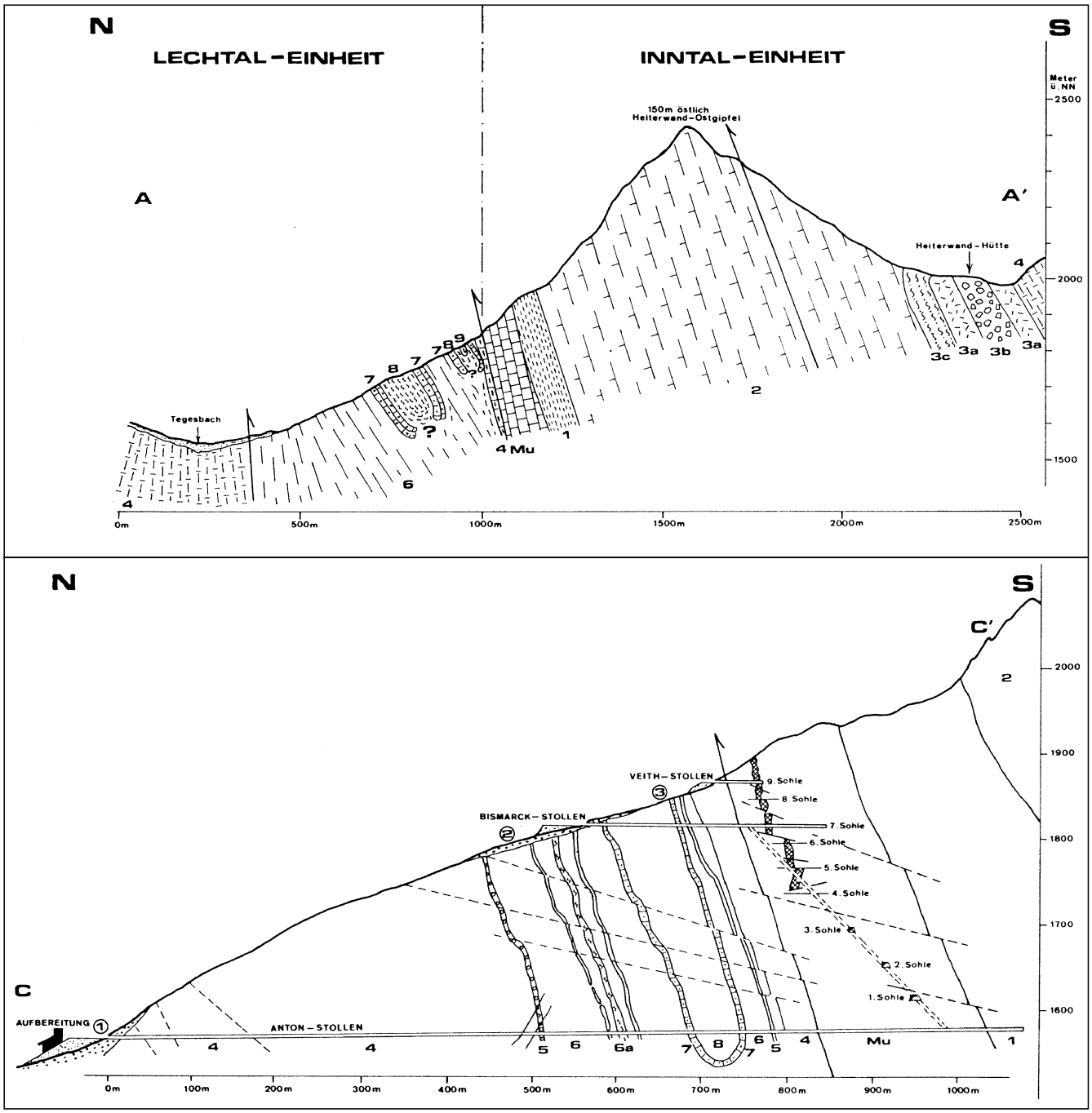


Abb. 308.
Profile durch die Pb-Zn-Lagerstätte St. Veit.
Nach WETZENSTEIN, W. (1966), in CERNY, I. (1989).

der nahen stratigraphisch unterlagernden Ag-Cu-Hg-Sb-As-Mineralisationen des Devon ist unverkennbar. Die hohe Mobilität dieser Metallassoziation kommt auch in jungalpidischen gangartigen Mineralisationen zum Ausdruck, die den Schuppenbau des Mesozoikums durchschlagen und Fahlerzmineralisationen bis in den Hauptdolomit aufsteigen lassen.

Am Nordrand der Inntaldecke liegt die Blei-Zink-Lagerstätte St. Veit im Tegestal (Heiterwand) mit einer außergewöhnlich komplexen Erzparagenese (siehe Besonderheiten). Auch im Gebiet Tayakopf und Griesspitz sind Pb-Zn-Vererzungen mit zusätzlichen Cu-Mineralisationen bekannt.

Form der Mineralisation: überwiegend lagerartig.

Nebengestein: Dolomit- und Kalksteine.

Alter des Nebengesteins: Anis.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 11a, 11b, 27 und 30 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Zu den bedeutenderen und interessanten Vorkommen zählt St. Veit im Tegestal mit einem Metallinhalt von 10^3–10^4 t. Die lagerförmigen Erzkörper (Pb : Zn = 1 : 20) mit Sphaleritrhythmiten, Derb- und Sprenkelerz sind an eine horizontbeständige dolomitführende Zone („Spatzone") gebunden, die selbst nur in geringem Ausmaß mit Sphalerit, Galenit, Fluorit und Quarz mineralisiert ist.

Beschrieben wird das Beibrechen einer Buntmetallvererzung (Cu, Pb, As, Sb, Bi) mit Fahlerz, Enargit, Luzonit, Stibioluzonit, Bournonit und Schapbachit). Die vorliegenden Analysen lassen eine gewisse Übereinstim-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mung mit den Blei-Zinkerzen des Nordtiroler Karn-Bezirkes erkennen. Abweichend ist das As/Tl-Verhältnis im Sphalerit und ein merklich höherer Bi-Gehalt im Galenit.

Die Sulfidschwefelisotopenverteilung entspricht der des Anis, die Bleiisotopen von Proben haben jedoch abweichende Modellalter (siehe Tab. 4, 5, 27 und 30 im Abschnitt V.).

Typische Vorkommen: Drachenkar, Drachensee, Dristkopf, Grießspitzen NW, Höttinger Alm, Höttinger Bild, Höttinger Graben, Innsbruck – Hoher Weg, Kerschbuchhof, Matzenköpfl (Madersbacher), Maukenötz (Mauknerötz); Mursee (Brendlsee), St. Veit – Tarrentonalm, Tajakopf, Thaur.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CERNY, I. (1989); GSTREIN, P. (1983); SIDIROPOULOS, L. (1983); TAUPITZ, K.C. (1954); WETZENSTEIN, W. (1972).

2.4.3.1.2.3. Pb-Zn-Erzbezirk Karn (Wettersteinkalk, -dolomit) Nordtiroler Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 85, 115–120, 143, 145.

Charakteristika: Die Vererzungen setzen ausschließlich im oberen Wettersteinkalk auf, während die Raibler Schichten im Nordtiroler Blei-Zinkerzbezirk erzfrei sind.

Bei der Erzführung im oberen Wettersteinkalk handelt es sich überwiegend um schichtgebundene Erzkörper, die bis zum Ausmaß von über 200 m flächig entwickelt sind. Die Vererzung zeigt kolloforme Gefüge, grobkristallines Derberz, fugenvererzte Kalk-Dolomit-Deformationsbreccien, teilweise auch in Verbindung mit metasomatischen Verdrängungen.

Aus diesen Pb-Zn-Mineralisationen sind erstmalig jene typischen sedimentären Erzgefüge beschrieben worden, die als Grundlage für weitere Forschungen auf Metallanreicherungen im submarinen Milieu herangezogen wurden (TAUPITZ, K.C., 1953, 1954; SCHNEIDER, H.-J., 1953, 1954; SCHULZ, O., 1954, 1955; MAUCHER, A., 1957).

Für die genetische Beurteilung sind die Verdrängungsrelikte von Sedimentärerzen von Bedeutung, die primären, oft externen, aber auch internen Anlagerungs- und Anreicherungsstadien zugeordnet werden.

Neben den stratiformen Erzlagern gibt es nur wenige Beispiele für schichtdiskordante Erzgänge, wie in Dirstentritt (Nassereith); die den Verdacht auf submarine Zufuhrkanäle erwecken könnten. Sie scheinen für die inhomogene Verteilung der extern und intern gebildeten Erzkörper maßgeblich zu sein. Die primären Minerale der Erzparagenese sind in bezug zur alpidischen Orogenese vordeformativ kristallisiert. Im Unterinntal östlich des Inns sind auch Vererzungen in den tiefer gelegenen Partnachschichten bekannt geworden, die sich durch merkliche Gehalte an Fahlerz auszeichnen und von ARLT, T. (1994) mineralogisch untersucht worden sind (Silberberg, Geyer). An eine „Zone der dunklen Dolomite“ am Geyer, die von GSTREIN, P. (1988) den Partnachschichten zugeordnet wird, sind Kupfer-, Kobalt- und Silbererze gebunden. Als Silberträger werden Akanthit, Polybasit-Pearceit, Proustit und ged. Silber genannt.

Eine kontroversielle genetische Modellvorstellung bringt die Vererzungen nicht unmittelbar mit dem Sedimentaufbau in Verbindung. Vielmehr wäre die Vererzungsbereitschaft in Form von Porenräumen, intratriadischem Paläokarst, aber auch postdiagenetisch-tektonischen Einflüssen (Breccienzonen, Störungen) verantwortlich zu machen. Die Herkunft der Erzlösungen wären posttriadischen Zufuhren zuzuschreiben (siehe Angaben in CERNY, I., 1984, 1989).

Hauptminerale des Blei-Zinkerzes sind Sphalerit und Galenit, (Metallverhältnisse 1 : 7 bis 1 : 5), seltener Pyrit, Markasit, ausnahmsweise Fahlerz oder Chalkopyrit. Die Gangart ist oft Fluorit, Calcit, kaum Dolomit, Baryt und Quarz. Sowohl Galenit als auch Sphalerit sind silberhältig. Aus der Oxidationszone ist auch das Vorkommen von Wulfenit und seltener von Descloizit beschrieben worden.

Der Chemismus der Blei- und Zinksulfide ist durch höhere Silbergehalte (im Durchschnitt im Galenit 200 ppm und im Sphalerit 270 ppm) gekennzeichnet, wobei im Sphalerit die Gehalte an Cu, Cd, Hg und Ga angehoben und die an Ge und Tl relativ vermindert erscheinen. Am Nordrand des Erzbezirkes zeigen die Galenite sehr niedrige Ag-Gehalte, die mit dem Typus Bleiberg vergleichbar sind. Der geochemische Unterschied zu den Blei-Zink-Erzen des Drau- und

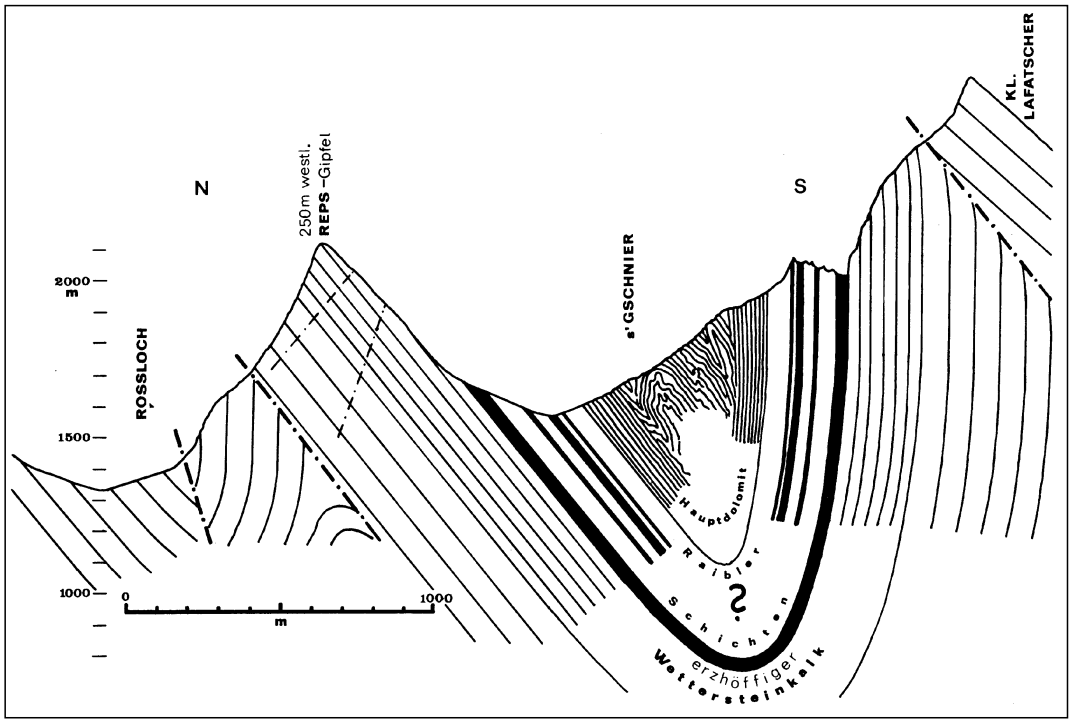


Abb. 309.
Profil durch die Lafatscher Synklinale.
Nach SCHULZ, O. (1981).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Karawankenzuges ist nur quantitativer Art (siehe auch Abschnitt V., Tab. 4, 5).

Form der Mineralisation: überwiegend Lager, selten diskordante Gänge und Deformationsbreccien.

Nebengestein: Kalk- und Dolomitgesteine.

Alter des Nebengesteins: Karn (Cordevol).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 11a, 11b, 14a, 14b, 22, 26, 27 und 30 im Abschnitt V.
Die Sulfidschwefelverteilung ist für schichtgebundene Blei-Zinkmineralisationen typisch und entspricht den gefügekundlich unterscheidbaren Erzanreicherungen ($\delta^{34}S$ –3,2 bis –30 ‰). Sulfatschwefel kommt kontemporärem Meerwasser gleich.
Die Bleiisotopenzusammensetzung des Erzbleis weicht kaum vom Typ Bleiberg ab, scheint aber zu niedrigeren μ_2-Werten zu tendieren.

Besonderheiten: Die größte Lagerstätte Lafatsch-Vomperloch erstreckt sich in einem Areal vom Kleinen Heißenkopf (NW Kastenalm) über das Repsmassiv mit dem ehemaligen Schurfbau Lafatsch bis zum Moosbödele in das Vomperloch im Osten. Sie zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit Bleiberg. Die Vererzung ist an die obersten 240 m des Wettersteinkalkes gebunden und weist Ähnlichkeiten mit der Sonderfazies in Bleiberg auf. Bemerkenswert ist häufiger Bitumengehalt in den Erzlagern. Es lassen sich drei Vererzungsabfolgen (am deutlichsten an den Sphaleriten) erkennen (SCHULZ, O., 1981).
Der Chemismus der Erze weicht vom Durchschnitt des Nordtiroler Erzbezirkes insofern ab, als die Spurenelementgehalte der Blei-Zink-Sulfide insgesamt vermindert erscheinen (siehe Abschnitt V.).
Das Revier Silberberg – Geyer ist durch eine Kobaltvererzung charakterisiert, die von 1787 bis zu Beginn des 19. Jhdts. zur Herstellung von Blaufarben abgebaut wurde.

Typische Vorkommen: (M28): Arnspitze Ost, Blaue Grotte, Boden-Süd, Brandlrinne (Brandlspitze S), Brandlrinne Vomper Loch, Brendlkar, Dirstentritt, Dristenautal Eibental E, W, Einberg, Erzklamm (Arzbergklamm) Telfs, Feigenstein (Rauchkopf), Frauenalm (Frauensee-N), Gaflein, Gamssulze, Geyer, Geyerkopf – Blasius, Gstütteralpe (Knappengruben), Heiterwand-SE, Heiterwand-W, Hochgleirsch, Hoferbau, Hofertratte, Karrer Alm (Tschirgant S), Karröstner Alm, Laaggersberg-Gipfel, Laagersberg-Ost, Larsenn, Marienbergalm – Handschuhspitzen, Mühlwände, Lettenreisen, Nassereith (Mathias, Tieftal), Nassereith – Seewand – Sigismund, Negelseekar (Igelskar), Reißenschuh, Sagkopf, Scharnitz (Revier Brunnstein), Silberberg, Silberleiten/Wampeter Schrofen, Silberner Hansl, Kastenalm, Solstein, Tillfuß-Alm (Katbach, Gaistal), Tschirgant W, Wanneck (Wannig)/Haverstock.
(M31): Brach, Einberg, Harlaßanger Alm, Hoferbau, Hofertratte.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ARLT, T. (1994); CERNY, I. (1989); CLAR, E. (1929); GSTREIN, P. (1988); SCHNEIDER, H.-J. (1953, 1954); SCHULZ, O. (1954, 1955, 1976, 1978, 1981, 1983, 1986); SIDIROPOULOS, L. (1983); TAUPITZ, K.C. (1953, 1954); WETZENSTEIN, W. (1972).

2.4.3.1.2.4. Kieserzbezirk Außerfern (Reutte)

Nicht konturiert; ÖK: 85, 115.

Charakteristika: Im Rahmen der Blei-Zinkerzanreicherungen im oberen Wettersteinkalk ist Pyrit ein ständiger Begleiter. Im Außerfern aber, im Raum Pfronten, Vils, in den Hohenschwangauer Bergen und im Ammergebirge, in den Tannheimer Bergen, um Reutte, Heiterwang sowie bei Weißenbach im Lechtal besteht die nur wenige Meter unter dem 1. Raibler Schiefer entwickelte Erzparagenese fast nur aus Pyrit und seiner kolloformen Gefügevariante Melnikovit und etwas Markasit. Zum Teil sind Fluorit und Ankerit, Spuren von Sphalerit sowie immer Calcit und Dolomit zugegen.
In diesem Nordbereich der kalkalpinen triassischen Vererzungen stehen Derberze mit 30 bis 40 % Fe im Vordergrund, die in Form von Lagern, Linsen, Mulden, Trichtern, Kolken und Konkretionen schichtgebunden vorliegen. Die Erzkörper sind umgeben von Pyrit-Sprenkelerz im Nebengestein. In der Oxidationszone ist reichlich Limonit vorhanden. Häufig fällt ein gewisser Bitumengehalt im Erz bzw. im Gestein auf. Das Erzträgergestein ist häufig massig ausgebildet und zum Teil einer Riffazies zuordenbar. Auch in Lösungshohlräumen des Riffes ist teilweise Erz enthalten. Neben der allgemein häufigen Zementierung mit Fasercalcit-Sinter vom Typ „Großoolith“ ist gelegentlich auch Pyrit als chemische Internanlagerung krustenförmig miteingebaut. Einige, zum Teil bedeutende Vorkommen, aber fast nur im bayerischen Grenzgebiet der Hohenschwangauer- und Ammerberge gelegen, sind durch beträchtliche Gehalte an Eisenkarbonaten ausgezeichnet, die von TAUPITZ als Ankerit bestimmt wurden.

Form der Mineralisation: Lager, Linsen (siehe oben).

Nebengestein: Wettersteinkalk.

Alter des Nebengesteins: Karn.

Typische Vorkommen: Am Greng, Daurach-Alpe, Gschwendkopf-Süd, Heiterwang, Oberletzen, Oberstes Reintal, Rieden, Rieden (Lechtal); Säuling – Gipfelwiese – Lettenbach, Untergaicht, Unterpinswang, Weißenbach – Gaichtpaß, Zunderkopf.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MUTSCHLECHNER, G. (1955); TAUPITZ, K.C. (1954).

2.4.3.1.2.5. Pb-Zn-Erzbezirk Anis östliche Kalkalpen

Konturiert; ÖK: 72, 73, 96, 99, 103.

Charakteristika: Die Galenit-Sphaleritmineralisationen sind an die Dolomite und Kalke der Gutensteiner Schichten gebunden. Diese treten vorzugsweise in Klüften zusammen mit Calcit bevorzugt in tektonisch vorgezeichneten Bereichen (beispielsweise Deckengrenzen) auf. Örtlich sind auch Fahlerzmineralisationen (Tennantit) vorhanden.
Gesteine und Mineralisationen sind in großen Bereichen anchizonal überprägt (ca 300°C, über die Drücke liegen z.Z. noch keine sicheren Aussagen vor, doch muß mit etwa 1 kb aus etwa 4000 m Überlagerung gerechnet werden).
Während und nach dieser Überprägung erfolgte die Mobilisation des Stoffbestandes aus den Gutensteiner Schichten und die nachfolgende Kristallisation der genannten Erzminerale in den Klüften. Offensichtlich liegt somit eine intraformationale Erzanreicherung vor.

Form der Mineralisation: Klüfte, selten auch s-parallele Anreicherung (z.B. Galenite von Schwarzenberg / Anisvererzung).

Nebengestein: Kalke, Dolomite, örtlich Gips.

Alter des Nebengesteins: Anis.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

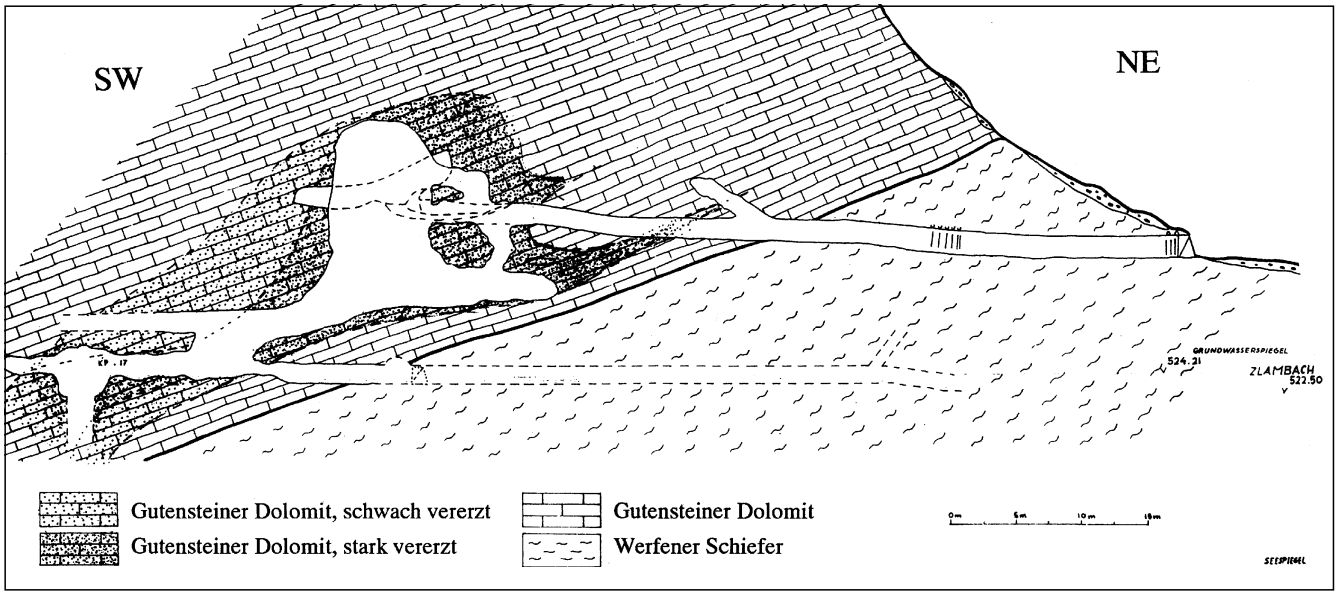


Abb. 310.
Profil durch das Pb-Zn-Vorkommen Arikogel am Hallstätter See.
Aus HASLINGER, E. (1962).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 22 und 30 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Vorkommen mit Kupfermineralisationen: Annaberg – Hocheck (mit Ag [GÖTZINGER, M.A. & HUBER, P., 1994], Arikogel und Hengstpaß – Dambachtal.

Typische Vorkommen: Arikogel, Arzriedel – Trübenbach, Brandmäuer – Puchenstuben, Hengstpaß – Eggl – Dambachtal, Hocheck – Galmeikogel, Kohlanger (W Frein), Schwarzenberg – Türnitz.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GÖTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983); GÖTZINGER, M.A. (1985); GÖTZINGER, M.A. & HUBER, P. (1994); HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M.A. & LEIN, R. (1982); HASLINGER, E. (1962); SCHROLL, E. & PAK, E. (1983); SCHULZ, O. & KOSTELKA, L. (1965).

2.4.3.1.2.6. Pb-Zn-Erzbezirk Karn östliche Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 67–70, 72, 73.

Charakteristika: An die Karbonatgesteine des Wettersteinkalkes und -dolomites (Hangendfazies mit illitisch-dolomitischen, grünen Mergeln und Breccienhorizonten – Vergleich mit Bleiberger Fazies) sind Galenit-Sphalerit-(Wurtzit-)Mineralisationen (± Pyrit) gebunden. Diese treten vorzugsweise in Klüften, mitunter zusammen mit Calcit auf, besonders häufig in tektonischen Zonen bzw. an Deckengrenzen. Einige enthalten auch Kupfer-Mineralisationen. In den meisten Fällen überwiegt Galenit. Viele Vorkommen weisen ausgeprägte Sekundärmineralisationen auf (Cerussit, Smithonit, Hydrozinkit, Limonit).

Form der Mineralisation: Klüfte, Scherzonen, Karsthohlräume (?).

Nebengestein: Dolomite und Kalke.

Alter des Nebengesteins: Karn.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 5, 27 und 30 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Ennsberg – Weyer, Gaisberg – Molln, Hetzau – Kasberggebiet, Hutkogel – Scharnstein, Kaltau – Steyerling, Steyrsteg (NE Windischgarsten), Stoßbach (Grünau).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: WERNECK, W.L. (1974).

2.4.3.1.2.7. Karst-„Eisenerz“bezirk Nördliche Kalkalpen

Hinweis: Die nachstehend angeführten Vorkommen sind auf Grund ihrer diffusen Verbreitung nicht in der Karte eingetragen!

Charakteristika: Auf den Karsthochflächen und in Höhlensystemen der Nördlichen Kalkalpen Salzburgs, Oberösterreichs, Niederösterreichs und der Steiermark sind an zahlreichen Stellen Karsteisenerze (Pyrit, Markasit, „Bohnerze“) bekannt.

Die Bildung der Eisensulfide fand nach SEEMANN, R. (1979) unter negativen Eh-Bedingungen und unter Mitwirkung anaerober Bakterien in den ältesten – paläogenen – Karstsedimenten statt. Je nach lokalen pH-Bedingungen bildete sich Markasit (schwach sauer bis neutral) oder Pyrit (neutral bis schwach basisch). Der für die Sulfidbildung notwendige Schwefel stammt nach Schwefelisotopen-Untersuchungen größtenteils aus permischen, zum geringen Teil triadischen Sulfaten, die in Beziehung zu den nahegelegenen Evaporitlagerstätten Bad Ischl, Hallstatt, Grundlsee etc. zu setzen sind. Das Eisen stammt einerseits aus dem Muttersediment, das als Rückstandssediment alter Verkarstungsperioden anzusprechen ist, aus Lösungsrückständen anstehender Kalke und aus Verwitterungslösungen der jüngeren miozänen Ausscheidungssedimente. Nach SEEMANN, R. (1979) wird Eisen auch von „primären Erzen“ aus den Kalken, aus alten Reliktsedimenten oder aus kristallinen Augensteinmaterialien angeboten.

Die Mobilisierung des Eisens erfolgte auf Grund der Zusammenwirkung von mechanischen und chemischen Prozessen, da der pH-Wert nur in den seltensten Fällen unter jenen Wert ($pH < 3$) sinkt, der notwendig ist, um Eisen auf normal chemischem Weg zu lösen. Der Transport fand vorwiegend in kolloidaler Lösung statt, wobei Humussubstanzen und pflanzliche Abbauprodukte als Schutzkolloid wirkten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

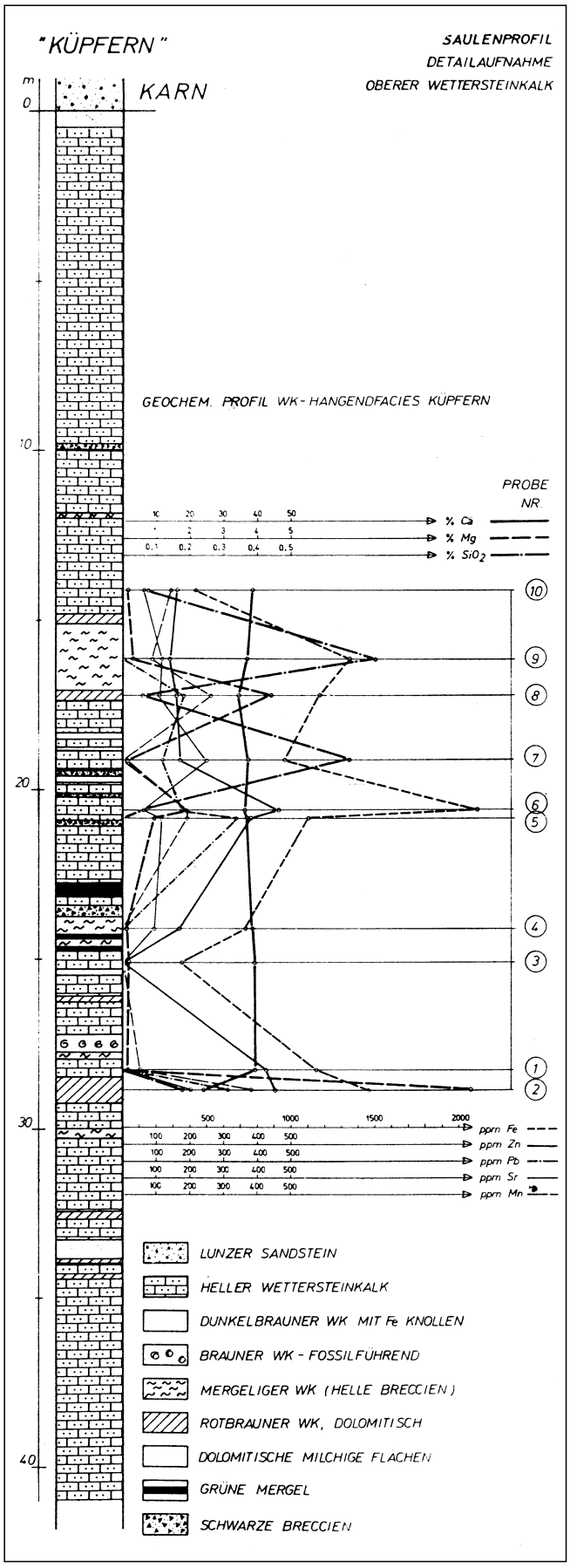


Abb. 311.
Schematisches Profil durch das Blei-Zink-Vorkommen von Küpfern (Oberösterreich).
Aus WERNECK, W. (1974).

Nach SEEMANN, R. (1979) kommen für die Haupt-Pyritbildungsphase die Zeitperioden ab dem Miozän bis zur Hebung und Aufgliederung der Nördlichen Kalkalpen in einzelne Gebirgsstöcke im Pliozän in Frage. Durch die stark oxidierenden und abtragungsaktiven Bedingungen im Pleistozän fand hier eine starke Umwandlung der Sedimente und Erze statt. Aus den Eisensulfiden bildeten sich dabei Limonitpseudomorphosen und Pseudobohnerze, sowie oolithische Bohnerze als Endstadium.

Form der Mineralisation: unregelmäßige Einlagerung in Karstsedimenten und auf Karstlandschaften.

Nebengestein: Dolomite, Kalke, Gosauabfolgen.

Typische Vorkommen: Dachstein (Mammuthöhle, Hochfläche, Eishöhle, Mörckhöhle); Höllengebirge (Hochfläche); Hochschwab (Langsteinhöhle), Dürrnstein (Lechnerweidhöhle) Hagengebirge (Tantalhöhle); Tennengebirge (Hochfläche, Eisriesenwelt); Totes Gebirge (Hochfläche); Schneealpe (Hochfläche).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SEEMANN, R. (1979).

2.4.3.1.3. Sonder- und Leichtmetalle

2.4.3.1.3.1. Uranerzbezirk Basis Nordtiroler Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 90, 91, 120, 122, 123, 143.

Charakteristika: Feinklastische rote Sedimente des „Alpinen Buntsandsteins“ (Hochfilzener Schichten) enthalten im Raum südlich von St. Johann – Fieberbrunn – Hochfilzen und südlich von Wörgl zahlreiche cm- bis m-mächtige Zwischenschichten, die sich als höffig für die Konzentration von Uran erweisen. Auf einen beispielsweise 300 m mächtigen Ausschnitt des Sedimentpaketes entfallen 38 graue Zwischenschichten, viele davon mit radioaktiven Anomalien. Die bis zu 0,3 m mächtigen linsenförmig-schichtigen Anreicherungen mit etwa 2–10 m Durchmesser, dispers oder auch punktförmig, umfassen die Paragenese Pechblende und Pyrit, begleitet von Coffinit, Markasit, Chalkopyrit, Fahlerz, Bornit, Digenit, Covellin, Cuprit und ged. Kupfer. Inkohlter Phytodetritus (Metaanthrazit) als häufiger Begleiter ist oft pseudomorph mineralisiert.
Die Entstehung wird auf Metalltransporte in Verwitterungslösungen und Ausfällung in einem Seichtwassermilieu unter reduzierenden Bedingungen, also synsedimentär im weiteren Sinne, erklärt. Es handelt sich dabei um Anreicherungen vom Sandsteintyp („Coloradoplateau-Typ“).

Form der Mineralisation: Lagerlinsen und punktförmig schichtig.

Nebengestein: Quarz-Glimmersandstein.

Alter des Nebengesteins: Unterperm.

Typische Vorkommen: Eiblgraben (Hochfilzen), Eiserne Hand (Hördlinger Gr.), Gaisberg, Gand, Krotenbach, Rohr, Winkl-Schattseite, Wörglbach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHULZ, O. (1971, 1979); SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970).

2.4.3.1.4. Industrieminerale

An der Basis der Nördlichen Kalkalpen sind zahlreiche Vorkommen von Evaporiten bekannt, von denen jene des Salzkammergutes von größter wirtschaftlicher Bedeutung sind. Auf Grund ihrer unterschiedlichen Paragenese wurden die Vorkommen in einen „Evaporit-(Phosphat-)Bezirk

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

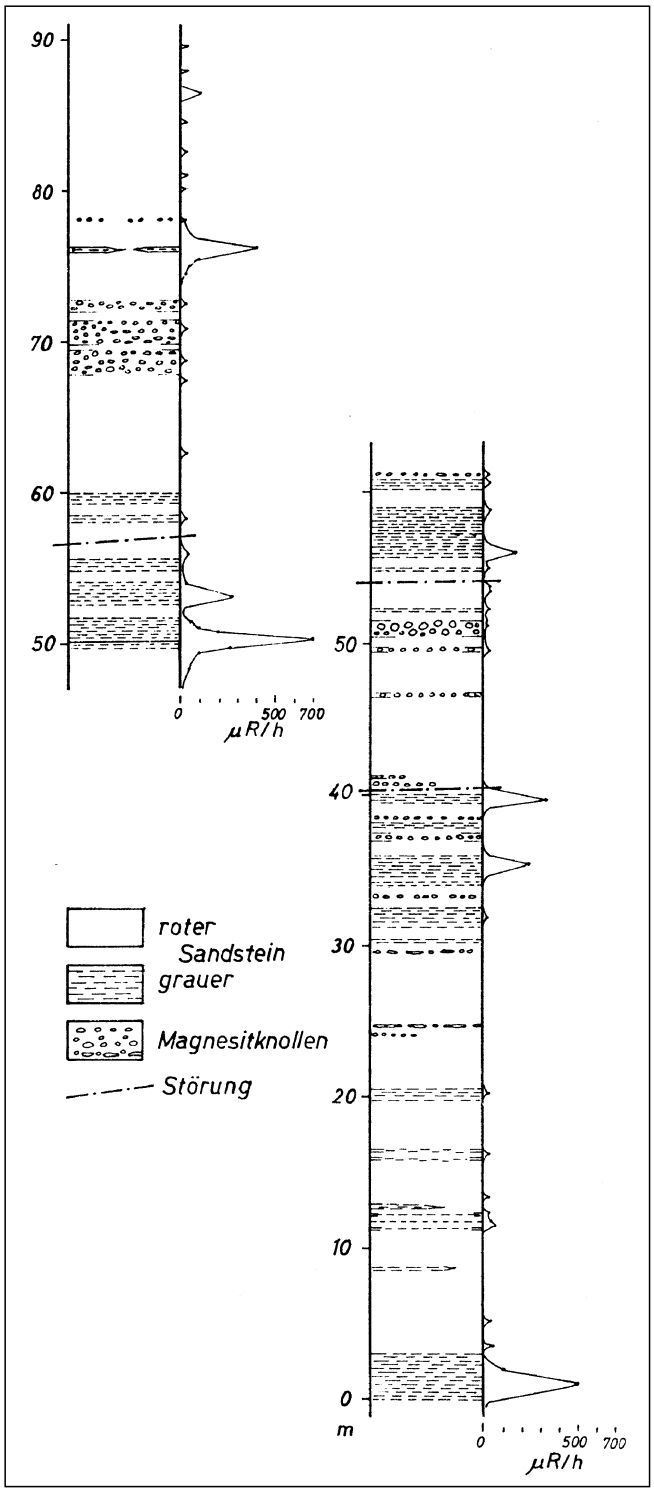


Abb. 312.
Säulenprofile aus dem Buntsandstein mit Angabe des U-Th-Gehaltes einzelner Schichten.
Diesbezügliche Werte angegeben in µR/h.
Aus SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970).

Sulzau – Werfen", einen „Evaporitbezirk Salzkammergut" und einen „Evaporitbezirk östliche Kalkalpen" gegliedert. Die Salzlagerstätte von Hall/Tirol ist von diesen Vorkommen räumlich isoliert und wird als bedeutendes Einzelvorkommen getrennt beschrieben.

Hinzuweisen ist auf mehrere Solequellen, die in der Vergangenheit örtlich sogar Anlaß zu einer Versiedung gaben, wie Hall b. Admont, Oberlaussa (Menggalm) und Weißenbach/Enns.

Gemeinsam mit den Evaporiten können auch Salinarmagnesite auftreten, wie z.B. im Kaswassergraben, bei Digrub und im Sandtal-Graben (Tirol).

Darüberhinaus sind Gips-Vorkommen an karnische Abfolgen des Montafons und des Außerferns gebunden, die jeweils zu eigenständigen Bezirken zusammengefaßt worden sind.

Insbesondere in den Gutensteiner Kalken sind an zahlreichen Stellen kluftförmige Fluoritmineralisationen bekannt, die allerdings an keiner Stelle von wirtschaftlicher Dimension sind.

Salzlagerstätte Hall/Tirol

Die Salzlagerstätte von Hall/Tirol ist das einzige bekannte Salzvorkommen im Bereich der Nordtiroler Kalkalpen im Grenzbereich zwischen dem hangenden Inntaldecken-Hauptkörper und der liegenden Karwendel-Schuppenzone. Sie stellt gleichzeitig das westlichste bekannte Salzvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen dar. Der geringe Salzgehalt (25–35 % NaCl) waren der Grund für die erste Stillegung eines alpinen Salzbergbaus (SPÖTL, C., 1989).

Nach SCHMIDEGG, O. (1951) sind zwei Lagerstättenteile unterscheidbar. Im östlichen Abschnitt liegt unter dem Wildanger das NW–SE-streichende sog. „Vorhaupt", welches somit quer zur Wildangerscholle verläuft. Das Westfeld der Lagerstätte, das sog. „Hinterhaupt", das sich gegen das Stempeljoch erstreckt, liegt mehr auf der Isstalseite, wird aber ebenfalls zu einem großen Teil von der Wildangerscholle überdeckt. SCHMIDEGG, O. (1951) beschrieb die gleiche Streichrichtung des Lagerstättenkörpers und der Wildangerscholle. Das Einfallen des gesamten Lagerstättenkomplexes ist im wesentlichen gegen S gerichtet, geht jedoch insbesondere im E auch in N-Fallen über.

Aufgrund der bergbaulichen Aufschlüsse wurde zwischen einem nördlichen und einem südlichen Anhydritzug unterschieden. Diese setzen sich vorwiegend aus Anhydrit, Grausalzgebirge, z.T. auch aus Blättersalzgebirge zusammen. Die übrigen Zonen („südliche", „nördliche" und „breite Zwischenzone") innerhalb des Salinarkörpers bestehen hauptsächlich aus Haselgebirge mit Salzstrichen, schmalen Anhydriteinlagerungen usw. die sich von den eigentlichen Salzkörpern nur unscharf abheben.

Die Begrenzung der Lagerstätte ist auch heute nur unzureichend bekannt. Lediglich gegen S ist eine deutliche tektonische Begrenzung durch die sogenannte Halltaler Störung innerhalb der Inntaldecke gegeben.

Durch den vom Inntal angeschlagenen Thaurer Stollen hätte die Salzlagerstätte großzügig unterfahren werden sollen. Durch diesen Grubenbau wäre es auch möglich gewesen, die weiter nördlich gelegenen Blei-Zinkerzlagerstätten zu unterfahren und großzügig aufzuschließen. Auf Grund technischer Probleme (Wasser) blieb dieses ehrgeizige Projekt aber bereits im Anfangsstadium stecken.

Im Anhydritdolomit der Haller Salzlagerstätte wurden „Breunerit" und Pinolitmagnesit beschrieben (Tab. 15 im Abschnitt V.). Auch das Auftreten von Sulfiden (Galenit) ist bekannt.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 23 und 29 im Abschnitt V.

2.4.3.1.4.1. Evaporit-(Phosphat-)Bezirk Sulzau – Werfen

Konturiert; ÖK: 125.

Charakteristika: Der Evaporit-(Phosphat-)Bezirk Sulzau – Werfen stellt einen aufgrund der Mineralpara-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

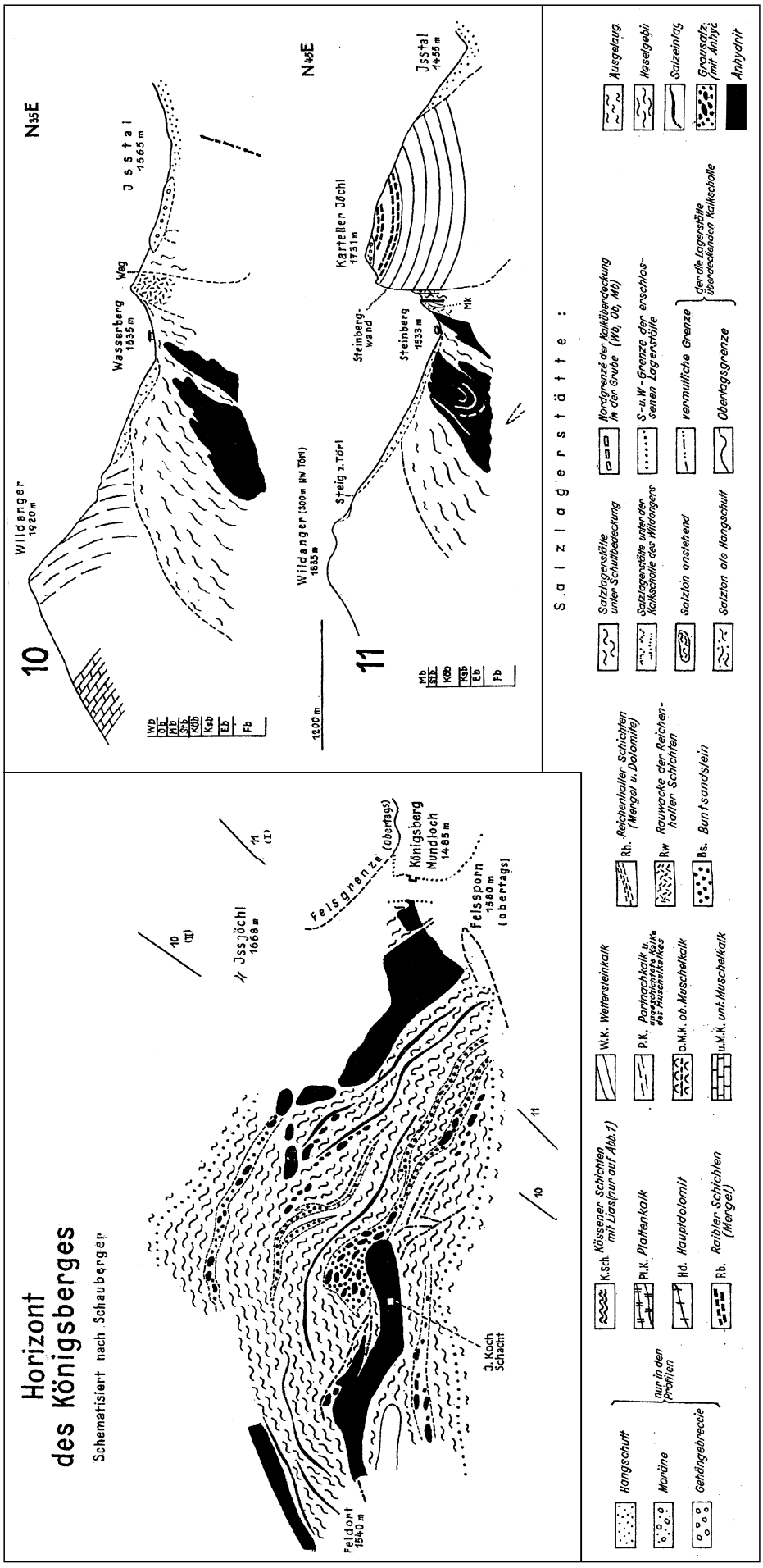


Abb. 313.
Salzlagerstätte Hall/Tirol: Geologische Karte und Profile.
Nach SCHMIDEGG, O. (1949).

genese und der Lage abgrenzbaren Bereich dar. Alle Vorkommen gehören der Kalkalpenbasis an und sind altersmäßig ins Oberperm einzustufen. Sämtliche Vorkommen sind durch eine flache Überschiebungstektonik überprägt. Eine anchizonale Metamorphose ist wirksam gewesen.

Die Mineralparagenese der Vorkommen dieses Bezirkes unterscheidet sich grundsätzlich von jenen des Salzkammergutes. Neben Gips treten als charakteristische Gemengteile „Breunnerit“ (Magnesit zw. 10 und 30 Mol.-% Siderit), Baryt, Quarz, Chlorit, Hämatit und selten Chalkopyrit auf, zusätzlich in Klüften und Gängen Lazulith und Wagnerit in teils großen Kristallen.

Eine hydrothermale Bildung ist anzunehmen.

Form der Mineralisation: Evaporite: Lager, tektonisch zerlegte Lagerlinsen; Phosphate: Klüfte bzw. Quarz-Karbonatgänge.

Nebengestein: Tonschiefer, Quarzit (Werfener Schichten).

Alter des Nebengesteins: Oberperm, Skyth.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabelle 26 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Färbergraben, Höllgraben, Raidlgraben – Hüttau, Imlaugraben.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ERTL, R.F. & ERTL, S. (1974); FUGGER, E. (1878); HEGEMANN, F. & STEINMETZ, H. (1927); HEISSEL, W. (1955); KIRCHNER, C. (1983, 1988); MEIXNER, H. (1937, 1939); NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1983), PAK, E. (1981); SCHAUBERGER, O. (1986).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3.1.4.2. Evaporitbezirk Salzkammergut i.w.S.

Nicht konturiert; ÖK: 93–96, 125, 126.

Charakteristika: Der „Evaporitbezirk Salzkammergut i.w.S." erstreckt sich vom Gutratberg nordwestlich von Hallein im W bis Lessern/Pürgg im E. Die Vorkommen um Werfen bilden einen eigenen Bezirk (siehe oben).

Die Vorkommen des „Evaporitbezirks Salzkammergut i.w.S." liegen durchwegs im Haselgebirgsverband an der Basis kalkalpiner Teildecken. Als Haselgebirge wird eine (tektonische) Mischung von Ton, Salz und Gips bezeichnet, die eine gewaltige Mylonitmasse darstellt. Diese Haselgebirgsmassen begünstigten dabei entscheidend den Deckentransport, indem sie auf Grund der geringeren Dichte und der mineralogischen Beschaffenheit reibungsmindernd wirkten.

Gips-Anhydritvorkommen sind in den meisten Fällen durch einen Anhydritkern, der von einem Gipsmantel umgeben wird, gekennzeichnet. Die Umwandlung des Anhydrites zu Gips erfolgte verwitterungsbedingt in Abhängigkeit zur Geländeoberfläche und übergreift das ältere Gefüge. Die Gips-Anhydritlagerstätten sind nahezu ausschließlich an tektonische Grenzen gebunden.

An mehreren Stellen wurden in den Ostalpen auch höhere Evaporationsstadien erreicht, was sich in der Bildung von Steinsalzlagerstätten äußert. In diesen lassen sich nach SCHAUBERGER, O. (1986) 4 Salzgebirgstypen untergliedern, die jedoch nicht zwingend als eine stratigraphische Abfolge angesehen werden dürfen.

1) Grausalzgebirge: Hoher hellgrauer Steinsalzanteil, grauer oder roter Salzton, anhydritische Komponenten.
2) Rotsalzgebirge: Hoher roter Steinsalzanteil, grauer, schwarzer oder roter Salzton, polyhalitisierter Anhydrit, Imprägnierung mit sulfatischen Nebensalzen.
3) Grüntongebirge: Rötliche Steinsalzgrundmasse mit hohem Anteil an grünem Salzton, geringer Gehalt an sulfatischen Nebensalzen, und
4) Buntes Salztongebirge: Weiße Steinsalzgrundmasse, grauer, grüner und roter Salzton, Anhydrit, Sandstein. Charakteristisch sind Einschaltungen von Melaphyr und Tuffiten, die als Leithorizonte angesehen werden dürfen:

Sämtliche kalkalpinen Salzlagerstätten liegen im Bereich von Überschiebungsbahnen bzw. Deckenstirnen, was in erster Linie auf die bereits erwähnten duktilen und reibungsmindernden Eigenschaften des Haselgebirges zurückgeführt werden darf. Bereits MEDWENITSCH, W. unterschied insbesondere bei den Salzlagerstätten Deckenstirntypen von Überschiebungstypen. Zum Deckenstirntyp zählen die Lagerstätten von Alt-Aussee und Bad Ischl. Die Salinarabfolgen liegen dabei jeweils über tirolischem Untergrund an der Deckenstirn der Unteren Hallstätter Decke.

Die flach gelagerte Salzlagerstätte von Hallein sowie der Salinarkomplex von Hallstatt sind demgegenüber typische Vertreter des Überschiebungstyps. Die Salinarformation liegt über muldenförmig gelagertem Tirolikum und den tektonisch höher situierten Abfolgen der Kalkalpen.

Aufgrund der stratigraphischen Position, vor allem aber von S-Isotopen gilt eine Einstufung des gips-, anhydrit- und salzführenden Haselgebirges in das Oberperm als gesichert.

Die meisten Evaporitvorkommen zeigen darüberhinaus eine für diese Lagerstätten typische diapirähnliche Gestalt.

Form der Mineralisation: Lager, Stöcke, „Diapire".

Nebengestein: Tone (Haselgebirge).

Alter des Nebengesteins: Oberes Perm.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 5, 12 und 26 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Die Gips-Anhydritlagerstätten sind durch ihren Mineralreichtum im Vergleich zu den norddeutschen Lagerstätten sehr untypisch. Ein Großteil

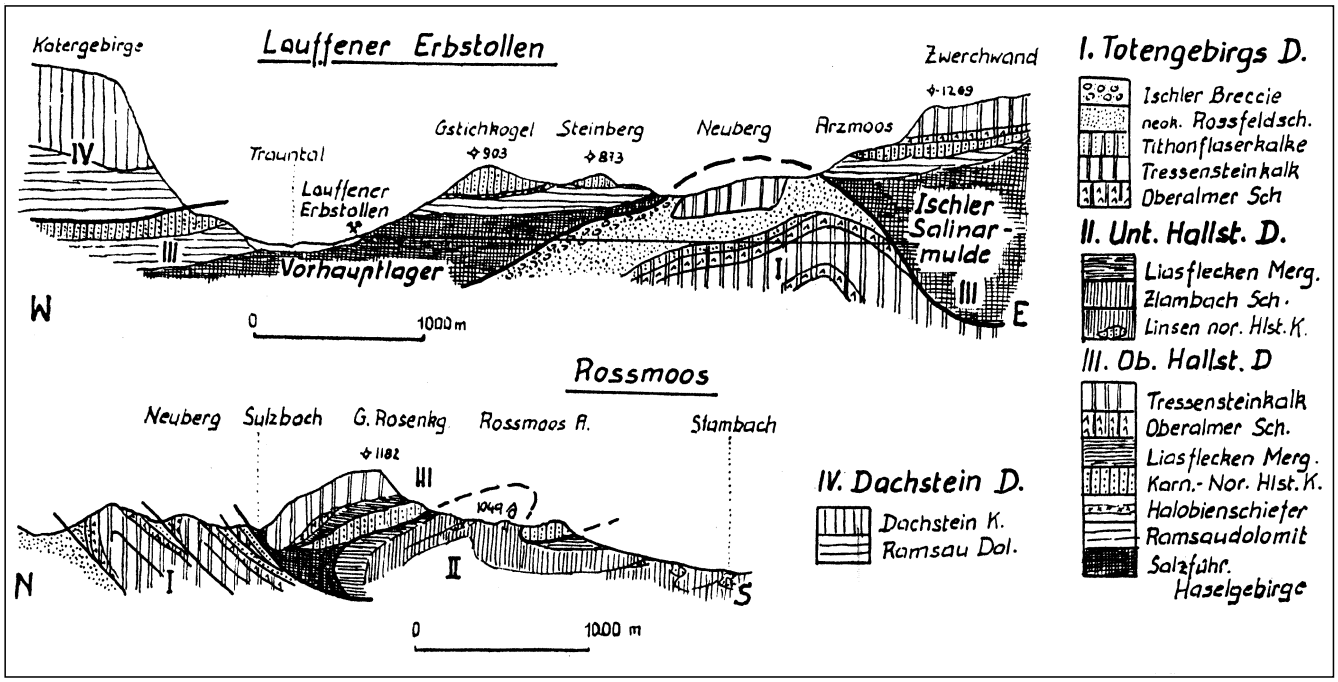


Abb. 314.
Salzlagerstätte Bad Ischl: Profile durch den Lauffener Erbstollen.
Nach MEDWENITSCH, W. (1958).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

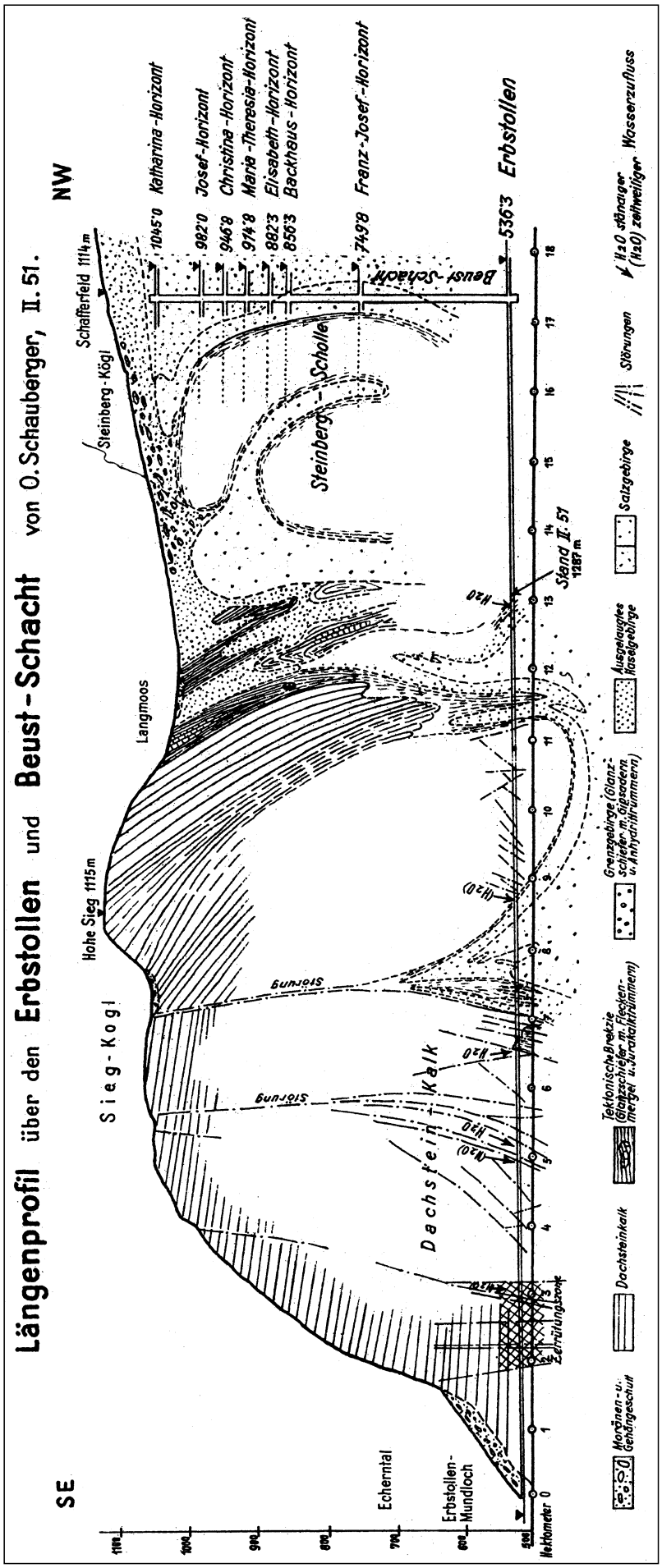


Abb. 315.
Längsprofil über den Erbstollen des Salzbergbaus Hallstatt.
Nach SCHAUBERGER, O. (1951).

der Mineralisation ist an Metavulkanite gebunden, wie z.B. Hämatit, auch Pyrit sowie eine Reihe von Kupfererzen. Lokal finden sich seltene Blei-Arsen-Sulfosalze (Baumhauerit und Jordanit), Galenit, Sphalerit, Tennantit und Kesterit im Gips-Anhydrit von Moosegg bzw. Webing.

Wesentlich ist, daß der im Anhydrit und Gips von Wienern und Moosegg gefundene Fluorit sich sowohl geochemisch als auch hinsichtlich der Flüssigkeitseinschlüsse von den Anis-Fluoriten unterscheidet.

Typische Vorkommen: Abtenau, Altaussee (Scheiben – Moosberg – Altaussee), Annaberg – Mandlhof, Annaberg – Windhof, Bad Ischl (Ischler Salzberg), Dürrnberg bei Hallein, Dürrnberg – Kranzbichl, Großgmain (Schreyerbruch, Leopoldsthal), Grubach bei Golling (Moosegg), Gutratberg, Haid (S Werfen), Hallberg – Webing (Rigaus) – Abtenau, Hallstatt (Hallstätter Salzberg), Hohe Götschen, Karlbach – Dachstein, Sagsteg – Abtenau, Schoberlbach W Lungötz, St. Leonhard, Sulzbach, Sulzenhals, Unterscheffau (Neureiterbruch, Russeggerbruch).

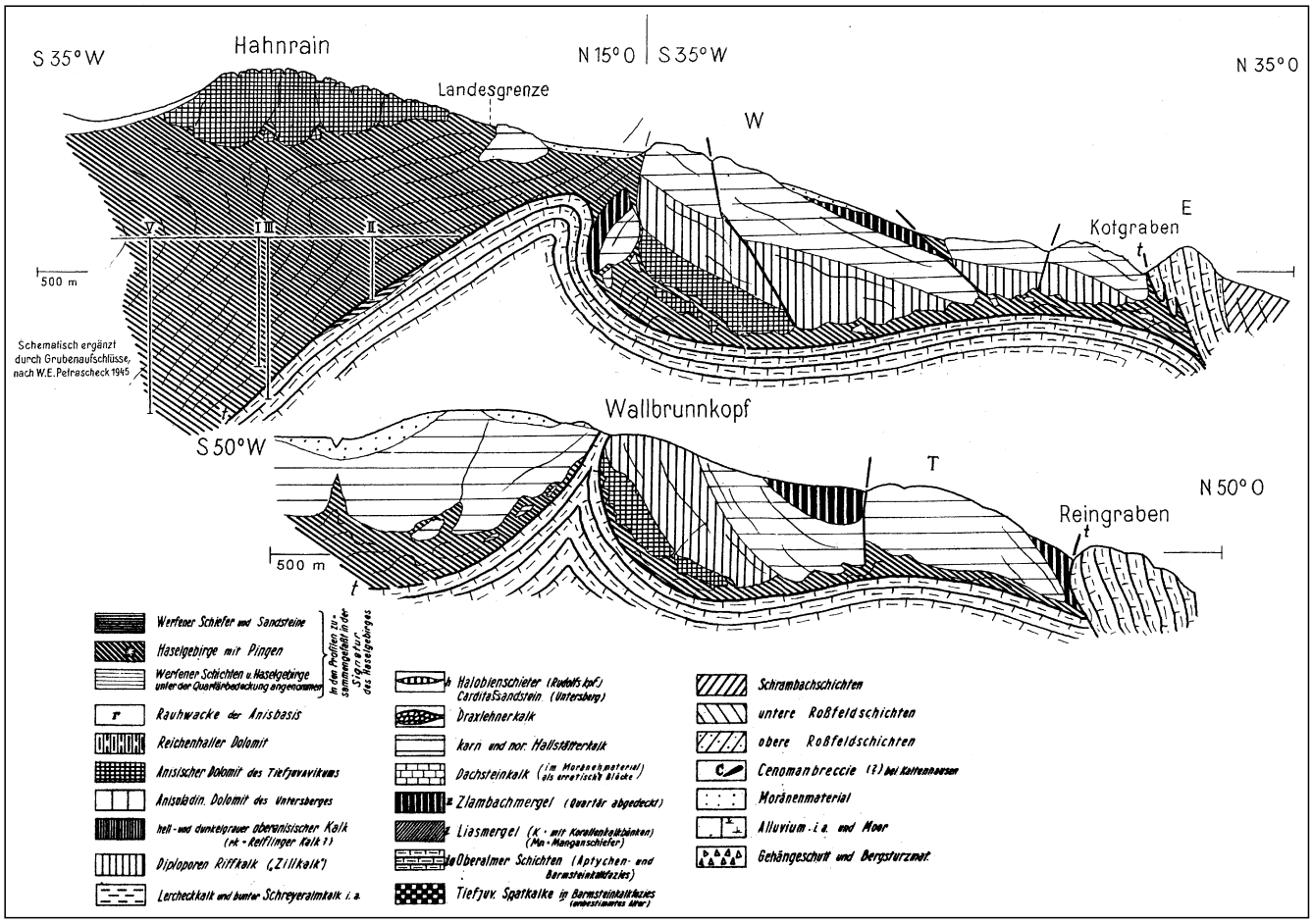
Ausgewählte und weiterführende Literatur: MEDWENITSCH, W. (1956, 1958, 1962, 1963a, 1963b, 1963c, 1969); SCHAUBERGER, O. (1949, 1955, 1979, 1986); SCHAUBERGER, O. & MEDWENITSCH, W. (1951); SCHINDL-NEUMAYER, M. (1984).

2.4.3.1.4.3. Evaporitbezirk östliche Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 56–58, 71–75, 96–103.

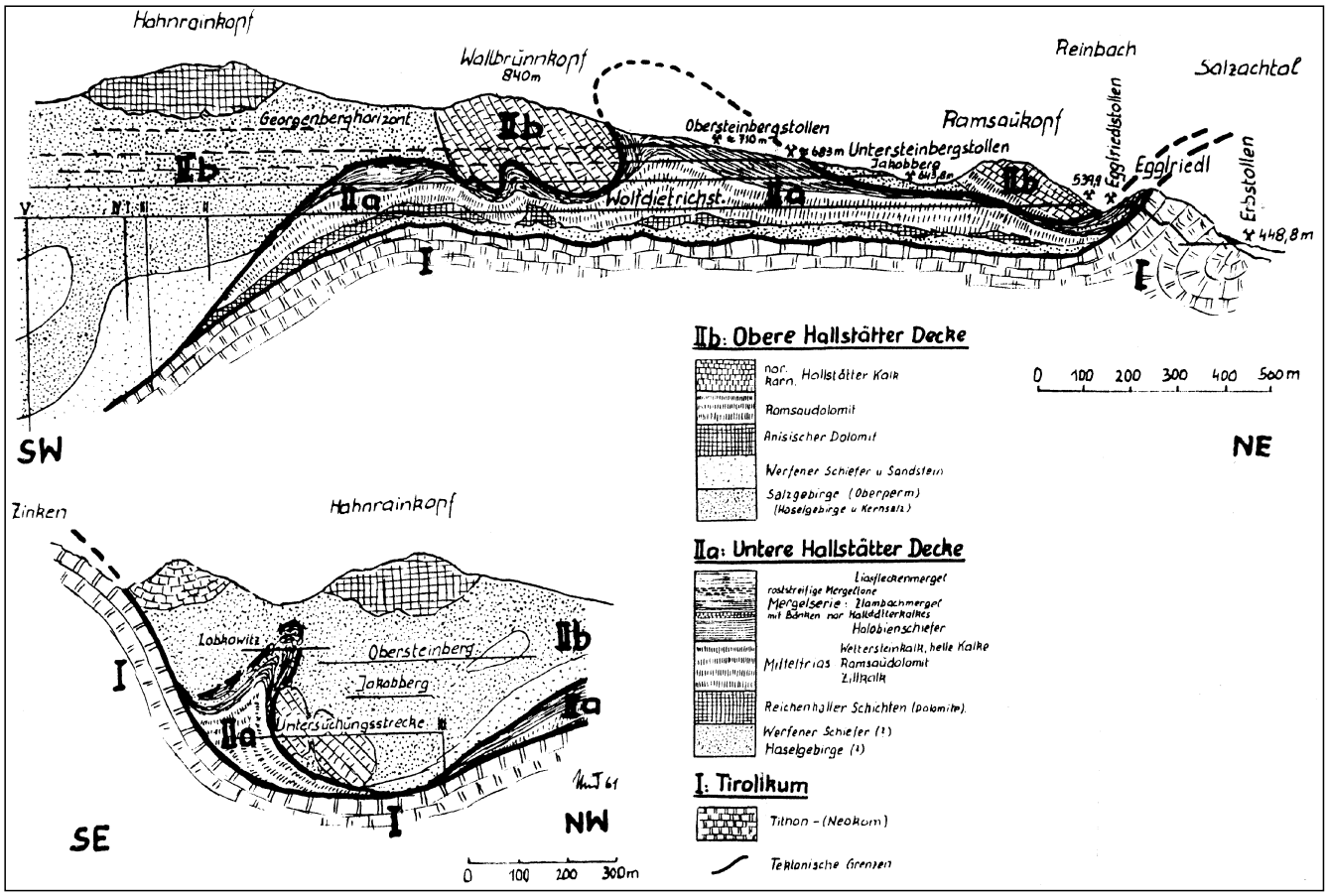
Charakteristika: Der fluoritführende „Evaporitbezirk östliche Kalkalpen“ erstreckt sich vom Raum Hinterstoder, O.Ö. bis vor die Tore Wiens. Darin sind einige bedeutende Gipslagerstätten (z.B. Puchberg a. Schneeberg, Preinsfeld – Heiligenkreuz) enthalten. In den meisten Fällen liegen oberpermische Evaporite vor, nur einzelne konnten aufgrund von S-Isotopen als anisisch (Mitteltrias) eingestuft werden. In der unmittelbaren Nähe vieler Evaporite kommt in tektonisch beanspruchten Zonen Fluorit vor, und zwar in Klüften der Gutensteiner Schichten. Neben Fluorit treten in geringen Mengen auch Galenit und Sphalerit auf. Das Vorkommen von Fluorit ist an die Nähe von Gips (oberpermisch oder anisisch) ge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



▲ Abb. 316

Abb. 317 ▼



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

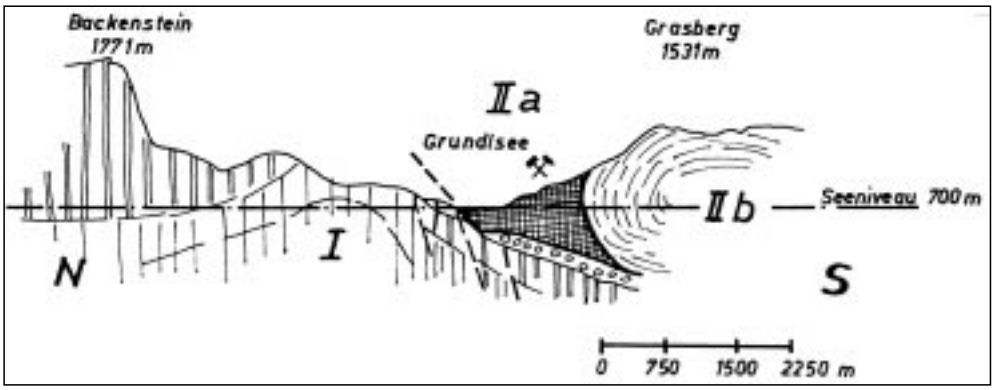


Abb. 318. ►▷►
Geologisches Profil durch die Gipslagerstätte Wienern/Grundlsee.

gebunden. Aufgrund der SEE-Verteilung in den Fluoriten ist eine Mobilisation aus feinkörnigen, sedimentären Fluoriten während und nach der anchizonalen Überprägung sehr wahrscheinlich (intraformationale Lagerstättenbildung).

Die mineralogische Zusammensetzung der Gipslagerstätten ist relativ einfach. Die Gipslinsen und -stöcke enthalten meist einen Anhydritkern, der während der anchizonalen Überprägung gebildet wurde. Häufig ist im Gips auch Magnesit in Form kleiner Kriställchen enthalten (NIEDERMAYR, G. et al., 1983; BERAN, A., 1986). Als lösliche Komponente findet sich stellenweise das wasserhaltige Na-Sulfat Mirabilit.

Durch tektonische Vorgänge sind die meisten Lagerstätten und Vorkommen in (Groß)Schollen zerlegt, dies zeigt sich auch in kleinräumigen Dimensionen. In einigen Gipslagerstätten kommen stellenweise basische Eruptivgesteine („Melaphyre“) vor.

Abb. 316. ◄◁◄
Geologisches Profil durch die Salzlagerstätte Hallein – Dürrnberg.
Interpretation nach PLÖCHINGER, B. (1955).

Ein Vorkommen (Kaswassergraben SSW Großreifling) ist durch massives Auftreten von Salinarmagnesit im Dolomit gekennzeichnet.

Form der Mineralisation: Evaporite: Lager, bzw. tektonisch bedingte Lagerlinsen, Diapire; Fluorite: Klüfte.

Nebengestein: Dolomite, Rauhwacken, Werfener Schiefer.

Alter des Nebengesteins: Oberperm, teilw. Mitteltrias (Anis).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 12, 26 und 29 im Abschnitt V.

Besonderheiten: Untersuchungen an primären hochsalinaren Flüssigkeitseinschlüssen in Fluorit ergaben Homogenisierungstemperaturen zwischen 270 und 360°C.

Typische Vorkommen: Altenmarkt/Triesting I, Altenmarkt/Triesting II, Altenmarkt W,S,E, Annaberg (An der Grub I, II, III), Bad-Mitterndorf, Bärnbachgraben, Bosruck-Tunnel, Dickenau, Dürradmer, Edlbach bei Windischgarsten, Eschau SW Palfau, Frein W, Fuchsalm (Bosruck), Füllenberg, Geieregg, Gollrad, Groissbach, Griessleiten – Prein, Grundlsee (Wienern), Gschaidboden, Gütl am Pichl (Mitterweng), Göstling, Hainfeld – Ramsau, Hallhof, Halltal, Hals W Palfau, Himmelsteingraben, Hintersteiner Alm, Hutterer Höß, Kaswassergraben, Klachler Alm (Rotmauer), Lahnsattel W, Lainbach, Lehenrotte (Dixenberg), Lessern (Pürgg), Moosbachgraben WSW Gußwerk, Mödling (Seegrotte), Niederalpl, Opponitz – Furtenreith, Palfau, Pfarreralm NW Tragöß, Pfennigbach – Puchberg, Preinsfeld, Pötschenstein, Reiteralm, Reith, Rotmoos-NW – Weichselboden, Rußbach, Salzerbad, Schildmauer (Kematengraben); Schnecken, Seewiesen N, Seewiesen SW, St. Gallen (SSE); Stainach (Diemlerner Wald); Tragöß – Oberort (Haringbauer); Trübenbach – Bärenlacke, Trübenbach – Zwölfermauer, Wandlkogel, Weberalm, Jodelbaueralm, Weisseneckgraben, Wienerbruck, Windischgarsten (Bohrung); Wolfbauer ESE Johnsbach, Wörschach, Zauchen.

Abb. 317. ◄◁◄
Geologisches Profil durch die Salzlagerstätte Hallein – Dürrnberg.
Interpretation nach MEDWENITSCH, W. (1963).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BERAN, A. (1986); GÖTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983); GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H. (1984); GÖTZINGER, M.A. (1985); GÖTZINGER, M.A. & PAPESCH, W. (1989); GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W. (1992); NIEDERMAYR, G.,BERAN, A. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1983); WALLENTA, O. & GÖTZINGER, M.A. (1985).

2.4.3.1.4.4. Evaporitbezirk Montafon

Nicht konturiert; ÖK: 141, 142.

Charakteristika: Die Gips-Anhydritvorkommen des Montafons (Vorarlberg) treten innerhalb des Hangendbereichs der Raibler Schichten auf. Sie können zeitlich in das höhere Karn (Tuval) eingestuft werden. Nach einer terrigenen Sedimentation (tonige Siltsteine, Sandsteine) kam es zu einer Meeresspiegelabsenkung, in deren Gefolge eine regressive Karbonat-Evaporitfolge aufgebaut wurde. Die hohe Mobilität der Gipse innerhalb dolomitischer Gesteine brachte es mit sich, daß oft mehrere Meter mächtige Dolomit- und Rauhwackenlagen zerbrachen und schließlich als kompetente Boudins im Gips schwimmen. Das ursprüngliche Gipslagengefüge

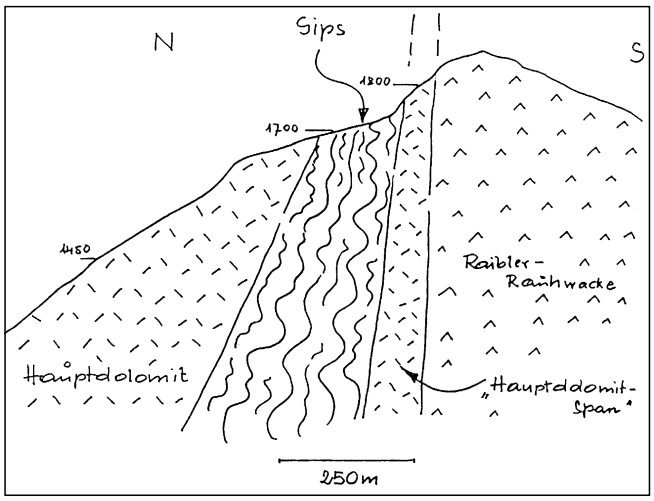


Abb. 319.
Profil durch das Gipsvorkommen Wetterboden (Montafon).
Nach MOSTLER, H. et al. (1984).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ist durch den Diapirismus weitgehend zerstört. Liegend- und Hangendgrenze der Evaporitkörper sind zumeist tektonisch.

Die Evaporitlagerstätten des Rhätikon verteilen sich nach ANGERER, H. et al. (1980) auf folgende tektonische Einheiten:

1) Drei-Schwestern-Schuppe (Ziegerloch/Gampbach);
2) Arosa-Schuppenzone zwischen Heuspiel- und Fundelkopf-Alpila-Schuppe;
3) Heuspiel-Schuppe (Vorkommen Fürkle – Schluchter in Liechtenstein);
4) Fundelkopf-Alpila-Schuppe (Vorkommen Gamperdona);
5) Arosa-Schuppenzone zwischen Fundelkopf-Alpila und Zimba-Schesaplana-Schuppe (Vorkommen Klampera-Alpe);
6) Zimba-Schesaplana-Schuppe (Vorkommen Schliefwaldtobel u.a.).

Die Evaporitfolge ist im Streichen über 10 km zu verfolgen. Die Mächtigkeit der gips-anhydritführenden Abfolgen kann bis zu 400 m erreichen. Von den zahlreichen Vorkommen wurde lediglich jenes von St. Anton/Montafon bis in die jüngste Vergangenheit wirtschaftlich genutzt.

Form der Mineralisation: Lager bzw. tektonisch begrenzte Lagerlinsen.

Nebengestein: Dolomite, Rauhwacken, Kalke, Siltsteine, Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Karn (Tuval).

Besonderheiten: zahlreiche tektonisch begrenzte Gips-Anhydritkörper in einer komplizierten Schuppenzone; hohe Strontiumgehalte der Evaporite, vermutlich auch das Vorhandensein von Coelestinablagerungen, machen sich im Entwässerungssystem des Gebietes bis in das Wasser des Bodensees und seinen Sedimenten mit Ca/Sr-Verhältnissen um 160 bemerkbar. Bach- und Quellwässer führen ein mit den Sulfatgehalten korrelierbares Sr (bis zu 12 mg/l).

Typische Vorkommen: Dalaas, Gamperdona, Gipsköpfle, Gipsköpfle-E, Klampera-Alpe, Lüner Krinne, Matler Alm, Montafoner Jöchle, Müß, Sacktobel, Schliefwaldtobel, St. Anton (Montafon); Vilifau-Alpe, Wetterböden.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: ANGERER, A. et al. (1980); MÜLLER, G. (1969).

2.4.3.1.4.5. Evaporitbezirk Außerfern (Reutte)

Nicht konturiert; ÖK: 115, 143.

Charakteristika: In den Karnabfolgen des Außerferns liegen eine Reihe von linsenförmigen Gipsvorkommen, die sich an der Geländeoberfläche durch eine ausgeprägte Gipspingenlandschaft bemerkbar machen. In stratigraphischer Sicht entsprechen die Außerferner Gipse jenen des Montafons.

Die Evaporite liegen in einer Abfolge von Dolomit und Rauhwacke.

Form der Mineralisation: Lager, Stöcke.

Nebengestein: Dolomit, Gips.

Alter des Nebengesteins: Karn (Tuval).

Typische Vorkommen: Oberlech – Gipslöcher, Reutte – Kreckelmoos, Weißenbach – Untergaicht.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: SCHMIDEGG, O. (1955).

2.4.3.1.5. Energierohstoffe

2.4.3.1.5.1. Steinkohlenbezirk Raibler Schichten

Nicht konturiert; ÖK: 85, 115, 117, 145.

Charakteristika: In den Nordtiroler Kalkalpen sind mit den Lunzer Kohlen vergleichbare Kohlenvorkommen im tieferen Karn bekannt, die in der Literatur jedoch als „Raibler Kohlen“ bezeichnet werden.

Die Kohlenvorkommen um Reutte werden nach JERZ, H. (1966) (in SCHULZ, O. et al., 1991) einer Nordfazies, das Vorkommen um Nassereith einer Südfazies zugeordnet. Die Kohlenvorkommen werden stratigraphisch in die mächtige untere Schieferton-Serie eingestuft. Nach JERZ sind relative Kohlenanreicherungen mit teilweiser Flözentwicklung häufig in nördlichen und südlichen Randgebieten des Ablagerungsraumes zu finden. Auf Grund der geringen Mächtigkeit der Flözchen und des Auftretens von Pflanzenhäcksel wird keine Moorbildung, vielmehr eine Anreicherung durch Umlagerung detritärer organischer Substanz angenommen.

Während die Kohlenvorkommen im Umfeld von Reutte in der Lechtaldecke gelegen sind, befindet sich lediglich das Vorkommen von Nassereith in der Inntaldecke nahe der Deckengrenze. Bemerkenswert ist dabei auch der geringere Inkohlungsgrad der Nassereither Kohle.

Form der Mineralisation: Flöze, die in Bereichen großer tektonischer Beanspruchung zu Linsen und/oder unregelmäßig geformten Gebilden deformiert wurden.

Nebengestein: Schieferton, tonige Sandsteine, teilweise mit Sphärosiderit.

Alter des Nebengesteins: Karn.

Vitrinitreflexion: Rr = 0,46–2,5 %. Siehe auch Tab. 32 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Brennbichel/Imst, Gafleintal, Karres, Kuhbachgraben – Frauensee, Nassereith – Gafleintal, Telfs – Kochental, Zwieselbachgraben, Zwieselbachgraben – Reutte.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: JERZ, H. (1966); SCHULZ, O. & FUCHS, H. (1991).

2.4.3.1.5.2. Steinkohlen-(Glanzbraunkohlen-)Bezirk Lunzer Schichten

Nicht konturiert; ÖK: 55–58, 68–75, 100.

Charakteristika: Kohleführende Lunzer Schichten erstrecken sich in den Kalkalpen zwischen dem Alpenostrand und Molln in Oberösterreich. Das Hauptverbreitungsgebiet befindet sich östlich der Enns in den niederösterreichischen Kalkvoralpen (Lunzer Decke, Sulzbach-Decke, Reiflinger Decke, Reisalpen- und Peilstein Decke).

Die bis zu 500 m mächtigen Lunzer Schichten des tieferen Karn lagern ladinischem Reiflinger Kalk auf und werden von karnischen Opponitzer Schichten bedeckt. Sie führen bis zu 20 Kohlebänder, von denen maximal 2 oder 3 Flöze mächtiger entwickelt waren. Der Abstand des obersten Flözes von den hangenden Opponitzer Schichten beträgt in der Regel 15–40 m.

Die ursprüngliche Mächtigkeit der best entwickelten Flöze, für die ein subaquatisches (brackisches?) Ablagerungsmilieu angenommen wird, schwankt zwischen 0,3 und 0,5 Meter. Mächtigkeiten bis zu 7 m sind tektonisch bedingt. Die Flöze spalten lateral häufig auf. Verknetungen der Kohle mit dem Nebengestein erhöhen den Aschegehalt. Neben Ton ist Siderit ein typischer Aschebildner. Die Kohle ist vitrinitreich, der durchschnittliche

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

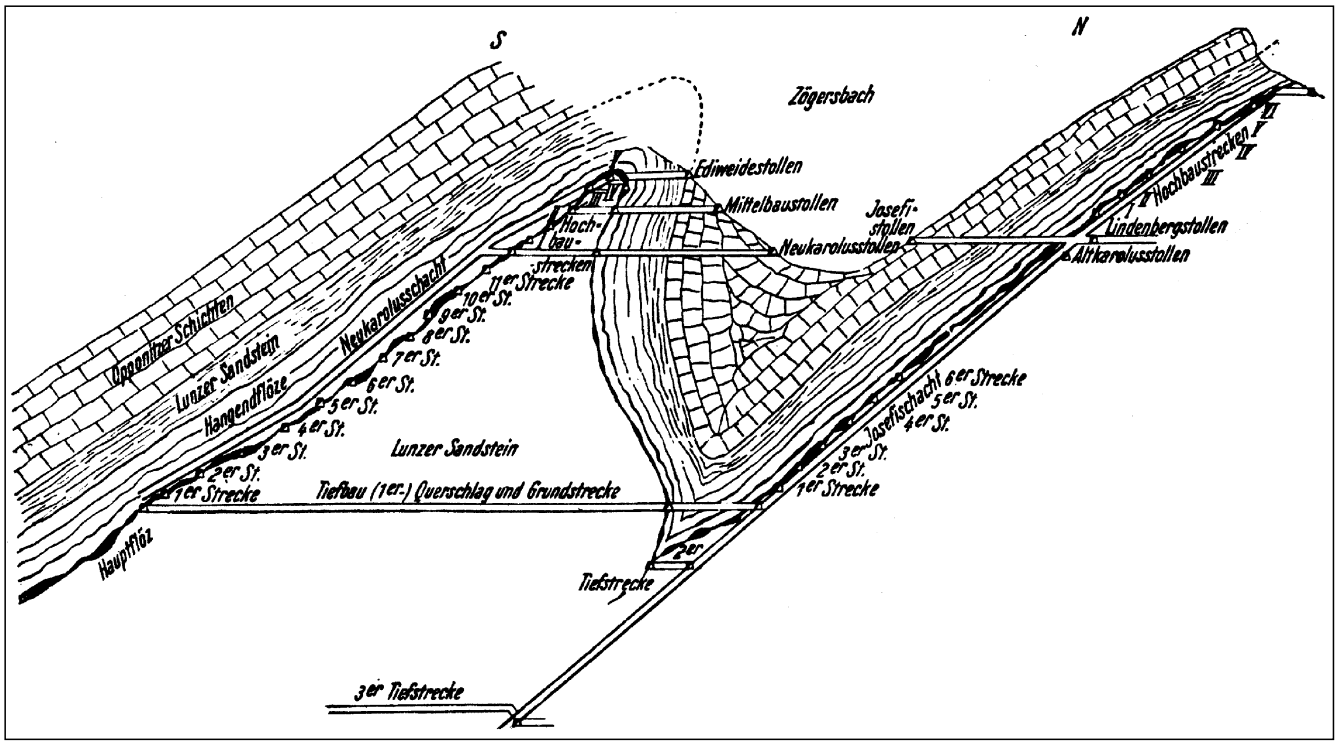


Abb. 320.
Sammelprofil durch das Kohlenfeld des unteren Zögersbachgrabens.
Nach DIAMANTIDI & NEUBAUER, aus: NEUBAUER, W. (1949).

Liptinitgehalt (u.a. Cutinit) beträgt ca 5 %; Inertinite fehlen meist.

Der Inkohlungsgrad der Lunzer Kohlen nimmt in den Kalkvoralpen östlich der Enns von Osten (Gas-Fettkohle) nach Westen (Glanzbraunkohle) ab. Der Inkohlungsgrad ändert sich an den Deckengrenzen sprunghaft. Die Inkohlung wird deshalb und wegen der Deformationsbilder der Kohle als prätektonisch gedeutet.

Form der Mineralisation: Flöze, die in Bereichen großer tektonischer Beanspruchung zu Linsen und/oder unregelmäßig geformten Gebilden deformiert wurden. Entsprechend der generellen Situation in den östlichen Kalkalpen streichen die Flöze E–W bis NE–SW.

Nebengestein: Schieferton, tonige Sandsteine, teilweise mit Sphärosiderit.

Alter des Nebengesteins: tieferes Karn.
Vitrinitreflexion: Lunzer Kohlen: Rr = 0,43–1,2 %. Siehe auch Tab. 32 im Abschnitt V.

Besonderheiten: reiche Lunzer Flora im Hangenden der Flöze. Die Lunzer Kohlen lassen einen Illit-betonten Eintrag erkennen, an Spurenelementen sind Pb, Zn und Tl hervorzuheben (siehe Kapitel V/2.17.; Tab. 18a, Abb. 356).

Typische Vorkommen: Allersberg, Am Zobel, Bichlweber, Gaflenz, Gaming, Großegg, Großkoth – Kleinkoth – Wentstein, Großreifling, Guttenhofgegend, Gösing, Hallbachtal, Holzapfel (Lunz), Kaltenleutgeben, Kaumberg – Steinbachtal, Kleinzell, Kogelsbach (Elisenbau), Kogelsbach (Kamillastollen), Kohlgrub (Eiswiesen), Korngrub, Krumpmühl, Kögerl – St. Anton a.d.J., Lindau, Lindenberg, Loich (Carolusstollen), Loichgraben (Elisabethstollen), Lunzer See, Mittereck – Roßtalmühle, Molln, Moosau – Pramreith b. St. Georgen, Oberklaus, Opponitz – Dippelreith, Opponitz – Ofenberg, Pfennigbachtal, Polzberg, Pramelreith (Lunz), Prinzbachgraben – Riegelmühle, Pöllenreith (Lunz); Ramsau – Sulzbeck, Rehgraben, Reichraming, Saggraben (Palfau); Sattelbach – Schobergraben, Schindleck, Schmelz (Annaberg); Schneibb, Schrambach – Lilienfeld I, Schrambach – Lilienfeld III, Schrambach – Zögersbachtal, Seekopf, Steinbachmauer/Göstling, Thomasberg – Gugerlueg, Tiefengraben, Türnitz, Unterbuchberg, Weißenbach – Fahrafeld, Wenigsthof, Weyer, Wiesenbachtal, Wobachtal (Benz'scher Bau); Zittertal (Löbelgraben); Zürner.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: LIPOLD, M.V. (1865); PETRASCHECK, W. (1926/27); RANTITSCH,G. et al. (1995); SACHSENHOFER, R.F. (1987).

2.4.3.1.5.3. Ölschieferbezirk Seefeld

Nicht konturiert; ÖK: 85, 90, 115, 117–119.

Charakteristika: Die Seefelder Schichten stellen im Bereich der Typlokalität Seefeld den jüngsten Schichtanteil des Hauptdolomits (Nor, Mittel-Alaun) dar. Die Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomits wird hier mit ca 2070–2760 m angegeben. Innerhalb der Seefelder Schichten mit 440–560 m Mächtigkeit sind die eigentlichen bitumenreichen, bergwirtschaftlich interessanten Schichten mit einer Mächtigkeit bis zu 140 m entwickelt. Die beiden Hauptreviere „Hochanger" und „Ankerschlag", unmittelbar südöstlich bzw. 4–5 km nordöstlich von Seefeld gelegen, beruhen auf den Ausbissen der bituminösen Serie von zwei Großantiklinalen von 5- bzw. 2-km-Ausmaßen. Es handelt sich dabei um das Gebiet zwischen Schlagkopf (1518 m) im N, über Seefelder Spitze – Reither Spitze bis Nördlinger Hütte (2239 m) im S, in welchem die Seefelder Schichten mehrfach ausbeißen.

Das in einigen Schichtbänken besonders angereicherte Bitumen ist in den dunkelgraubraunen bis schwarzen, dünnschichtigen bis schiefrigen, bituminösen Mergeln

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einer autochthonen Beckenfazies enthalten. Es handelt sich um kerogen- und bitumenreiche Feinstlaminite, die teilweise mit Karbonatdetritus wechsellagern. Die lagerstättenkundlich interessanten Schichtbänke liegen im Verbande mit geringer bitumenhältigen Kalk- und Dolomitlaminiten. Für den Bildungsraum mit reduzierendem Milieu werden Wassertiefen von max. 50–100 m angenommen. Weitverbreitet waren submarine Hanggleitungen, die zu vielfältigen syndiagenetischen Fältelungen und rupturellen Verformungen von einige hundert Meter mächtigen Schichten geführt haben. Die Klimabedingungen werden mit semiarid oder subtropisch-humid vermutet.

Nach faziellen und Gefügemerkmalen sowie auf Grund geochemischer Analysen wird das „Bitumen" dem Kerogentyp I (Alginite) mit geringer Maturität (Rr = 0,55 %) zugeordnet und daraus ein potentielles Erdölmuttergestein abgeleitet. Im einzelnen sind bitumenreiche Sapropelite mit Ölgehalten bis 26 % und bitumenarme Mergel, jeweils mit rhythmischer Feinschichtung, unterscheidbar. Schalenschlick, inkohlter Pflanzenhäcksel mit Pollen und Pyrit sind charakteristische Begleiter. Das Bitumen ist teils primär an die Feinschichten gebunden, teils aber auch durch Migration in sekundäre Position wie Porenräume, Haarrisse, bis zur vollständigen Ausfüllung eingewandert.

Bekannt ist die reiche Fischfauna der Sapropelite mit hoher Individuendichte, was zumindest zeitweise auf eine Verbindung zu einem offenen Meer schließen läßt. Dazu kommen noch häufige Coniferenreste als Makrofossilien.

Zusammenfassend wird der C_{Org}-Gehalt auf 7–25 % (max. 52 %) angegeben. Auffallend ist ein hoher Metallgehalt, vor allem Fe, K, V, Ni, Mo und Ti (Tab. 18b im Abschnitt V.).

Entsprechend dem durch Bruchtektonik untermeerisch angelegten Becken mit einer Dimension von 30–40 km Länge und 10 km Breite gibt es außer den Hauptlagerstätten unmittelbar bei Seefeld eine Reihe von kleineren Bitumenvorkommen. Dazu kommen noch weitere, außerhalb davon gelegene Gebiete, z.B. Weitkar, Eckelgraben (N Karwendel), Tauernberg bei Reutte, Planseegebiet, Seeberg bei Pertisau und SW Kufstein usf.).

Form der Mineralisation: Lager.

Nebengestein: Dolomit.

Alter des Nebengesteins: Nor.

Besonderheiten: Die erste Nennung einer Nutzung des Ölschiefers im Raume Seefeld („Thyrsenblut" nach den Riesen Thyrsus und Haymon, später „Dürschenöl") stammt um 860. Aufzeichnungen über die Verwendung von „Türschenpluet" bzw. von „Ichthyol" gibt es seit 1350. Die „Asphaltschiefer", „Brandschiefer", „Ölschiefer" von Seefeld stellen somit ein uraltes Bergbauprodukt dar, aus welchem bis in die jüngste Zeit durch trokkene Destillation ein schwefelhaltiges „Schieferöl" als Grundstoff für pharmazeutische Produkte erzeugt wurde.

Typische Vorkommen: Eppzirler Alm, Gaisalpe am Achensee, Gnadenwald – St. Michael, Heiterwang, Hinterriß – Egglgraben, Hinterriß – Garberlalm – Kreuzbruch, Hinterriß – Ölgraben, Kufstein – Gamsberg, Loreakopf, Muttekopf, Pflach, Reutte – Archbach – Stübenfall, Roter Stein, Rotlechtal, Scharnitz, Seefeld (Revier Hochanger); Seefeld-NE (Revier Ankerschlag); Zirlerchristenalm.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIES, W. (1988); HRADIL, G. & FALSER, H.v. (1930), KÖSTER, J. (1989); POLESCHINSKY, W. (1989); SPIELER, A. (1996).

2.4.3.1.5.4. Ölschieferbezirk Bächental

Konturiert; ÖK: 88.

Charakteristika: Die dünnschichtigen, dunkelgraubraunen, kerogen- und bitumenreichen Feinstlaminite der Mittleren „Allgäu-Formation" (Bächentaler Schichten syn. Mangan-, Sachranger Schiefer) des tieferen Ober-Lias (Unt. Toarcien) stellen einen wichtigen (z.T. bergmännisch genutzten) Leithorizont in der karbonatreichen, pelagischen Beckenfazies des alpinen Unter-Juras dar.

Die weit verbreitete Sedimentation von dunklen, feinlaminierten und C_{Org}-reichen „Bitumenmergeln" und „Manganschiefern" im Bereich der „falciferum-Zone" des Unteren Toarciens sowohl im germanischen Epikontinentalbereich (Posidonienschiefer), als auch in den kontinentalen Randbereichen der Tethys erwies sich als wichtiger stratigraphischer „Megascale"-Zyklus und wurde von JENKYNS, H.C. (1988) als „Early Toarcien (Jurassic) Oceanic Anoxic Event (OAE)" von weltweiter Bedeutung interpretiert.

Die Verbreitung der Bächentaler Schichten konzentriert sich nur im tiefsten, durch tektonische Verkippungen mangelhaft durchlüfteten Beckenbereich. In der sedimentären Grobgliederung der Bitumenmergel-Serie ist eine litho- und biofazielle Entwicklung sichtbar, die sowohl eine vertikale als auch eine lateral verfolgbare Faziesfolge mit zunehmend anaeroben Bindungen repräsentiert:

Am Locus typicus besteht die Abfolge unterhalb der Bächentaler Schichten aus roten, kondensierten, knolligen Cephalopodenkalken der mittelliassischen „Adnet-Formation" mit Sedimentation auf Schwellen im proximalen Beckenhangbereich, bei geringer Sedimentationsrate, guter Wasserzirkulation mit vollständiger Oxidation; Gesamtmächtigkeit bis 50 m!

Darüber folgen graue hemipelagische, stark bioturbate Knollenkalke der „Scheibelberg-Formation" mit einer stark schwankenden Mächtigkeit (2,5–10,0 m). Geringere Wasserströmung, steigende Sedimentationsrate und zunehmende O_2-Armut des abgelagerten Sediments bewirkt eine unvollständige Oxidation.

Charakteristisch für die auflagernde Bächentaler Schichtabfolge ist eine „fining-upward"-Sequenz mit grobklastischen Scheibelbergkalk-Debriten an der Basis und zunehmend distalen Turbiditen am Top.

Die Basis bilden dunkelgraue, teils bioturbate, teils laminierte Posidonien-führende Mergelkalke der dysaerobischen Zone mit auffallend starkem Rückgang der kalkigen Epifauna (C_{Org} 1,74 Gew.-%). Dieser Sedimenttyp entspricht einer Gyttja, d.h. die Grenze zwischen O_2- und H_2S-Führung liegt im Sediment. Die Mächtigkeit dieser basalen, im Bächentaler Tagbau noch zum tauben Abraum zugehörigen Folge, liegt bei ca. 6,5–10,0 m.

Darüber folgen mit knappem Übergang dünnblättrige, feinlaminierte, stark bituminöse (C_{Org} 5,78–13,0 Gew.-%) Mergel-„schiefer" mit bläulichgrauer Verwitterungsfarbe, im frischen Bruch jedoch schokoladenbraun mit deutlichem Bitumengeruch.

Vereinzelte im Übergangsbereich vorkommende, flachgedrückte Ammoniten der Gattung *Harpoceras* sp. erlaubten eine Datierung dieser Sedimente in das mittlere

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unter-Toarc. Zyklische Radiolarien im Abstand von 0,5 cm 0,5 cm bilden neben Phytoplanktonresten und siltigem, siliziklastischem Detritus die Hintergrundsedimentation.

Die Kohlenstoff-Isotopen-Untersuchung (LOBITZER, H. et al., 1988) weist jedoch alle Fraktionen organischer Substanz – Bitumen und Kerogen – als an leichten Kohlenstoffisotopen ($\delta^{13}C$) angereichert aus, was für die Herkunft der organischen Substanz von Lipiden einzelligen Phytoplanktons (Grün-Blaugrünalgen) spricht.

Der HCl-unlösliche Rückstand schwankt zwischen 38 und 71 Gew.-%. Montmorillonit und Illit dominieren den Schichtsilikatanteil (LOBITZER, H. et al., 1988). Auffallend ist der hohe Pyritgehalt (5–10 %), der überwiegend an porösen Biogendetritus gebunden ist.

Die Bächentaler Schichten entsprechen einem Sapropel. Dieses seit 1908 abgebaute Flöz mißt eine Mächtigkeit von 10–11 m bei auffallend gleichmäßiger Beschaffenheit.

Über den Bächentaler Schichten s.str. folgt eine beckenwärts auskeilende, im Mittel 3–5 m mächtige, gravitative, monomikte „scarp-flow"-Breccie aus umgelagerten Kalken der Scheibelberg-Formation. Diese trennt die stark bituminösen Bächentaler Schichten s.str. von den schwächer bituminösen, jedoch stärker manganhältigen „Mn-Schiefern" des oberen Anteils der Mittleren „Allgäu-Formation" ab.

In diesen schwarzbraunen, laminierten Mergeln, die weiterhin in der anaeroben Zone abgelagert wurden, dominiert der Gehalt an turbiditisch sedimentierten, feinem, distalem Karbonatdetritus des tiefern Beckenabhanges. Die autochthone Fauna (Radiolarien, Posidonien) tritt stark zurück. Aufgrund des bereits mangelnden Bitumengehalts wird diese 10 bis 12 m mächtige Abfolge im Abbau zum tauben Abraum gerechnet.

Darüber folgt ein relativ abrupter Übergang zu hellgrauen O-Toarc Kalk-/Mergel-Zyklen der Oberen „Allgäu-Formation", die wiederum von einer mächtigen Folge von graubraunen, spiculitischen Hornsteinknollen-Kalken der mitteljurassischen „Chiemgau-Formation" überlagert werden.

Form der Mineralisation: (Bitumen-/Mn-)„Mergelschieferflöze".

- taube Basalschicht: 6,5 bis max. 30 m.
- bauwürdiges „Bitumenschiefer"-Flöz: 10–11 m.
- unbauwürdiges, hangendes „Mn-Schiefer"-Flöz: 10–12 m.

Die Mächtigkeit der anoxischen Sedimente schwankt beträchtlich in Abhängigkeit von der Beckenmorphologie und der Transgressionsdauer.

Nebengestein: Mergelschiefer.

Alter des Nebengesteins: Unteres Toarc (tiefer O-Lias).

Besonderheiten: Derzeit einziger in Österreich in Betrieb befindlicher „Ölschiefer"-Bergbau. Herstellung von kosmetischen Produkten.

Typisches Vorkommen: Bächental (Tiefenbachgraben); weitere meist bitumenarme, mangan-hältigere Vorkommen in den Lechtaler- und Chiemgauer Alpen (Sachrang).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BITTERLI, P. (1962); CHANELL, J., BRANDNER, R. & SPIELER, A. (1992); JENKYNS, H.C. (1988); LOBITZER, H. et al. (1988); SPIELER, A. (1996).

2.4.3.2. Drauzug

2.4.3.2.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

2.4.3.2.1.1. Pb-Zn-Erzbezirk Anis Drauzugmesozoikum

Konturiert; ÖK: 197–201, 212.

Charakteristika: Im Drauzug ist die Erzführung des Alpinen Muschelkalkes ausschließlich auf den Nordrand der Gailtaler Alpen beschränkt. Die Vererzungen sind stratiform an klastisch beeinflußte Dolomitgesteine des anisischen „Zwischendolomites" gebunden. Es handelt sich durchwegs um Kleinlagerstätten (10^2 bis 10^3 t Metall), die von späteren diagenetischen Prozessen kaum verändert worden sind. Die Metallverteilung ist regional unterschiedlich (Pb : Zn 1 : 10 bis 2 : 1).

Der Inhalt der Vererzungen weicht signifikant von den karnischen Erzmineralisationen ab. Die Silber-, Kupfer- und Arsengehalte sind meist leicht erhöht, der Sphalerit an Cd, Ge, Ga und Ti verarmt. Der feinkörnige, eisenarme Sphalerit (50 ppm Fe) in derben Aggregationen zeigt Thermolumineszenz. Grobkörnigen Sphalerit findet man als sekundäre Bildungen, u.a. auch in Breccien. Auch Vorkommen von Fahlerz im Muschelkalk sind bekannt (Pöllan, Paternion).

Der Muschelkalk des Karawankenmesozoikums ist arm an Erzindikationen. Die Stratigraphie ist nicht immer gesichert, wie für das Vorkommen der Mattigbaue im Waidischtal bei Ferlach. Bei geochemischen Forschungsarbeiten wurden im Raum Mittagskogel im Anis des Nordstamms der Karawanken eine zinkreiche Flachwasserfazies (Durchschnitt 110 ppm Zn) und eine bleireiche Beckenfazies (Durchschnitt 200 ppm Pb) nachgewiesen.

Allerdings ist jenseits der Staatsgrenze, im Zusammenhang mit den Bergbauaktivitäten des Bergbaus Mezica die Kleinlagerstätte Topla (0,2 Miot Metall, Pb : Zn 1 : 4 bis 1 : 6) abgebaut worden, die als größte Metallkonzentration im Nordalpinen Muschelkalk zu bezeichnen ist. Die Vererzung ist durch ein ausgeprägtes sedimentäres Gefüge, wie Sphaleritrhythmite, ausgezeichnet. Galenit tendiert zu sekundären Mineralisationen in Klüftchen.

Form der Mineralisation: Lager; Breccien, untergeordnet Klüfte.

Nebengestein: Kalke, Dolomite.

Alter des Nebengesteins: Anis.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 22, 27 und 30 im Abschnitt V.

Die Sulfidschwefelzusammensetzung ist wenig variant (siehe Tab. 27 im Abschnitt V.). Dies trifft für die Bleiisotopen nicht zu (Tab. 30 im Abschnitt V.). Im Drauzug korrespondieren die Modellalter des Erzbleis mit dem Alter eines spätherzynisch-permischen Detritus. Die Isotopenzusammensetzung des Erzbleis von Paternion ist vom Bleiberger Blei nicht unterscheidbar. Das Modellalter des Erzbleis von Topla ist mit 440 Ma ungewöhnlich hoch und entspricht Modellaltern, die von Erzmineralisationen der Südkarawanken bekannt geworden sind.

Typische Vorkommen: Aichach, Bleiwände – Steinfeld – Nockerberg, Kellerberg, Kolm bei Dellach, Kurniksattel, Paternioner Alm, Rudnik, Scheinitzen (Irschen); Spitznöckel (Bleiriese).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CERNY, I. (1978, 1989); DROVENIK, M. & PUNTGARTNIK, M. (1987); GÖTZINGER, M.A. (1985); NIEDERMAYR, G. (1982); STRUCL, I. (1984); SUSSMANN, O. (1901).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3.2.1.2. Pb-Zn-Erzbezirk Karn Drauzugmesozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 180, 197–200, 203–204, 211, 212.

Charakteristika: Die Vererzungen des Karnbezirkes im Mesozoikum der Gailtaler Alpen und des Nordstammes der Karawanken sind in Distanzen von 5 bis 20 km nördlich der Peridriatischen Naht positioniert. Im Drauzug nimmt die Vererzungsdichte nach E in den Raum Bleiberg zu.

Die Masse der Metalle ist im Oberen Wettersteinkalk (Cordevol) konzentriert und an eine Sonderfaziesentwicklung mit einer Mächtigkeit bis zu 120 m gebunden. Dabei handelt es sich um eine zyklische Reihenfolge von sub-, inter- und supratidalen Sedimenten. Typische Gesteine sind grüne Mergel, schwarze Tonsteine und Dolomite, feinklastische Resedimente („Schwarze Breccien"), Stromatolithe und Muschelbänke.

Die Sedimentfolgen sind als Zyklotheme angeordnet. Im Zeitraum der Emersion herrschten vielfach evaporitische Verhältnisse, die durch das Auftreten von Fluorit, Anhydrit und Salinarquarzen gekennzeichnet sind. Während Trockenlegungsperioden kam es lokal zur Erosion, Resedimentation und Verkarstung, die gelegentlich mit ausgedehnten Hohlraumbildungen verbunden war.

Den Anschluß zu den Raibler Schichten bildet eine mit Pyrit, Markasit und Melnikovit mineralisierte Oolithbank. Die Erzführung kann als einmaliges Ereignis in Zehnermetern im Liegenden der Oolithbank oder auch zweifach und mehrfach in einer rhythmischen Folge vor-

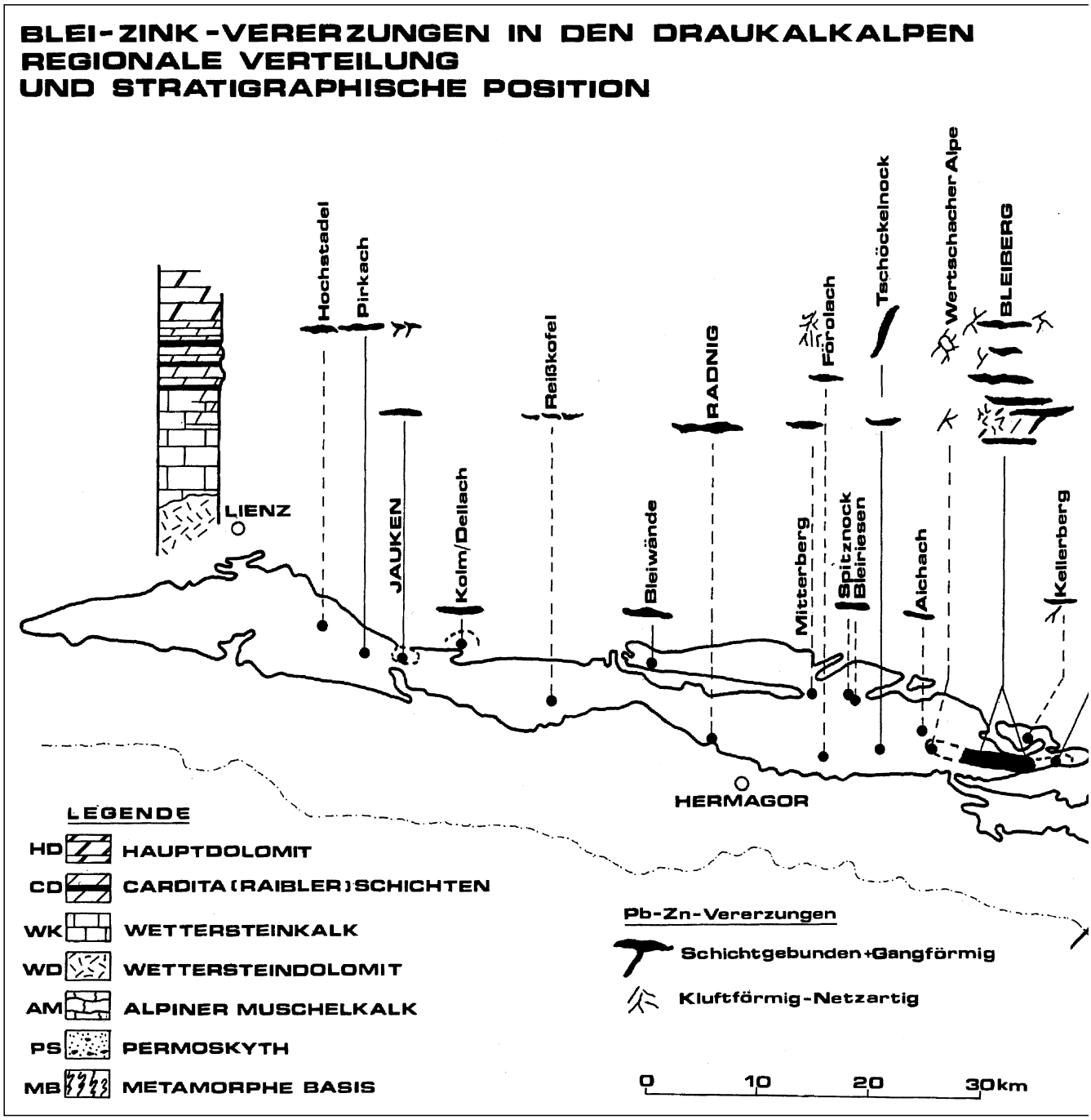


Abb. 321.
Regionale Verteilung und stratigraphische Position der Pb-Zn-Vererzungen in den Draukalkalpen.
Aus CERNY, I. (1989).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

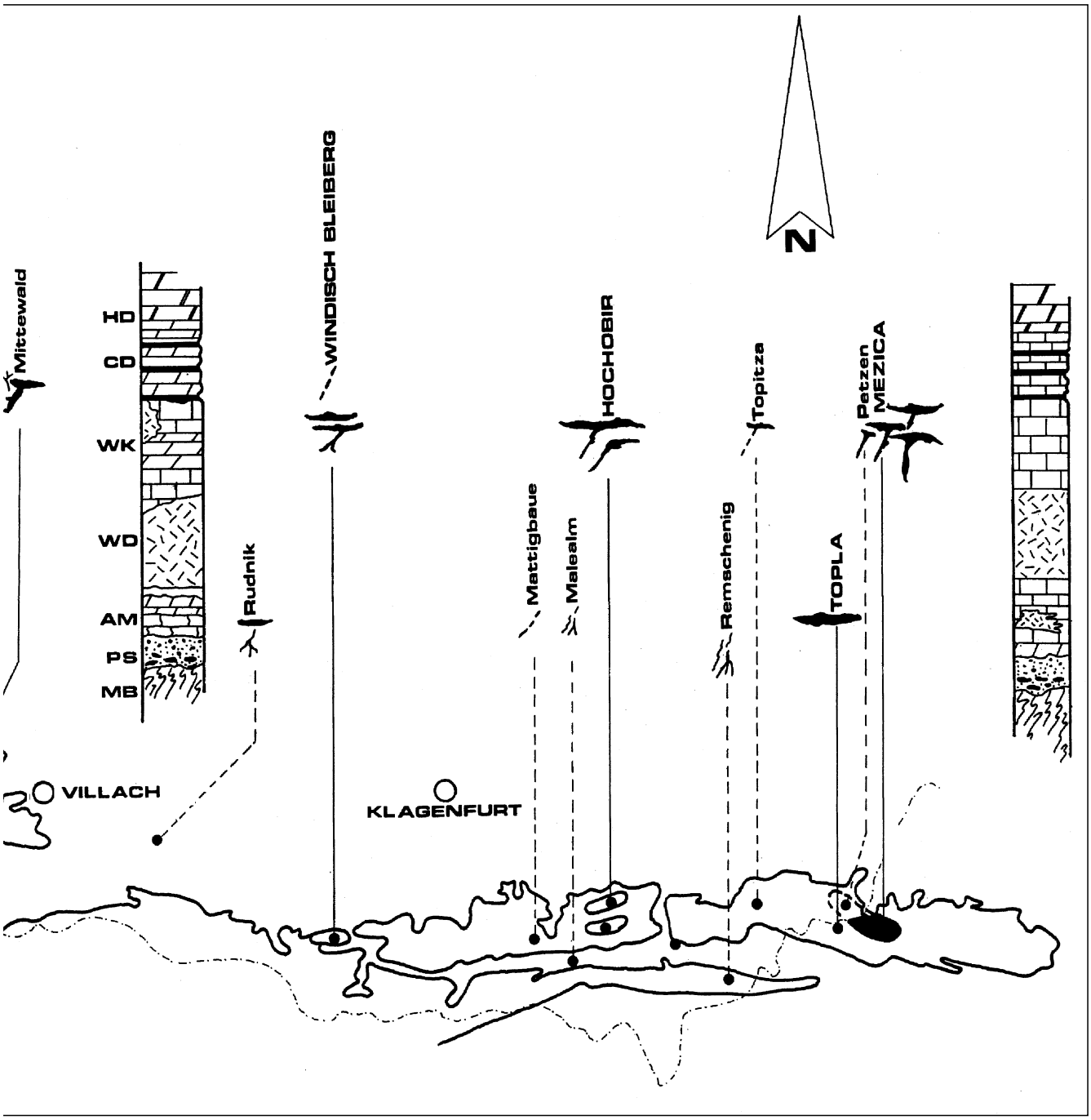
handen sein, wobei das unterste Erzlager 300 m (Bleiberg: Maxer Bänke), oder sogar 800 m (Mezica) von der Oolithbank entfernt sein kann. Die Raibler Schichten bestehen aus einer dreimaligen zyklischen Wechselfolge klastischer Schiefertone bis Arkosesandsteine und karbonatisch-evaporitischen Zwischenschichten.

Die Schiefertone (Carditaschiefer) sind selten vererzt, vereinzelt sind auch Vorkommen eisensulfidhaltiger Geodenbildungen bekannt. Die Vererzungen können an die Zwischendolomite und auch an Rauhwacken, Breccien und Dolomite im Hangenden des obersten Raibler Schiefertons gebunden sein.

Die Erzführung der Raibler Schichten, vor allem im Hangenden, ist für den Drauzug charakteristisch. Im äußersten Westen des Vererzungsbereiches, mit den Vorkommen Pirkachgraben und Hochstadl bei Oberdrauburg, ist das Hangende der Raibler Schichten der ausschließliche Träger der Vererzung.

In den Karawanken ist die Vererzung der Raibler Schichten nur untergeordnet entwickelt oder fehlt überhaupt, wie in Mezica (SLO). Einen speziellen Erztyp stellen massive zinkreiche Vererzungen am Rande einer vererzten Lagunenfazies (Bleiberg, Mezica) dar, die metasomatisch angelegt, von intensiven Dolomitisierungsprozessen begleitet sind. Der massive 1000 m mächtige Hauptdolomit im Hangenden ist erzfrei.

Die schichtig angelegten Vererzungen sind durchwegs zinkreich, während die Gangvererzungen, die vorzugsweise in der Vergangenheit abgebaut worden sind, bleireich sind. Im Metallinhalt der komplexen Großlager-



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

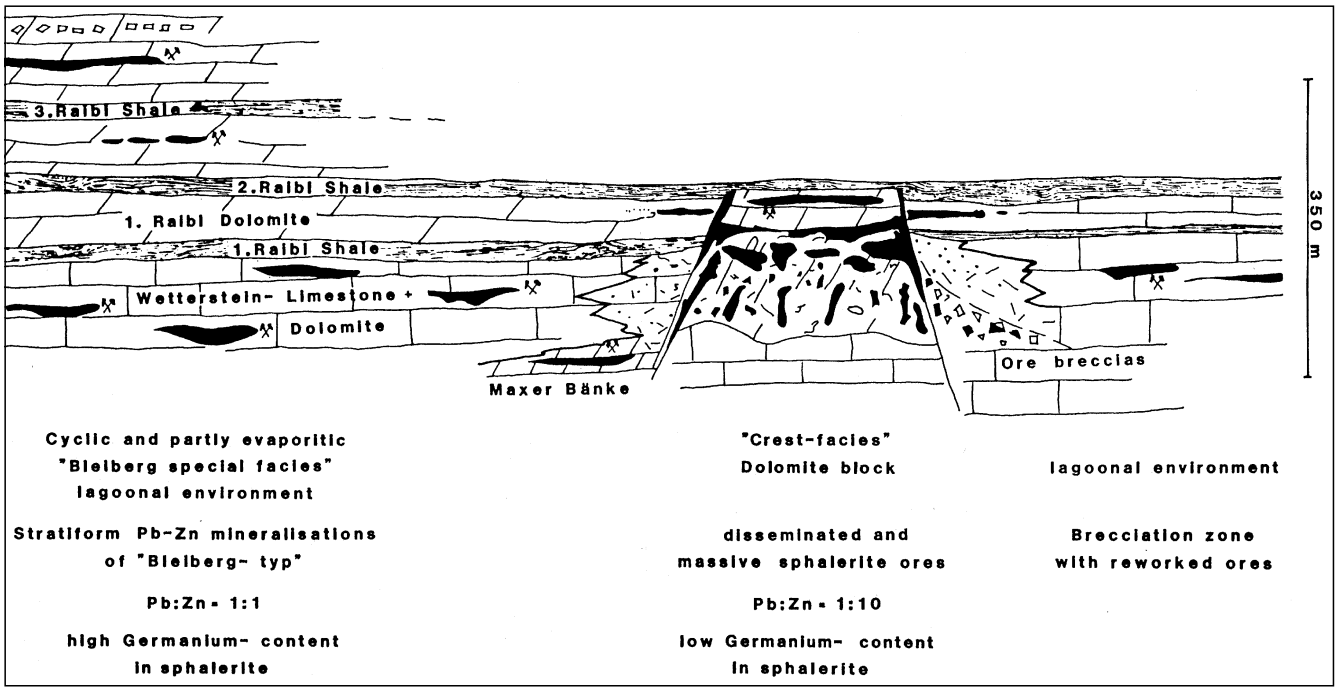


Abb. 322.
Paläogeographischer Schnitt durch die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg (westliche Reviere).
Aus CERNY, I. (1989).

stätten dominiert weitgehend das Blei (Bleiberg Pb : Zn = 1 : 1,5, Mezica 1 : 1). Die Erzkörper in den Raibler Schichten sind dagegen durchwegs zinkbetont (Pb : Zn = 1 : 4 bis 6). Der Metallinhalt der meisten Einzelvorkommen liegt in der Größenordnung von 10^3 bis 10^4 t.

Über 50 Mineralarten, davon allerdings zwei Drittel Oxidationsprodukte, sind beschrieben worden, darunter als Molybdänmineral Wulfenit und die Vanadiumminerale Descloizit und Vanadinit. Die primäre Vererzung selbst ist mineralarm. Hauptminerale sind Galenit, Sphalerit und untergeordnet Eisensulfide (Markasit, Melnikovit, Pyrit). Molybdänit ist eine Seltenheit und als junge spätdiagenetische Bildung eher absetzig und an bituminöse Sedimentgesteine gebunden. Eine Ausnahme ist in Mezica bekannt, wo Molybdänit in der Paragenese von Kluftvererzungen gefunden worden ist. Gangarten sind Quarz, Anhydrit, Gips, Fluorit, Baryt, Calcit und Dolomit (SCHROLL, E., 1954; KANAKI, F., 1972).

Fluoritführende Vererzungen sind stets zinkreich und mit einer Verquarzung verbunden. Fluorit ist im Westen der Lagerstätte (ab Revier Antoni) die vorherrschende Gangart. Baryt dominiert hingegen im Ostteil von Bleiberg (Revier Rudolf), in Windisch Bleiberg und im Hochobirgebiet, fehlt jedoch in Mezica, das eine karbonatbetonte Gangartmineralisation aufweist.

Die Vererzungsabfolge läßt sich genetisch in feinkörnige, sedimentäre Erzschlämme (u.a. auch Framboide, aus Sulfidgelen gebildete kristalline Aggregate und Schalenblende), grobkörnige diagenetische Re- und Sammelkristallisate und Neukristallisation nach Umlagerungen einteilen, die auch in einer späten Mineralisationsphase in Form stalaktitischer Schalenblenden erfolgt. Die Dreiteilung kommt auch in Häufigkeitsdiagrammen der Spurenelemente Ge und Tl oder der Sulfidschwefelisotopen zum Ausdruck. Feinere Abstufungen unterscheiden in der Sonderfazies vier bis fünf Generationen der Sonderfaziesmineralisation.

Die Bleierze sind durch ihre Silberarmut (oft unter 0,5 ppm Ag, PbS von Bleiberg [n = 57] 1,5 ppm) seit altersher bekannt. Weniger bekannt ist, daß die Zinksulfide silberreicher sind (im Durchschnitt unter 10 ppm). Die Erze des Drauzuges sind außerdem auffällig arm an Cu (ZnS von Bleiberg [n = 146] 12 ppm). Höhere Cu-Gehalte sind für den Osten der Karawanken (Hochobirgebiet [ZnS 200 ppm]) und auch für Mezica, typisch.

Die Zinksulfide sind durch höhere Gehalte an Ge, Tl und As gekennzeichnet (z.B. Bleiberg [n = 146] Ge 200, Tl 59 und As 174 ppm). Maximale Ge-Konzentrationen (bis über 1000 ppm Ge) sind in sekundär gebildeten Schalenblenden oder im Sphalerit von der Jauken nachgewiesen. Das Ge/Tl/As-Verhältnis ist mit 3 : 1 : 3 in der Regel relativ einheitlich.

Steigende Cu-Gehalte sind mit erhöhten Konzentrationen an Cd, Hg, Ga und Sb verbunden, während die Gehalte an As, Fe, und Tl gegenläufig erscheinen. Metallogenetisch von Bedeutung ist das Ge/Ga-Verhältnis (z.B. für Bleiberg im Mittel 20, Windisch-Bleiberg 3, Hochobir 2).

Die karbonatischen Nebengesteine sowie Calcite und Fluorite weisen marin-sedimentäre SEE-Muster auf. Die Fluorite zeigen bei Mobilisation charakteristische Veränderung in der SEE-Verteilung. Die Strontiumgehalte sind wie in anderen an marine Sedimente gebundenen Vererzungen niedrig. Weitere Informationen sind dem Kapitel V zu entnehmen.

In den von der Vererzung betroffenen Gesteinspartien und im Erz sind Solerelikte nachweisbar (R. WOLTER, 1990). Nach ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1993, 1994, 1995) sollen Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Karbonaten von Gesteinszementen und Fluorit bis zu 25 Gew.-% äquival. NaCl ergeben haben.

Hinsichtlich der Genese herrscht insofern Übereinstimmung, daß die Metalle, einschließlich ihrer Spurenelementassoziation, Barium, zum Teil auch Strontium

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

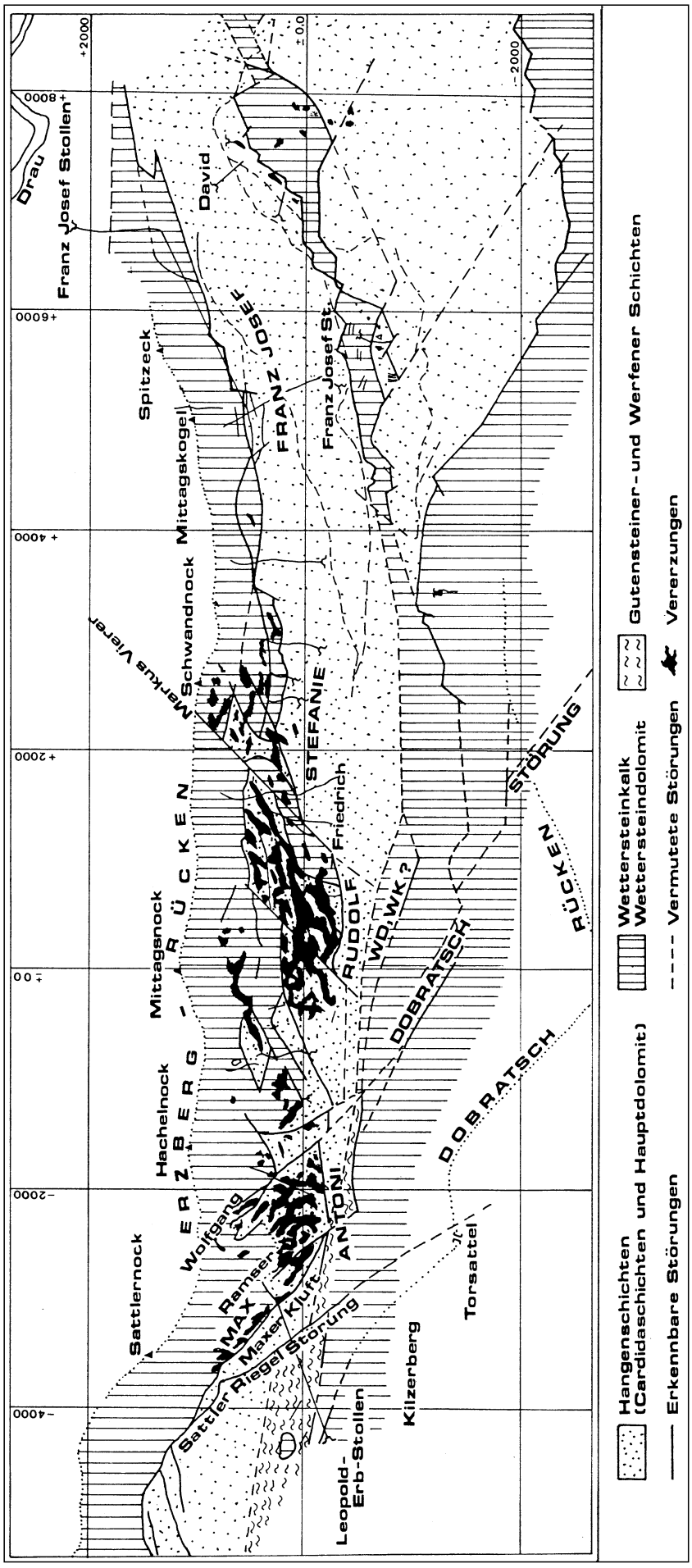


Abb. 323.
Tektonische Karte der Bleiberger Grabenzone.
Aus CERNY, I. (1989).

und Silizium, sowie Fluor, durch niedrigthermale Lösungen (maximal 200°C) aus der Tiefe zugeführt worden sein müssen. Zur Frage der Zufuhrkanäle und Austritte der Hydrothermen gibt es noch keine befriedigende Antwort.

Kontroversen bestehen nur über die Zeit der Lagerstättenbildung. Während viele Fakten für synsedimentäre Anreicherungsereignisse sprechen und von der Mehrzahl der Lagerstättenforscher vertreten werden, haben BECHSTÄDT, T. et al. (1992, 1993, 1995) die Hypothese einer epigenetischen Stoffzufuhr und Mineralisationen nach dem Nor in einem fortgeschrittenen Stadium der Überlagerung und Tiefenversenkung postuliert. Sie stützen sich auf Untersuchungsergebnisse von Karbonatzementen und deren Parallelisierung mit der Vererzungsabfolge. Nach Abschluß einer flachen Versenkungsdiagenese hätten warme, hochsalinare Wässer (Porenwässer, auch Wässer metamorphogener Herkunft) die Metalle in porösen Gesteinspartien, Klüftungen und karstartigen Hohlräumen abgesetzt.

Nach dem heutigen Wissensstand kann es durchaus für möglich erachtet werden, daß vor allem in den komplexen Lagerstätten hydrothermale Wässer noch über die Trias hinaus aktiv gewesen sind, etwa bei Umlagerungsprozessen, wie Kluftvererzungen mit Galenit oder sekundären Schalenblendevererzungen, bei der Abscheidung von blauem Anhydrit oder Strontiummineralisationen, während des Abkühlungsstadiums der nach der Tiefenversenkung herausgehobenen Gesteinspakete.

Unbestritten ist eine Temperaturbelastung der Mineralisation durch Gesteinsüberlagerung und Tiefenversenkung im Zeitraum von Jura und Kreide und daraus zu folgernde diagenetische Prozesse. Mittels Illitkristallinität, Reflexions- und UV-Messungen an organischen Einschlüssen konnte diese für Bleiberg mit maximal 150°C abgegrenzt werden (KAPPEL, F. & SCHROLL, E., 1982). RANTITSCH, G. (1995) hat für den Bereich des ersten und zweiten Raibler Schiefers eine maximale Temperatur von 130°C, im Bereich des Ölfensters, angegeben. Das Karbon bei Nötsch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

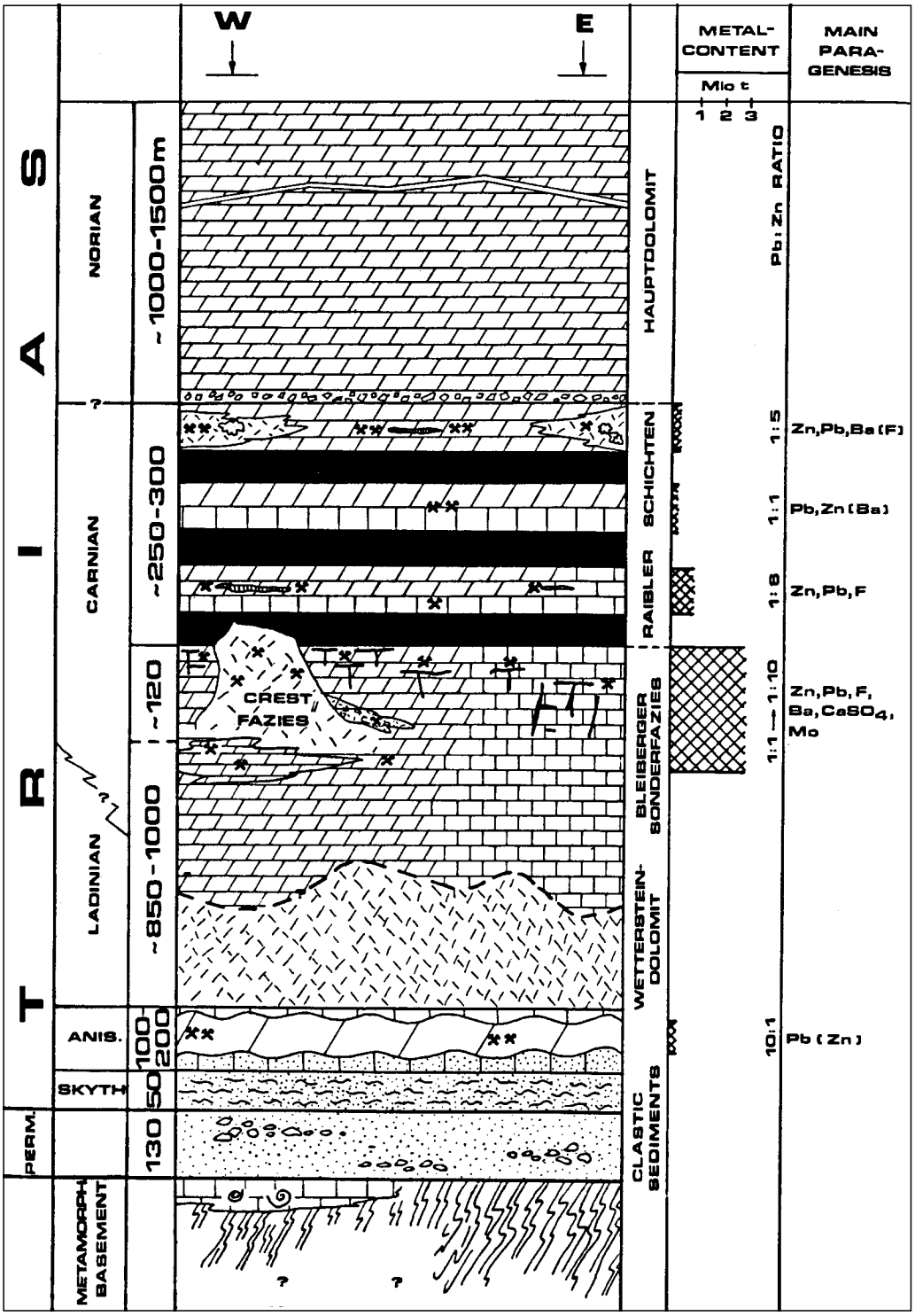


Abb. 324.
Lithostratigraphie der Triasabfolge im Bereich der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth.
Aus CERNY, I. (1989).

ist mit etwa 220°C belastet worden. Die Zusammensetzung von Kohlenwasserstoffen in Erzen aus der Lagunenfazies in Bleiberg ergab gleichfalls 130°C (RANTITSCH, G. et al., 1997).

Für die posttriadische Tiefenversenkung wird ein Zeitraum von 30 Mio. Jahren angenommen. Im Westen des Drauzuges soll im Bereich der Lienzer Dolomiten der pT-Bereich der Anchimetamorphose erreicht worden sein (NIEDERMAYR, G. et al., 1982).

Aus mikrothermometrischen Messungen an authigenen Quarzen aus dem Hauptdolomit der Lienzer Dolomiten wurde in Übereinstimmung mit Kohlenwasserstoff-Daten eine Bildungstemperatur von 160–180°C abgeleitet. Die Kohlenwasserstoffzusammensetzung im Sphalerit von der Jauken entspricht demselben Temperaturbereich (RANTITSCH, G., 1997).

Mit optischen Methoden sind Flüssigkeitseinschlüsse relativ selten zu beobachten, und dann nur in genetisch älteren, größeren Kristallen von Fluorit und Sphalerit. ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1993, 1995) und ZEEH, S. (1995) berichten von Homogenisationstemperaturen (T_h): im Fluorit von Bleiberg 84 bis 195°C, und Radnig 124 bis 156°C, für Karbonatzemente sogar bis 250°C.

Offene Probleme sind die Bedeutung der Periadriatischen Naht für die Blei-Zink-Vererzungen, sowohl als Transversalverschiebung als auch mit ihren magmatischen Begleitereignissen in Form eines Plutonismus an der Wende Perm/Trias (244±9 Ma), eines anisisch-ladinischen basischen und sauren Vulkanismus und eines weiteren magmatischen Ereignisses im Tertiär (30 Ma).

Form der Mineralisation: Lagerartige Wannen, Rinnen, Lagergänge, Zerrklüfte (Gänge), Hohlraumfüllungen, schlauchförmige Vererzungen, Deformations- und Resedimentbreccien, massive Stöcke sowie stockwerkartige Vererzungen.

Nebengestein: Kalke, Dolomite (sehr selten Schieferton [Carditaschiefer]).

Alter des Nebengesteins: Karn (Oberer Wettersteinkalk, Raibler Schichten).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4, 5, 7a, 11a, 11b, 13, 14a, 14b, 22, 26, 27, 30 und 35 im Abschnitt V.

Die Sulfidschwefelverteilung weist für den Gesamtbereich der Karnvererzung eine sehr breite Streuung von $\delta^{34}S$ –40 bis +2,4 ‰ auf. Sie ist groß in den metallogenetisch komplexen Lagerstätten, wie Bleiberg $\delta^{34}S$ –40 bis

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

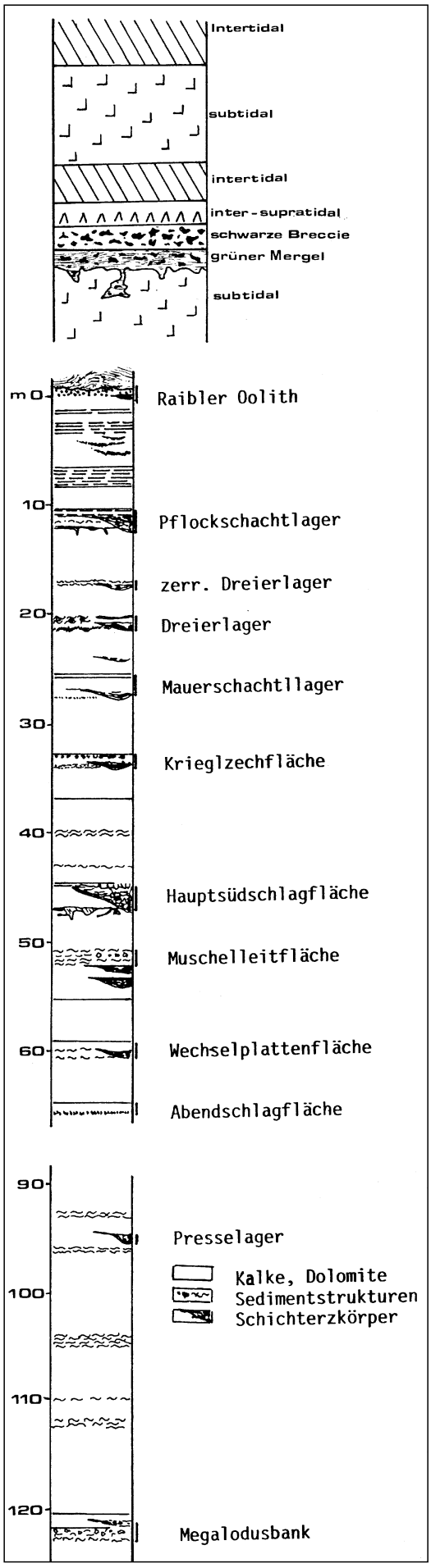


Abb. 325.
Zyklische Sedimentation im obersten Wettersteinkalk.
Nach BECHSTÄDT, T. (1979), in CERNY, I. (1989).

–1,4 ‰ oder Mezica –25 bis –5 ‰. Die Vererzungen der Sonderfazies im Wettersteinkalk tendieren zu schwerem Schwefel, während schichtgebundene Erzanreicherungen im Bereich des Raibler Schiefers oder als Mobilisate aufzufassende Mineralisationen leichten Schwefel bevorzugen. Die Schwefelisotopenverteilung erscheint ohne Annahme bakteriogener Prozesse nicht erklärbar. Isotopengleichgewichte zwischen den Sulfidphasen sind nicht festzustellen.
Zumindest in den komplexen Lagerstätten ist eine Zufuhr von H_2S mit $\delta^{34}S$-Werten um Null nicht unbedingt einzuschließen.
Der Sulfatschwefel der Baryte ist mit $\delta^{34}S$ +13 bis +14 ‰ dem kontemporären Meerwasser angepaßt; nur in der stärker salinaren Bleiberger Sonderfazies liegt ein erhöhter Mittelwert von +15 ‰ vor. Anhydrit und Gips von Bleiberg erreichen $\delta^{34}S$–Werte bis zu 19 ‰.
Die Bleiisotopenzusammensetzung des Erzbleis ist als extrem homogen zu bezeichnen (Modellalter; 335 Ma. μ_2 10,1). Jedoch ist das Gesteinsblei mit dem Erzblei in signifikanter Weise nicht ident.
Dasselbe trifft für die Strontiumisotopen zu. Das Gesteinsstrontium das im Minimalwert ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7075) vom kontemporären Meerwasser ableitbar ist, unterscheidet sich deutlich vom radiogenen Baryt- und Coelestinstrontium. Dies zwingt ebenso wie beim Blei zur Schlußfolgerung einer Tiefenzufuhr.
Die Isotopenzusammensetzung der Gesteinskarbonate entspricht weitgehend der Ausfällung aus kontemporärem Meerwasser, soweit keine Beeinflussung durch spätere Lösungsumsätze stattgefunden hat. Die Isotopenverteilung der karbonatischen Gesteinszemente ist mit der der Gangartcalcite parallelisierbar. Die $\delta^{13}C/\delta^{18}O$-Entwicklung der Karbonatsukzession ist ausschließlich durch diagenetische Prozesse geprägt. Der Kohlenstoff zeigt eine geringe Tendenz zur Abnahme des $\delta^{13}C$-Wertes, während der Sauerstoff mit steigendem Diagenesegrad leichter wird. Eine Zumischung von Wässern stark abweichender Zusammensetzung ist nicht feststellbar. Der Übergang zu Karbonatabscheidungen unter Einfluß meteorischer Wässer ist diskontinuierlich auf die Oxidationszone beschränkt. Als Besonderheit für Bleiberg ist zu vermerken, daß in Hohlraummineralisationen, vererzt oder auch unvererzt, die Unterschiede in der Isotopenzusammensetzung diskontinuierlich zwischen Nebengesteinskarbonat und Erzcalciten skalenoedrischer Tracht sowie erzfreien Calcitbildungen prismatischer Tracht (Kanonenspat) gering sind. Spätgebildeter Strontianit fällt in den Isotopenbereich der spätdiagenetischen Calcitsukzession (Abb. 368).

Blei-Zinkerzlagerstätte Bleiberg-Kreuth

Die Typuslagerstätte Bleiberg (-Kreuth) stellt gegenüber den anderen genetisch verwandten Erzvorkommen eine Besonderheit dar, die nicht nur in der außerordentlichen Metallkonzentration, sondern auch durch die Komplexheit ihrer Vererzungen gekennzeichnet ist. Die Lagerstätte weist einen hohen Aufschlußgrad auf, obwohl ihre Randbereiche nicht mehr ausreichend exploriert werden konnten.
In nahezu 700 Jahren Bergbautätigkeit wurden über 1300 km Stollen und Strecken geschaffen. Der Bergbau mußte im Jahre 1993 aus Rentabilitätsgründen geschlossen werden. Das Bergbaugebiet reicht von Mittewald – Heiligengeist im Osten bis über 15 km bis zur Windischen Höhe im Westen.
Die Lagerstätte ist innerhalb des oberen Wettersteinkalkes an eine als Lagune entwickelte Sonderfazies gebunden. Die in südliche Richtung einfallenden Schichten des oberen Wettersteinkalkes („Erzkalk“) und die hangenden Raibler Schichten sind durch Staffelbrüche und durch ein komplexes Störungssystem erheblich disloziert. Die Bruchsysteme streichen im Ostteil der Lagerstätte gegen Nordosten, im Westteil gegen Nordwesten.
Der Ostteil der Lagerstätte ist in stärkerem Maße von der Erosion und Oxidation erfaßt worden. Junge Verkarstungserscheinungen erreichen Tiefen bis zu 600 m unter Tag.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Lagunenfazies („Bleiberger Sonderfazies"), die nach HOLLER, H. (1953) rund 120 m unter dem ersten Raibler Schiefer (Carditaschiefer) mit tuffitischen grünen Mergelbänken (Maxer Bänke) einsetzt, durchläuft in den letzten 120 m des oberen Wettersteinkalkes in immer kürzer werdenden Abständen einen neunmaligen Wechsel von Flachsee- und Sabkha-Sedimentation („Edle Flächen").

Im Liegenden der Bleiberger Lagerstätte sind noch tuffitische Einflüsse zu erkennen, während Mergelbänke höherer Niveaus rein terrestrische Komponenten aufweisen.

Primär liegen Erze in stratiformer Anlage als Erzwannen, -rinnen oder -lager vor, die bis zu mehreren 100 m Längserstreckung aufweisen können und deren sedimentäre Strukturen in Form geopetaler Gefüge erhalten sind. Die nachfolgende Tektonik, weitere oder auch stoffliche Umlagerungsprozesse, haben vor allem im Bereich der Bleiberger Sonderfazies zu erheblichen Veränderungen geführt. Quergreifende Störungen führen Lagergang- und Kluftvererzungen, die die Raibler Schichten nicht durchsetzen und bis 200 m im Wettersteinbereich verfolgbar sind. Breccien, Kokardenerze sind metasomatische Vererzungsprozesse und zeugen von intensiver Tektonik beim Erzabsatz. Daneben sind auch interne Erzsedimente und bis zum Einsetzen horizontaler Verwerfer auch vererzte und unvererzte Hohlräume vorhanden. Die Hohlraumbildungen sind eine Be-

Diese Abbildung musste auf herkömmliche Weise fototechnisch reproduziert werden und liegt daher nicht in digitaler Form vor

Abb. 326.
Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth; Profil durch den Rudolfschacht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sonderheit der Bleiberger Lagunarfazies, deren Mineralstufen stets von mineralogischem Interesse gewesen sind. Massive, stockartige, hauptsächlich sphaleritführende Erzkörper sind ebenso wie eine Zone von erzhaltigen submarin-tektonischen Resedimenten aus dolomitisierten Anteilen von Wettersteinkalk und Raibler Schichten, verbunden mit einem Auskeilen der Lagunenfazies, auf die Schwellenfazies im westlichen Südrand der Lagerstätte beschränkt.

Insgesamt kann man sechs zeitlich, räumlich und stofflich markante Vererzungseinheiten unterscheiden:

- „Maxer Bänke"-Vererzung im Liegenden, ausschließlich nahe zur Schwellenfazies im W (0,1 Miot Pb+Zn, Pb : Zn = 1 : 8).
- „Lagunenfazies"-Vererzung („Erzkalkvererzung oder Bleiberger Sonderfazies") mit 1,5 Miot Pb+Zn. Im E vorwiegend Pb und Ba (Pb : Zn = 1 : 1 bis 1 : 2), im W Zn und F (Quarz) (Pb : Zn = 1 : 4).
- „Carditavererzung" zwischen erstem und zweitem Schiefer (0,2 Miot Pb+Zn).
- „Carditavererzung" zwischen zweitem und drittem Carditaschiefer (mit Baryt, unbedeutend).
- „Cardita-Rublandvererzung" im Hangenden des dritten Carditaschiefers (0,1 ? Miot Pb+Zn) mit Baryt und Fluorit.
- „Schwellenvererzung" (Kalkscholle, Josefischolle) mit intensiver Dolomitisierung und dispersiver Vererzung und massiven Erzkörpern mit ausgeprägten Breccienbildungen (0,5 Miot Pb : Zn = 1 : 6).

Bemerkenswert ist nicht nur die Größenordnung der Metallanreicherung, sondern auch die hohe Vererzungsdichte im oberen Wettersteinkalk (0,4 Miot Pb+Zn/km^3), in der Schwellenfazies ist die gleiche Metallmenge in 0,1 km^3 konzentriert (!). Zum Vergleich: 1 km^3 Granit enthält 0,027 Miot Pb+Zn.

Genetisch unabhängig erscheinen diagenetisch bedingte Molybdänitmineralisationen in Ruschelzonen bituminöser Karbonatgesteine (vorzugsweise in dolomitischen Gesteinen mit Grundgehalten von bis zu 5 ppm Mo). Diese Vorkonzentration hat in der Oxidationszone der Bleiberger Lagerstätte zu einer intensiveren Wulfenitbildung im Ausmaß von etwa 10^3 t Mo geführt.

Als Beispiel einer unökonomischen Vererzung im Oberen Wettersteinkalk ist Windisch-Bleiberg in den Karawanken erwähnenswert. Die Haldenerze sind denen aus dem Osten der Bleiberger Lagerstätte optisch zum Verwechseln ähnlich. Die Erzmineralisation ist mit Galenit, Sphalerit, Baryt und Calcit an Schichtflächen einer Sonderfazies in Verbindung mit tektonisch E–W-streichenden Störungszonen gebunden. Im übrigen ist auch eine schichtige Vererzung oberhalb des ersten Raibler Schiefers bekannt. Allein die extrem abweichenden geochemischen Daten unterstützen die negative Bewertung (siehe Kapitel V).

Typische Vorkommen: Bleiberg (Revier Mittewald-Heiligengeist); Bleiberg (Revier Franz-Josef); Bleiberg (Revier Stefanie); Bleiberg-Kreuth (Antonischacht); Bleiberg Kreuth (Rudolfschacht); Burg (Pöllaner Höhe); Fladung – Obiralm, Förolach, Gössering-Graben, Grafensteiner Alm, Graslitzen, Hochobir, Hribernikhütte – Peruschhütte, Jauken, Kak (Kok); Khünburg, Kienleiten, Köstendorfer Alm, Kuhberg, Marchgraben, Marchtratten, Mitterberg, Nappitsch-Graben (Weißbriach); Obere Schäfleralm (Oberschäffleralm); Petzen, Petzen – Kniepsattel, Petzen-N, Petzen – Siebenhütten, Pirkach – Hochstadel, Radnig, Reißkofel – Sattelnock, Rubland, Seealpe, Setzhube, Spitzegel – Vellacher Egel, St. Lorenzen, Stadelbach(-berg) bei Kellerberg, Tscheckelnock-Matschiedlalm, Untere Schäfleralm (Unterschäffleralm); Volina, Wertschacher Alm, Windisch Bleiberg, Windische Höhe, Zauchen.

Ausgewählte und weiterführende Literatur:
Allgemeines: BECHSTÄDT, T. (1975, 1978); BRIGO, L. et al. (1973); CERNY, I. (1989); KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1985, 1988); SCHROLL, E. (1995).
Drauzug: CERNY, I. (1982); FRIEDRICH, O.M. (1964).
Karawanken: BAUER, F.K. (1983); CERNY, I., SCHERER, J. & SCHROLL, E. (1982); KOSTELKA, L. (1960, 1983); KUHLEMANN, J. (1995).
Bleiberg: BRUNNLECHNER, A. (1899); CERNY, I. (1984, 1989); HAGENGUTH, G. (1984); HOLLER, H. (1936, 1953); KANAKI, F. (1972); KOSTELKA, L. (1965, 1971a,b, 1972); KOSTELKA, L. & SCHULZ, O. (1969); KOSTELKA, L. & SIEGL, W. (1966); KUHLEMANN, J. (1994); RANTITSCH, G. (1995); SCHROLL, E. (1954); SCHROLL, E., SCHULZ, O. & PAK, E. (1985); SCHULZ, O. (1957, 1958, 1960a, 1960c, 1964, 1966b, 1967, 1968, 1975b, 1976, 1978b, 1983a,b, 1984, 1985); SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1969); SIEGL, W. (1960, 1975); TORNQUIST, A. (1927); ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1994).

2.4.3.2.2. Sondermetalle

Nicht konturiert; ÖK: 195, 197.

Eine gang- bis kluftförmige Antimon-betonte polymetallische Vererzung ist an die Basis des Drauzugmesozoikums (Grödener Sandstein) südlich von Abfaltersbach gebunden. Möglicherweise ist diese kühltemperierte Mineralisation als Mobilisat innerhalb der (evaporitführenden) Grödener Abfolge zu erklären (TORNQUIST, A., 1934; ANDERLE, N., 1951; MITTERMEIER, N., 1997).

Im Bereich von Stein – Dellach ist eine einzigartige Mineralisation von Auripigment entwickelt. Diese liegt als netzwerkartige Mineralisation im Unteren Muschelkalk (CZERMAK, F. & SCHADLER, J., 1933). Ein Zusammenhang mit den arsenidischen antimonbetonten Vererzungen der südlichen Kreuzeckgruppe ist dabei nicht von der Hand zu weisen, zumal die Schwefelisotopenwerte der Auripigmente und jene der Stibnite der Osttiroler Stibnite (Mariengrube – Nikolsdorf, Rabant) nahezu ident sind (CERNY, I. et al., 1981; GÖTZINGER, M.A. & PAK, E., 1983; GÖTZINGER, M.A., 1985).

2.4.3.2.3. Industrieminerale

2.4.3.2.3.1. Evaporitbezirk Basis Drauzugmesozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 196, 197, 200.

Charakteristika: Nahezu an der gesamten Südseite des Drauzugmesozoikums sind an der Basis gipsführende Sedimente des Permoskyths bis Unteranis (Grödener Sandsteine, Werfener Schichten) entwickelt (Laas, Dobratsch etc.). Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Auftreten von Magnesit.

In der bis zu 200 m mächtigen Abfolge, bestehend aus Sandsteinen und Tonschiefern führt der stratigraphisch höhere Anteil reichlich Karbonat und örtlich Gips (Ochsengarten/Lienzer Dolomiten, Lammergraben bei Laas, Monsell – St. Daniel, Reißkofel-Südseite, Dobratsch-Südseite).

Die karbonatführenden Gesteinsabfolgen sind wegen ihrer Magnesitmineralisation bekannt (NIEDERMAYR, G. et al., 1980). Die Magnesite treten als

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

a) detritär angelieferte Karbonatkriställchen und als sammelkristallisierte Matrix dieser Sand- und Siltsteine,
b) kryptokristalline Karbonatlagen in Siltsteinen und Tonschiefern, und
c) kryptokristalline Komponenten in Rauhwacken

in Erscheinung.

Der Magnesit wird als diagenetische Bildung im hypersalinaren Milieu angesehen. Magnesit und Gips treten vor allem an der Dobratschsüdseite auch gemeinsam auf, was als Hinweis dafür angesehen werden darf, daß hochkonzentrierte Mg-reiche Lösungen im hypersalinaren Milieu zur Magnesitbildung beitrugen.

Form der Mineralisation: Lager, Imprägnationen.

Nebengestein: Sandsteine, Siltsteine.

Alter des Nebengesteins: Skyth; tiefstes Anis.

Geochemie und Isotopenwerte: Tab. 12, 15, 23, 26, 27 und 29 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Laas/Kötschach, St. Daniel, Villacher Alpe (Hafnerbachgraben, Kranzwand, Nötsch, Ottmarhütte – Politza, Rote Wand), Obertilliach – Ochsengarten.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979), NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & SEEMANN, R., 1980.

2.4.3.2.4. Energierohstoffe

Nicht konturiert; ÖK: 179, 199, 200.

Im Drauzugmesozoikum sind mehrere Ölschiefer-Vorkommen in den „Seefelder Schichten" des Hauptdolomitkomplexes bekannt (Erlachgraben, Gamsgraben, Woschak-Graben). Im Ölschiefervorkommen des Erlachgrabens wurden wirtschaftlich unbedeutende, wissenschaftlich jedoch interessante Anreicherungen von Molybdänit nachgewiesen (CERNY, I. in: SOLTI, G. & LOBITZER, H., 1989).

2.4.3.3. Zentralalpines Mesozoikum

2.4.3.3.1. Eisen und Stahlveredler

2.4.3.3.1.1. Eisenerzbezirk Basis Stubai-Brenner-Mesozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 147, 148.

Charakteristika: Nördlich (Kalkkögel) und südlich (Serleskamm) des Stubaitales treten in einer konglomeratischen Basisserie des Brennermesozoikums Magnetit-Hämatit±Pyrit-Vererzungen mit typisch sedimentären Gefügemerkmalen wie Schrägschichtung, Korngradierung und Korngrößenwechsel auf. Die Quarzite und konglomeratischen Sandsteine führen stellenweise eine Sulfidparagenese mit Pyrit, Galenit, Chalkopyrit (MELCHER, F., 1990) und möglicherweise gediegen Gold (SRBIK, R., 1929).

Diese Erzanreicherungen an der Triasbasis des Brennermesozoikums werden als skythische Seifenbildung im Zuge einer weitreichenden Transgression im Strandbereich der Paläotethys erklärt (MELCHER, F., 1990; MELCHER, F. & KROIS, P., 1992). Magnetit gelangte durch Aufarbeitung von Gesteinen des Stubaikristallins in einen Strandbereich. Hämatit verdrängt Magnetit als ein spätdiage-

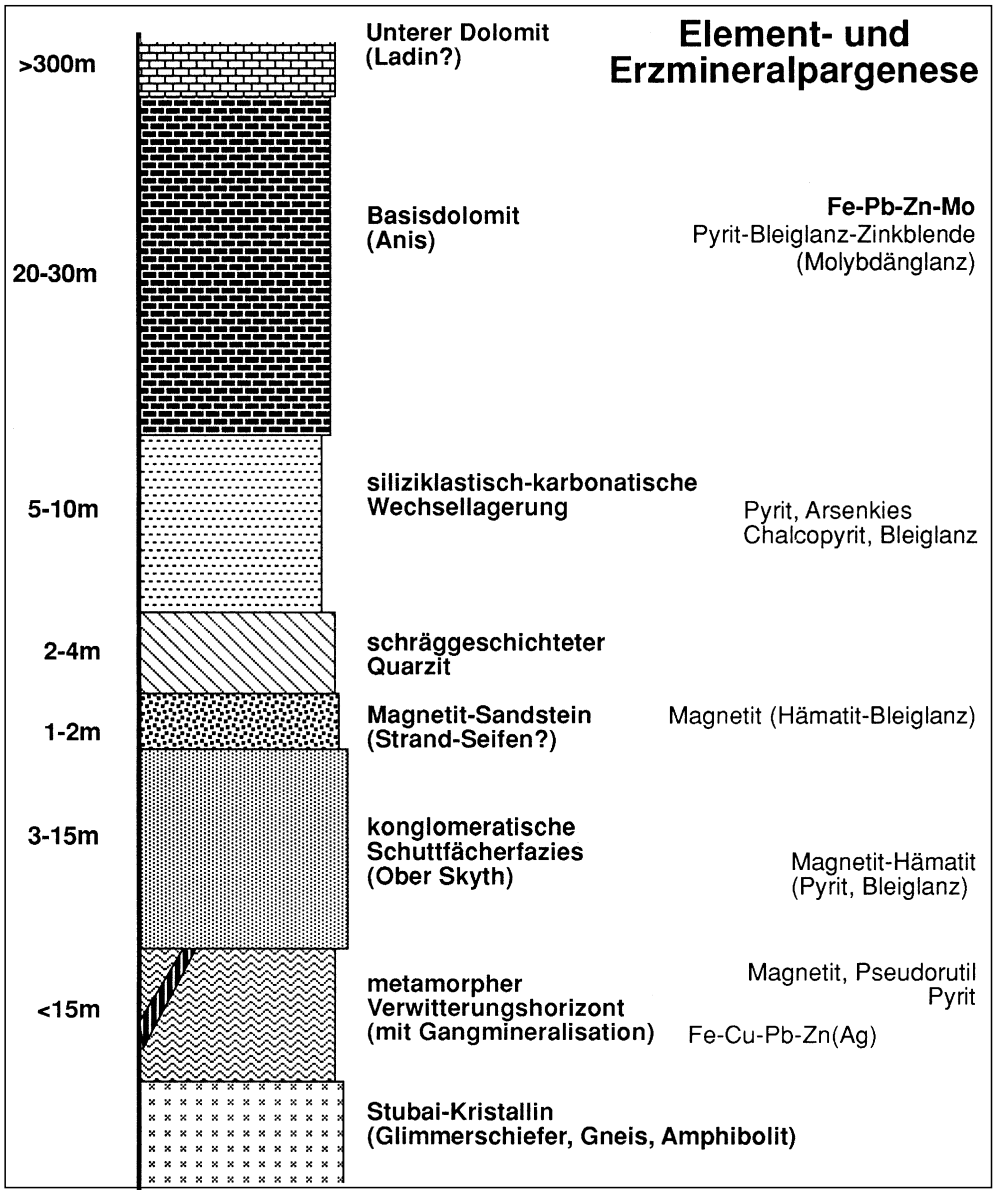


Abb. 327.
Schematisches und idealisiertes Profil durch den basalen Bereich des Brennermesozoikums südlich des Stubaitales.
Nach KROIS, R. & STINGL, F. (1990); MELCHER, F. (1991); MELCHER, F. & KROIS, R. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

netisches und metamorphes Mineral. Erzkörper und Nebengesteine sind grünschieferfaziell metamorph überprägt.

Form der Mineralisation: schichtparallele Linsen und Lager.

Nebengestein: Grobklastika an der Basis des Brennermesozoikums.

Alter des Nebengesteins: Skyth.

Besonderheiten: Mögliche Zufuhrkanäle einer epigenetischen Sulfidvererzung (Fe, Pb, Cu, Ag) durchschlagen im Margaretenbach Altkristallin und einen metamorphen permischen Verwitterungshorizont und führen zur Sulfidimprägnation Klastika.

Typische Vorkommen: Galtalm (Galta-Alm), Griesbach, Halslbach (Frohneben), Kamplweg – Jagerbrünnl, Knappenhütte – Kaserstattalm, Margaretenbach, Mühlbach – Telfes, Seibach, Starkenburger Hütte – Burgstall.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HAMMER, W. (1928), KROIS, P. (1989), MELCHER, F. (1990, 1991), MELCHER, F. & KROIS, P. (1992), SCHULZ, O. & BRIGO, L. (1977), SRBIK, R. (1929), TISCHLER, S. (1977).

2.4.3.3.1.2. Eisenerzbezirk Stangalmmesozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 183.

Charakteristika: Das Stangalmmesozoikum enthält eine Reihe von sulfidischen und karbonatischen Eisenvererzungen. Diese liegen in der sog. Melitzenschuppe, einem tektonisch begrenzten schmalen Streifen zwischen der Gurktaler Decke im Hangenden und den Gesteinen des Bundschuhkristallins im Liegenden.

Die erzführenden Abfolgen bestehen aus dunklen, gebänderten Karbonaten und Zellendolomiten („Rauhwacken"); die altersmäßig ins Skyth bzw. Anis gestellt werden. Demgegenüber wurde von HÖLL, R. (1970) auf Grund von Conodontenfunden Altpaläozoikum vermutet.

Die zum Abbau gelangte Lagermasse bestand i.w. aus Kiesen, Limonit, Magnetit und Siderit. Die Mächtigkeit der Vererzung betrug im Revier Grünleiten zwischen 2 und 8 m. Nach REDLICH, K.A. (1931) folgte die Lagerstätte im allgemeinen der Grenze „zwischen Gneis und Kalk".

Am Altenberg (östlich von Innerkrems) waren fünf Lagervererzungen bekannt, von welchen drei bergbaulich genutzt wurden. Nach REDLICH, K.A. (1931) erwies sich das Hangendste Lager als das mächtigste. Der söhlige Abstand betrug vom Hangendlager zum Mittellager rund 38 m, der vom Mittellager zum Liegendlager 76 m. Bemerkenswert waren offensichtlich horizontale Verwerfungen mit Verschiebungsbeträgen bis zu 22 m. Die Mächtigkeiten betrugen bis zu 22 m. Die Mächtigkeit der Lager erreichte örtlich bis zu 7 m. REDLICH, K.A. wies insbesondere auf die Massen noch unverwitterten Pyrites hin.

Im Schurfbau Rotenhofwand im Kremsbachgraben wurde aus zwei kleinen Tagbauen neben Siderit auch Galenit beschrieben.

Der einst bedeutende Bergbau auf Eisenerze wurde bereits im vergangenen Jahrhundert eingestellt. Die Verhüttung der Erze erfolgte in Bundschuh, Kremsbrücke und Eisentratten.

Möglicherweise sind auch die Hämatit- bzw. Magnetitvererzungen im Umfeld des Erlacher Bocks, die in vergleichbarer tektonischer und stratigraphischer Position liegen, Äquivalente dieser Vererzungen.

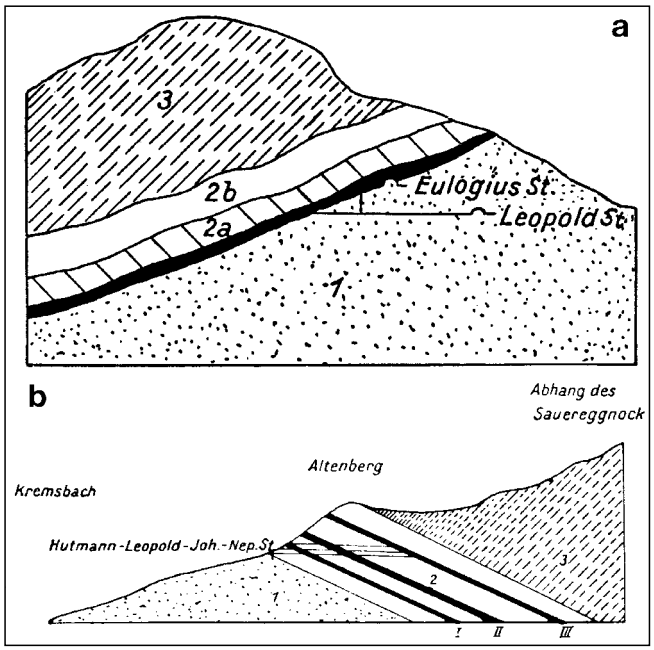


Abb. 328.
Eisenerzlagerstätten Stangalmmesozoikum.
a) Profil durch das Revier Grünleiten; 1 = Gneis; 2 = Erzlager; 2a = dolomitischer Kalk; 2b = Kalk und Kalkphyllit; 3 = Peitlerdolomit.
b) Profil durch das Revier Altenberg; 1 = Gneis; 2 = dolomitischer Kalk mit den drei Erzlagerstätten I, II und III; 3 = Konglomerat und Sandstein.
Aus REDLICH, K.A. (1931).

Form der Mineralisation: Lager, Linsen.

Nebengestein: Kalke, Dolomite, Rauhwacken.

Alter des Nebengesteins: Skyth, Anis.

Typische Vorkommen: Innerkrems – Altenberg, Innerkrems – Knappenhaus (Grünleitennock); Mattehanshöhe; ? Bocksattel (Erlacher Bock).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FRIEDRICH, O.M. (1936a, 1953b, 1968); HÖLL, R. (1970); KRAINER, K. (1995); REDLICH, K.A. (1931).

2.4.3.3.1.3. Eisenerzbezirk Semmeringmesozoikum

Nicht konturiert; ÖK: 104, 105, 133.

Charakteristika: Allgemein zeigen die Erzmineralparagenesen im Semmering-Mesozoikum im Vergleich mit jenen im Altkristallin oder in der Wechselserie niedrigere Bildungstemperaturen. Tektonische Beanspruchung und Durchbewegung ist zwar auch in den Lagerstätten (z.B. Siderit, Baryt) des Semmering-Mesozoikums öfters noch deutlich ausgebildet und kann bis zur Verschieferung gehen (z.B. Hämatit-führender Baryt vom Erzkogel südsüdwestlich des Sonnwendsteins), erreicht aber nicht den Grad, wie er für die (polymetamorphen) Lagerstätten im Altkristallin und in der Wechselserie typisch ist. Die alpidische Orogenese führte zu einer schwachen regionalmetamorphen Überprägung der Vorkommen im Semmering-Mesozoikum.

Eisen-Lagerstätten sind im Semmering-Mesozoikum zumeist an die Grenze von Permoskyth-Quarzit zu Anis-Ladin-Dolomit gebunden, die beide erzführend sind. Im Fröschnitzgraben wurde auf drei stark aufgerichtete, durch 2 bis 4 m taube Zwischenmittel getrennte, schichtkonkordante Lager gebaut, die mit dem Nebengestein nach N fallen. Die maximale Mächtigkeit der Eisenspat-Lager betrug 22 m und konnte streichend über längere Bereiche gebaut werden. Vorherrschend liegt Siderit vor, der von Sulfiden (Pyrit, sporadisch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chalkopyrit) und gelegentlich von Hämatit und Magnetit begleitet werden kann. Mineralogisch treten neben Siderit auch „Sideroplesit“ und Mg-reicher „Pistomesit“ auf. Gegenüber den Mineralisationen im benachbarten Altkristallin weist der Eisenspat im Semmering-Mesozoikum zumeist einen etwas geringeren Mangangehalt (um 6 Gew.-% $MnCO_3$) auf.

Ein Zentrum des Bergbaues bildeten die Siderit-Lagerstätten im Dürrgraben sowie am W-Hang des Peterbauer Kogels. Ein weiteres Revier im Bereich des Semmering-Mesozoikums des Fröschnitz-Gebietes, das Rettenberger Grubenfeld, befand sich nämlich zwischen Steingraben und Hasental.

Gelegentlich füllt Hämatit praktisch monomineralische kleine Gänge. Darüber hinaus ist Hämatit stellenweise als Begleiter in Baryt-Lagerstätten des Semmering-Mesozoikums anzutreffen (z.B. Hirschenkogel/Semmering, Erzkogel südsüdwestlich des Sonnwendsteins). Im Semmering-Quarzit am Ebnerkogel bei Grimmenstein liegt ebenfalls eine Hämatit-Mineralisation vor. In dieser wurde ursprünglich Hämatit als Besonderheit zur Gänze von Magnetit und dieser dann seinerseits wieder von jüngerem Hämatit verdrängt und pseudomorphosiert.

Form der Mineralisation: Lager-Mineralisationen, Gänge.

Nebengestein: Sedimentäre, schwach metamorphe Abfolge; Permoskyth-Quarzit, Anis–Ladin-Dolomit.

Alter des Nebengesteins: (Permo-)Trias.

Typische Vorkommen: Assantberg, Dürrgraben, Ebnerkogel bei Grimmenstein, Erzkogel südsüdwestlich des Sonnwendsteins, Fröschnitzgraben, Großer Otter SW-Hang („Schabbauer“), Hasental, Hirschenkogel/Semmering, Kirchberg/Wechsel, Kögelschlagkogel, Peterbauer-Kogel, Rettenegg.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: TUFAR, W. (1963, 1965d, 1968c, 1969a, 1974, 1979a, 1980b, 1981).

2.4.3.3.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Innerhalb des Stubai-Brennermesozoikums sind in den Basisabfolgen des Anis eine Reihe von Blei-Zink-Mineralisationen bekannt geworden. Die Vererzungsdichte war Grund dafür, diese zu einem eigenen Bezirk zusammenzufassen.

Die im Wettersteindolomit gelegene gangförmige Blei-Zink-Vererzung der Schildköpfe bei Obernberg erreichte aufgrund ihrer geringen Dimension wirtschaftlich nie eine Bedeutung, ist jedoch als wichtiges Bindeglied zu den karbonatgebundenen Blei-Zinkvererzungen des Drauzuges bzw. der Nördlichen Kalkalpen anzusehen.

Chalkopyrit- und Kupfer-Oxidationserze (z.B. Malachit) finden sich sporadisch in der Baryt-Lagerstätte am Kleinkogel im Semmeringmesozoikum.

Eine Blei-Zink-Mineralisation mit vorherrschend Galenit und eisenarmem Sphalerit sowie etwas Pyrit findet sich als Lager-Mineralisation sowie mobilisiert in Gängchen und Netzwerken („Stockwerk“) im Anis-Ladin-Dolomit im Hangenden des permoskythischen Semmering-Quarzites. Die Blei-Zinkerze begleiten teilweise Baryt.

2.4.3.3.2.1. Blei-Zink-Eisenerzbezirk Stubai-Brenner-Mesozoikum

Nicht konturiert: ÖK: 148.

Charakteristika: Südlich des Stubaitales treten im hangenden Bereich des anisischen Basisdolomites über 4 km im Streichen verfolgbare Sulfidvererzungen mit Pyrit, Galenit und Sphalerit (2,5–3,9 % Fe, 0,06–0,41 % Cd) auf. Die zahlreichen, bis zu 10 cm mächtigen Erzlagen verwittern zu Mo-reichen Limonitkrusten (bis zu 850 ppm Mo), Smithonit, Cerussit, Hydrozinkit, Greenockit, Wulfenit und Mn-Hydroxiden. Sehr feinkörniger Molybdänit tritt neben Pyrit und Graphit im unteren Basisdolomit auf.

Es handelt sich möglicherweise um diagenetische Sulfidmineralisationen, die durch Fluidzirkulation während der Dolomitisation in lagunären Karbonatgesteinen mit Anteilen an alterierter organischer Substanz gebildet wurden. Als Metallquelle werden metamorphe Paraserien des Stubaikristallins angenommen. Basisdolomit und Erzlager sind tektonisch stark durchbewegt und eoalpin grünschieferfaziell überprägt (450°C; 3,5–4 kb).

Form der Mineralisation: stratiforme Lagen, kleine diskordante Gänge, Imprägnationen.

Nebengestein: dunkle Dolomite des „Basisdolomit“.

Alter des Nebengesteins: Anis.

Besonderheiten: Hohe Molybdängehalte (±Pb, Zn, Ag) in den Bachsedimenten (THALMANN, F. et al., 1989), südlich des Stubaitales.

Typische Vorkommen: Griesbach, Margaretenbach, Mühlbach – Telfes, Seibach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: MELCHER, F. (1990); MELCHER, F. & KROIS, P. (1992).

2.4.3.3.2.2. Blei-Zinkerzbezirk Flattnitz

Nicht konturiert: ÖK: 183, 184.

Charakteristika: Im Liegenden der Gurktaler Decke tritt in Form der Melitzen-Scholle und im Halbfenster von Flattnitz zentralalpines Mesozoikum zutage. Dieses führt an mehreren Stellen kleine, aber bemerkenswerte Vorkommen von Blei-Zinkvererzungen, die auf Grund ihrer stratigraphischen Position ein wichtiges Bindeglied zu den vergleichbaren Vererzungen des Drauzuges bzw. der Nördlichen Kalkalpen bilden.

Obwohl die stratigraphische Einstufung der einzelnen Vererzungen noch unzureichend ist, dürften die Mineralisationen sowohl im Anis als auch im Karn entwickelt sein. Die kluftförmigen (silberführenden) Blei-Zinkvererzungen des Flattnitzer Halbfensters dürften im oberen Wettersteindolomit liegen.

Demgegenüber liegen die Vererzungen der Melitzenscholle (Kaning-Scharte, Feldner Alm – Peitlernock – Peitleralm sowie des Erlacher Bockes – Zunderwand) zumindest teilweise im Anis. Die Vererzungen sind einerseits klüftig, andererseits als lagerförmige Imprägnationen ausgebildet.

Die Erzparagenese umfaßt neben Galenit und Sphalerit auch Bournonit, Tetraedrit und als Gangart Baryt, Fluorit, Dolomit und Calcit. Bemerkenswert sind höhere Bi-Gehalte im Galenit (50 ppm Bi) und Tetraedrit (0,12 %) (Tab. 4 und 5).

Form der Mineralisation: Klüfte, (lagerförmige) Imprägnationen.

Nebengestein: Kalke, Dolomite.

Alter des Nebengesteins: Anis (?), Karn (?).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 26 und 27 im Abschnitt V. Die Schwefelisotopendaten deuten mit den maximalen $\delta^{34}S$-Werten auf anisisches Meerwassersulfat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor

Typische Vorkommen: Erlacher Bock (Zunderwand), Feldner Alm (Peitlernock, Peitleralm), Flattnitz (Bockbühel, Johanniswand, Modringeralpe), Kaning-Scharte.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: KÜRZL, H. (1982); NIEDERMAYR, G. (1992); WIESSNER, H. (1951).

2.4.3.3.3. Sondermetalle

2.4.3.3.3.1. Uranerzbezirk Radstädter Tauern

Nicht konturiert; ÖK: 126, 127, 157

Charakteristika: Im Bereich der unterostalpinen „Radstädter Quarzphyllite" sind in den Bereichen um Forstau, Obertauern und Tweng schichtgebundene, stratiforme Uranmineralisationen entwickelt.

Im Bereich von Forstau sind die Uranmineralisationen an die sogenannte Forstau-Serie gebunden, die zumindest vom Liegenden zum Hangenden in drei unterschiedliche lithologische Einheiten untergliedert werden kann:

a) Eine klastische Abfolge mit konglomeratischen Einschaltungen (Mächtigkeit 100–200 m).
b) eine grobkörnige klastische Abfolge von karbonatführendem Serizitquarzit (Karbonatgehalt 5–15 %) mit Einschaltungen phyllitischer Gesteine (Mächtigkeit 300–600 m). Im oberen Teil dieses Schichtkomplexes liegt die 30–50 m mächtige Abfolge bestehend aus phyllitischen und quarzitischen Gesteinen, die die Uranmineralisationen (Uraninit, Pechblende) sowie Pyrit, Hämatit und Limonit enthält.
c) Der Schichtkomplex wird im Hangenden von einer bis zu 600 m mächtigen Abfolge bestehend aus grauen bis schwarzen Serizitphylliten mit Einschaltungen von Graphitphylliten sowie Chloritphylliten überlagert. Diese Gesteine werden örtlich von Karbonat- und Quarzgängchen durchzogen.

Die Forstau-Serie streicht vorwiegend E–W und taucht etwa 50–60 Grad gegen N. Durch eine mehraktige tektonische Überprägung wurde der gesamte Schichtkomplex verfaltet.

Die Vererzung besteht im Wesentlichen aus feinkörnigem Uraninit, der mit Framboidpyrit vergesellschaftet und fein dispers schichtparallel im Nebengestein eingelagert ist. Akzessorisch vertreten sind Chalkopyrit und Arsenopyrit, darüberhinaus tritt Pechblende in Form von dünnen Lagen und Bändern im Nebengestein auf. Molybdänit und die Spurenelemente Cu, Co, As, Y, Pb etc. gehen mit den Uranmineralisationen einher.

Gelegentliche Einlagerungen in der Schieferung oder Klüftung wurden ebenfalls beobachtet. Die Erzführende Zone erreicht im Bereich von Forstau Mächtigkeiten bis zu 10 Meter. Im Streichen sind die einzelnen linsenförmigen Erzkörper, deren Mächtigkeit zwischen wenigen cm und 3 m beträgt, auf ca 5–50 m zu verfolgen.

Im Bereich von Forstau wurden an geologischen Vorräten rund 800 t Erz mit einem durchschnittlichen Metallgehalt von 850 ppm U_3O_8 nachgewiesen.

Im Bereich von Obertauern tritt am Osthang des Taurachtales zwischen 1700 und 1900 m NN ein ca. 40–50 m mächtiger, mineralisierter Quarzphyllit-Horizont auf, der sich über etwa 4 km verfolgen läßt. Die streichende Länge der linsenförmig auftretenden Mineralisationen liegt im m-Bereich und überschreitet selten 10 Meter. Die Mächtigkeit liegt aber meist unter 1 Meter. Als Mittelwert (n = 30) der Urankonzentration solcher Linsen wurden im Rahmen einer Prospektionskampagne 0,16 % U_3O_8 ermittelt.

Nahezu idente Verhältnisse herrschen im oberen Preuneggtal (Ursprungalm) vor. Neben einem Mittelwert von 0,2 % U_3O_8 ist das Auftreten von Kobaltblüte und sekundären Kupfermineralen hervorzuheben.

Die Uranvorkommen von Tweng, rund 30 km südöstlich von Forstau, liegen in der gleichen tektonischen Einheit. In karbonatischen chloritführenden Muskovit-Quarzschiefern und Graphitschiefern sind zweiuranführende Horizonte entwickelt: In

Abb. 329.
E–W-Längsprofil durch die Uranerzlagerstätte Forstau.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

Abb. 330.
Querprofil durch die Uranerzlagerstätte Forstau (Sohle 1040).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einem feinkörnigen chloritführenden Muskovit-Quarzschiefer mit bis zu 1 cm großen Pyriten wurden lediglich geringe Urankonzentrationen nachgewiesen, während in einem gröberkörnigen karbonatischen Chlorit-Quarzschiefer höhere Metallgehalte vorgefunden wurden.

An Uranerz wurde Pechblende nachgewiesen, die im intergranularen Zwischenraum des gröberkörnigen Quarzes eingewachsen ist. Vereinzelte linsen- bis taschenförmige Erzkörper liegen innerhalb eines bis zu 250 m mächtigen Schichtpaketes, das im Streichen auf über 9 km verfolgbar ist. Diese Erzkörper zeigen lokal U-Gehalte bis zu einigen 1000 ppm und sind somit lediglich von wissenschaftlichem Interesse.

Form der Mineralisation: Lager, Linsen.

Nebengestein: Chlorit-Serizitquarzit, Glimmerschiefer.

Alter des Nebengesteins: Skyth.

Typische Vorkommen: Forstau, Jauchspitze, Jauchspitze – Ursprungalm, Kranzlhöhe, Obertauern, Obertauern – Seekareck, Obertauern – Seekarschneid, Tweng – Moserkopf, Tweng – Purnalm, Twenger Almkogel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: IUREP Studie.

2.4.3.3.3.2. Uranerzbezirk Liesing-Paltental

Nicht konturiert; ÖK: 131.

Charakteristika: An das Zentralalpine Mesozoikum, das längs des Liesing-Paltentales dem Seckauer Kristallin auflagert, sind in einem tektonischen Fenster unter der Veitscher Decke der Grauwackenzone nördlich von Wald und in den Rottenmanner Tauern südlich des Schoberpasses zahlreiche U-Cu-Mineralisationen bekannt.

Die permoskythische Rannachserie des Zentralalpinen Mesozoikums setzt sich vornehmlich aus Serizitquarzit mit Quarzgeröll-Lagen an der Basis und Einschaltungen von Chlorit-Serizitphylliten zusammen. Die Mineralisationen (linsige Erzkörper in dm- bis m-Größe) sind an den Serizitquarzit gebunden.

Im U-Cu-Erz sind Chalkopyrit, Bornit, Pyrit und Hämatit nachgewiesen. Metallgehalte (n = 11): U: bis 0,8 %; Cu: bis 3,2 %; Th: max 0,0137 %.

Form der Mineralisation: Linsen (dm- bis m-Größe).

Nebengestein: Serizitquarzit.

Alter des Nebengesteins: Permoskyth.

Besonderheiten: Im Rahmen von Prospektionsarbeiten wurden im Liesingtal (südlich von Wald/Schoberpaß) und Pischinggraben (südlich von Kalwang) eine große Zahl von Uranvererzungen, die durch das Auftreten sekundärer Uran- und Kupfermineralen ausgezeichnet sind und (ungewöhnlicherweise) auch in konglomeratischen Lagen der Rannachserie auftreten, entdeckt. Schurfproben weisen Gehalte um 0,4 % U_3O_8 auf, die lokal den %-Bereich übersteigen können. An Begleitmetallen sind hervorzuheben: Cu bis 6500 ppm, Mo bis 1500 ppm, und Ag bis 170 ppm.

Wie für diesen Vererzungstyp charakteristisch, liegen die Mächtigkeiten im dm-Bereich, bei Streichenderstreckungen im Meter-Bereich. Die relativ größte der untersuchten Vererzungen findet sich im Bereich der „Rabenkoppe“ südlich von Unterwald.

Typische Vorkommen: Bärensulsattel, Liesingau – Hagenbach, Rabenkoppe, Sonnberg – Schoberpaß, Steinberg – Schoberpaß.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Geologie: METZ, K. (1940); U-Cu Erze: ERKAN, E. (1977), ERKAN, E. & RADWAN, Y. (1982); RADWAN, Y. (1981).

2.4.3.3.3.3. Uranerzbezirk Semmering – Wechsel

Nicht kontuiert; ÖK: 104.

Charakteristika: Das Semmering-Mesozoikum beherbergt zahlreiche, allerdings nur kleinräumige Uran-Vorkommen. Diese sind an den permoskythischen Semmering-Quarzit gebunden. Eine kleinräumige Uran-Mineralisation tritt auch in der Keupergipslagerstätte vom Myrthengraben auf.

Im Bereich Prinzenkogel – Rettenegg sind sowohl primäre als auch sekundäre Uran-Mineralisationen bekannt.

Die primäre Vererzung entspricht völlig dem für das Permoskyth charakteristischen Erztyp: Diese liegt in grobkörnigem Quarzit innerhalb einer rinnenartigen Struktur, die bei einer Breite von lediglich wenigen Metern bloß Mächtigkeiten bis zu 70 cm aufweist. Die Vererzung ist lokal bis >1 % U_3O_8 angereichert. Ein Mittelwert von 83 Punkt- und Schlitzproben ergibt 0,13 % U_3O_8, ein Mittelwert von 14 Schurfproben 0,32 % U_3O_8. Ein Spurengehalt von Gold wird berichtet, ohne daß sich diese Angabe näher verfolgen läßt.

Die sekundäre Uran-Mineralisation tritt in Nachbarschaft eines Baryt-Ganges in einer Metaarkose im Hangenden der primären Vererzung auf und ist durchwegs kluftförmig ausgebildet. Nach SEEMANN, R. & KALBSKOPF, R. (1972) sind die uranführenden Klüfte durchwegs mit Bruchstücken des Nebengesteins und Tonmineralen gefüllt. Als Uranminerale wurden Meta-Uranocircit-II sowie Meta-Autunit-II nachgewiesen, wobei die Bariumphase bei weitem überwiegt.

Die Uranminerale selbst treten dabei in Form allseitig ausgebildeter Kristallaggregate und Blättchen lose in diesem Sediment auf. Nebenbei sitzen sie noch aufgewachsen auf Kluftflächen, in Quarzschnüren und in Gesteinshohlräumen, nicht aber direkt im Quarzit.

Es wird angenommen, daß das Uran selbst nicht aus dem anstehenden Semmeringquarzit stammt, vielmehr aus den liegenden Serien (ABP-Serie). In unmittelbarer Nähe der Uranmineralisation liegt eine gangförmige Barytmineralisation.

Auch bei Waldbach wurden schwache Urananreicherungen in quarzitischen Einschaltungen des Alpinen Verrucano bekannt.

Uranmineralisationen im Bereich des Sonnwendsteines liegen im Semmeringquarzit, der von geringmächtigen phyllitischen Zwischenlagen durchzogen wird.

Form der Mineralisation: Klüfte, Linsen.

Nebengestein: Quarzit.

Alter des Nebengesteins: Permoskyth.

Besonderheiten: Vorkommen von lediglich wissenschaftlichem Interesse.

Typische Vorkommen: Rettenegg – Prinzenkogel, Rettenegg – Rieglerviertel.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: IUREP-Studie, SEEMANN, R. & KALBSKOPF, R. (1972), TUFAR, W. (1979a, 1981, 1987).

2.4.3.3.4. Industrieminerale

2.4.3.3.4.1. Barytbezirk Semmering

Konturiert; ÖK: 104, 105.

Charakteristika: Die unterostalpinen Abfolgen des Semmerings enthalten Barytvorkommen, die als Gänge bzw. Lagergänge ausgebildet sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

An Quarzit gebundene Vorkommen

Im Semmeringquarzit liegen gang- bis kluftförmige, örtlich auch lagerförmige Barytvorkommen. Der Baryt ist reinweiß („Blütenspat“), weitgehend frei von Quarz und sulfidischen Verunreinigungen, kann aber gelegentlich Hämatit führen. Die Streichrichtung der Barytgänge folgt dem regionalen NNE–SSW- bis NE–SW- bzw. E–W-orientierten Störungs-(Kluft-)System. Die Mächtigkeit der Gänge ist äußerst variabel und schwankt zwischen wenigen cm bis zu mehreren Metern.

An Anis–Ladin-Dolomit gebundene Vorkommen

An der Hangendgrenze des Quarzites, an der Basis des auffallend eisenschüssigen Anis–Ladin-Dolomites, der den Quarzit überlagert, treten Lager-Mineralisationen von Baryt auf, die im Gegensatz zu den reinweißen Baryten im Quarzit meist schmutziggrau gefärbt sind. Die Färbung ist häufig auf eine merkliche Sulfidführung zurückzuführen, außerdem kann etwas Hämatit vorliegen. Der Baryt dieser Lager-Mineralisation zeigt stellenweise deutliche tektonische Beanspruchung und Durchbewegung, wobei auch Schieferung auftritt. Untergeordnet ist Baryt mobilisiert in Gängchen und Netzwerken („Stockwerk“) anzutreffen.

Baryt tritt außerdem im Anis-Dolomit auf (Großer Otter). In Otterthal (S-Fuß Großer Otter) wurde Baryt in Nachbarschaft einer kleinen Blei-Zinkmineralisation abgebaut. Der Baryt im nördlichen Bereich des Semmering-Quarzites enthält 1,27–2,17 % Sr, jener von Waldbach aus dem südlichen Bereich 0,5 bis 1 % Sr, während dagegen die junge Baryt-Mobilisation von Rettenegg mit nur ca 0,3 % Sr deutlich abfällt. In Vorkommen an der Grenze vom Quarzit zum Anis-Dolomit weist Baryt 1,33 bis 2,27 % Sr auf, in jenem im Anis–Ladin-Dolomit 1,19–1,51 % Sr. Sehr geringe Spuren an Uran liegen in allen Baryten vor, die höchsten Spuren enthält der Baryt vom Kleinkogel (siehe auch Tab. 13 im Abschnitt V.).

MOHR, H. (1954) und TUFAR, W. (1963) vertreten die Ansicht, daß das Ba aus dem Kalifeldspat des Semmering-Quarzites stammen könnte. Dafür sind reduzierte, saure Lösungen notwendig, die beim Zusammentreffen mit oxidierten SO_4^{2-}-Lösungen Baryt fällen.

Nördlich bzw. nordöstlich des Großen Otter treten an Stelle des Barytes gelbbraune Rauhwacken auf. Dies könnte als Hinweis gedeutet werden, daß die Baryte an der Anisbasis das Sulfat aus den Evaporiten bezogen haben.

Form der Mineralisation: Gänge, Klüfte; Lager (-gänge).

Nebengestein: Quarzit; Dolomit.

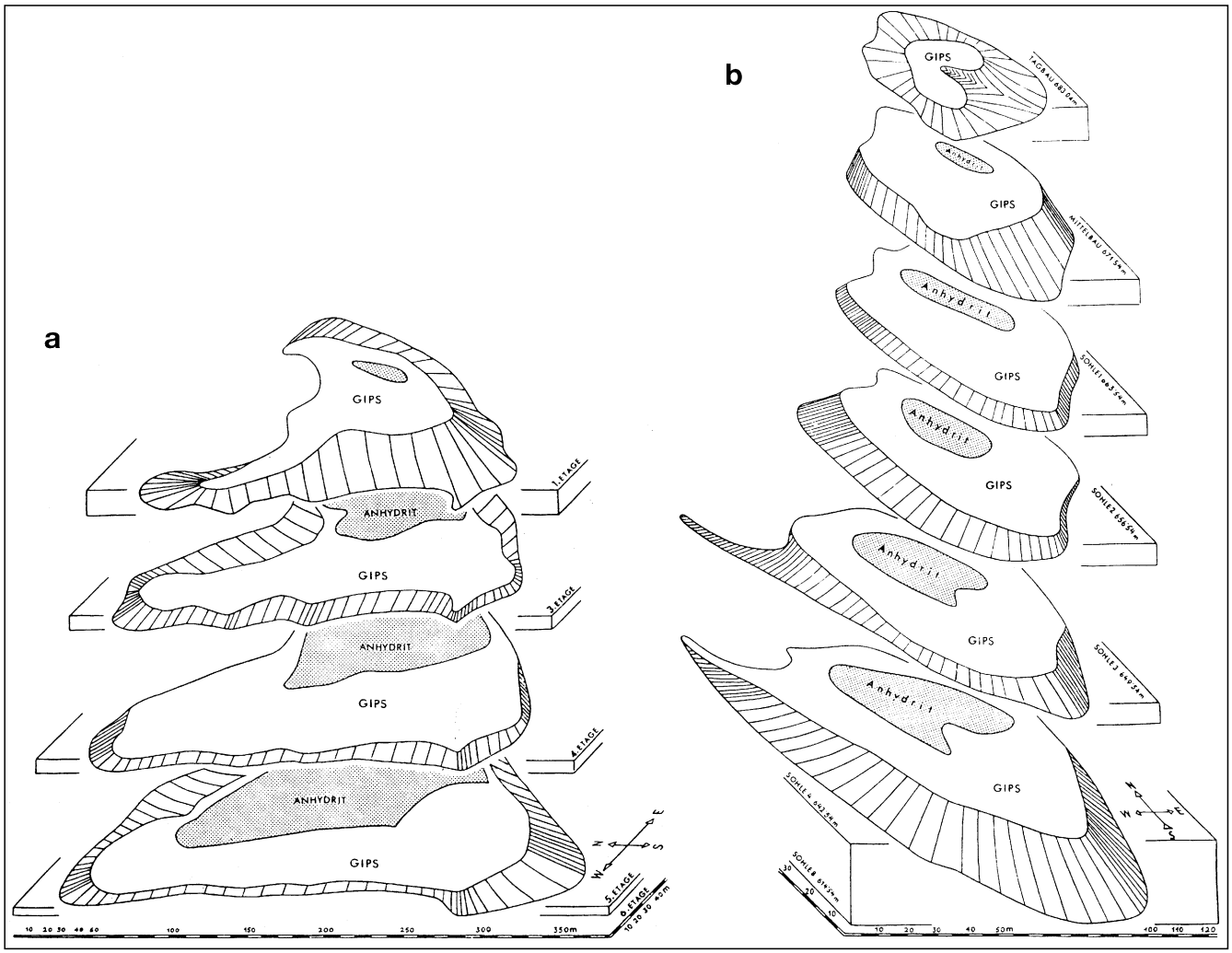


Abb. 331.
Geologische Blockdarstellung der Gips-Anhydrit-Lagerstätten.
a) Myrthengraben (Haidbachgraben).
b) Edelsdorf (Stanzertal) nach BAUER, F.K. (1968).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Alter des Nebengesteins: Skyth (Quarzit); Anis, Ladin (Dolomit).

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6, 12, 26, 27, 29 und 30 im Abschnitt V. Die Sulfatschwefelisotopen sind mit Skyth oder Anis einzustufen. Strontiumisotopendaten begünstigen die Hypothese einer epigenetischen Entstehung (kretazisch ?). Pb-Pb-Modellalter: 270 Ma.

Typische Vorkommen: Hirschenkogel, Hirschenkogel – Dürrgraben, Otter (Kummerbauer-Stadl); Otterthal, Steinbach.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: GRUM, W. (1995); MOHR, H. (1954); PAK, E. (1978); TUFAR, W. (1963, 1965b, 1969a,b, 1978b, 1979a, 1980b, 1987); SCHROLL, E. & PAK, E. (1980); WEBER, L. (1987).

2.4.3.3.4.2. Evaporitbezirk Semmering – Mürztal

Nicht konturiert; ÖK: 105, 134.

Charakteristika: Die Anhydrit-Gipsvorkommen des Semmerings liegen in einer E–W-streichenden Mulde, die in ihrer Mächtigkeit stark schwankt. Sie wird hauptsächlich von Gesteinen des Bunten Keupers aufgebaut, der aus Serizitschiefern, dunklen Schiefern, Quarziten, Arkosen und untergeordnet auch aus Rauhwacken und breccienführenden Rauhwacken besteht. Das kalkigschiefrige und fossilführende Rhät schließt die Schichtfolge der Semmeringtrias ab. Das Alter der Gipse entspricht dem Karn (Keuper).

Im Bereich des Haidbachgrabens (Myrthengrabens) sind 2 Anhydrit-Gipskörper bekannt (Katharinenlager, Eugenlager). Beide Lagerstättenkörper enthalten einen mehrere Zehnermeter mächtigen Anhydritkern, der von einem unterschiedlich mächtigen Gipsmantel umgeben wird. Während das Katharinenlager diapirförmig entwickelt ist, liegt das Eugenlager schichtkonkordant im Serizitschiefer.

Die östlichsten Ausläufer der Evaporitvorkommen liegen im Bereich um Schottwien – Göstritz.

Auch die Anhydrite und Gipse des Stanzertales liegen in einer E–W-streichenden Mulde, die aus obertriadischen Rauhwacken aufgebaut wird. Im Gegensatz zu den Vorkommen des Semmerings scheinen die Keuperschiefer weitgehend zu fehlen.

Das stockförmige Gips-Anhydritvorkommen liegt annähernd konkordant im Nebengestein. Der Gips ummantelt in typischer Weise einen mehrere Zehnermeter mächtigen Anhydritkern.

Form der Mineralisation: Lager, diapirartige Stöcke.

Nebengestein: Semmering: Serizitschiefer („Bunter Keuper“); Stanzertal: Rauhwacken und breccienführende Rauhwacken.

Alter des Nebengesteins: Karn i.A. (Keuper).

Besonderheiten: Vom Evaporitvorkommen im Myrthengraben (Haidbachgraben) wurde eine äußerst komplexe, eisenarme Buntmetall-Mineralisation mit Cu, As, Pb, Zn, Fe, S, ± Sb, Sn, Se, U usw. bekannt. Diese zeichnet sich durch eine mineralartenreiche, ungewöhnliche Paragenese (Sulfosalze, Sulfide usw.) mit zahlreichen, weltweit bisher unbekannten Verwachsungen (z.B. Myrmekite von Enargit) aus und stellt einen weltweit neuen Typ einer Sulfosalz-Mineralisation dar. Hauptgemengteile bilden Enargit, Tennantit, Wurtzit, Sphalerit (paramorph nach Wurtzit); Galenit, Pyrit und Jordanit. Nebengemengteile sind Luzonit, Seligmannit, Stibnit, Kesterit, Bravoit, sowie ein neues As-S-Mineral (As_2S_3, mit geringem Ersatz von As durch Sb). Postkristalline Deformation ist an Erzmineralen nachzuweisen, stellenweise liegen sogar Rekristallisate von Galenit vor. Wurtzit sowie Sphalerit (paramorph nach Wurtzit) zeichnen sich durch extreme Eisenarmut (0,062–0,085 Gew.-% Fe) und hohe Gehalte an Cd (1,12–1,16 Gew.-% Cd) aus, Galenit enthält etwas Ag (55–158 ppm); aber höhere Gehalte an Se (bis 1 Gew.-% Se). Als eine weitere mineralogische Besonderheit ist Uran in diesem Vorkommen gelegentlich in Form kleiner Kristalle und Kristallaggregate des hexagonal-rhomboedrischen Uranyl-Karbonates Andersonit anzutreffen.

Typische Vorkommen: Alter Doppelreiterbruch, Alter Wellspacherbau, Göstritz, Myrthengraben (Haidbachgraben); Stanz (Edelsdorf, Fladenbach).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BAUER, F.K. (1968); NEUNER, K.H. (1964); HAGENGUTH, G. (1986); TUFAR, W. (1982).

2.4.3.3.4.3. Leukophyllitbezirk Aspang

Nicht konturiert; ÖK: 105, 106.

Charakteristika: Die wichtigsten Leukophyllitvorkommen dieses Typs treten räumlich in unmittelbarer Nähe der Lagerstätte Aspang auf, wobei die bedeutendsten Mineralisationen im Kohlgraben südlich von Aspang zu finden sind. Es handelt sich hier um Serizitphyllite (Phyllonite); die durch hydrothermale Umwandlung aus den Porphyroiden des Semmering-Wechselsystems entstanden sind. In der Vergangenheit wurden diese Gesteine auch als „Weißerde“ und als „Kaolin“ bezeichnet, wobei festzuhalten ist, daß Kaolin in diesen Lagerstätten nicht auftritt. Der Mineralbestand setzt sich überwiegend aus Serizit und Quarz zusammen, untergeordnet kommen auch Apatit, Rutil, Pyrit und Chloritoid vor. In der Lagerstätte treten unterschiedliche Farbqualitäten der Weißerde auf. Einschaltungen von Dolomit und Gipslinsen werden beschrieben.

Diese Leukophyllite sind an den Grenzbereich zwischen der Grobgneisserie und der hangenden Wechselserie gebunden. Sie entstanden während W–E-gerichteter Abschiebungen (Extensionsbewegungen) während des Aufstieges dieser Kristallinblöcke im Tertiär. Nach radiometrischen Datierungen (KRALIK, M. unveröffentlicht) beträgt das Bildungsalter 51 Ma. Dies ist auch der wesentliche Unterschied zu den älteren und in tieferen Krustenbereichen entstandenen Leukophylliten in der Grobgneisserie. Die Isotopensignatur der Fluide weist auf die Dominanz meteorischer Wässer bei der Lagerstättenbildung hin.

Form der Mineralisation: Flach bis mittelsteiles Einfallen von bis zu 20 m mächtigen Scherzonen.

Nebengestein: Porphyroid, Semmeringquarzit, Wechselschiefer.

Alter des Nebengesteins: Perm.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tabellen 21 und 31 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Aspang – Zöbern, Heuberg – Rosalienkapelle, Lichtenegg, Pfarrwald.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: HUBER, M. (1994); HUSKA, G. (1970).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

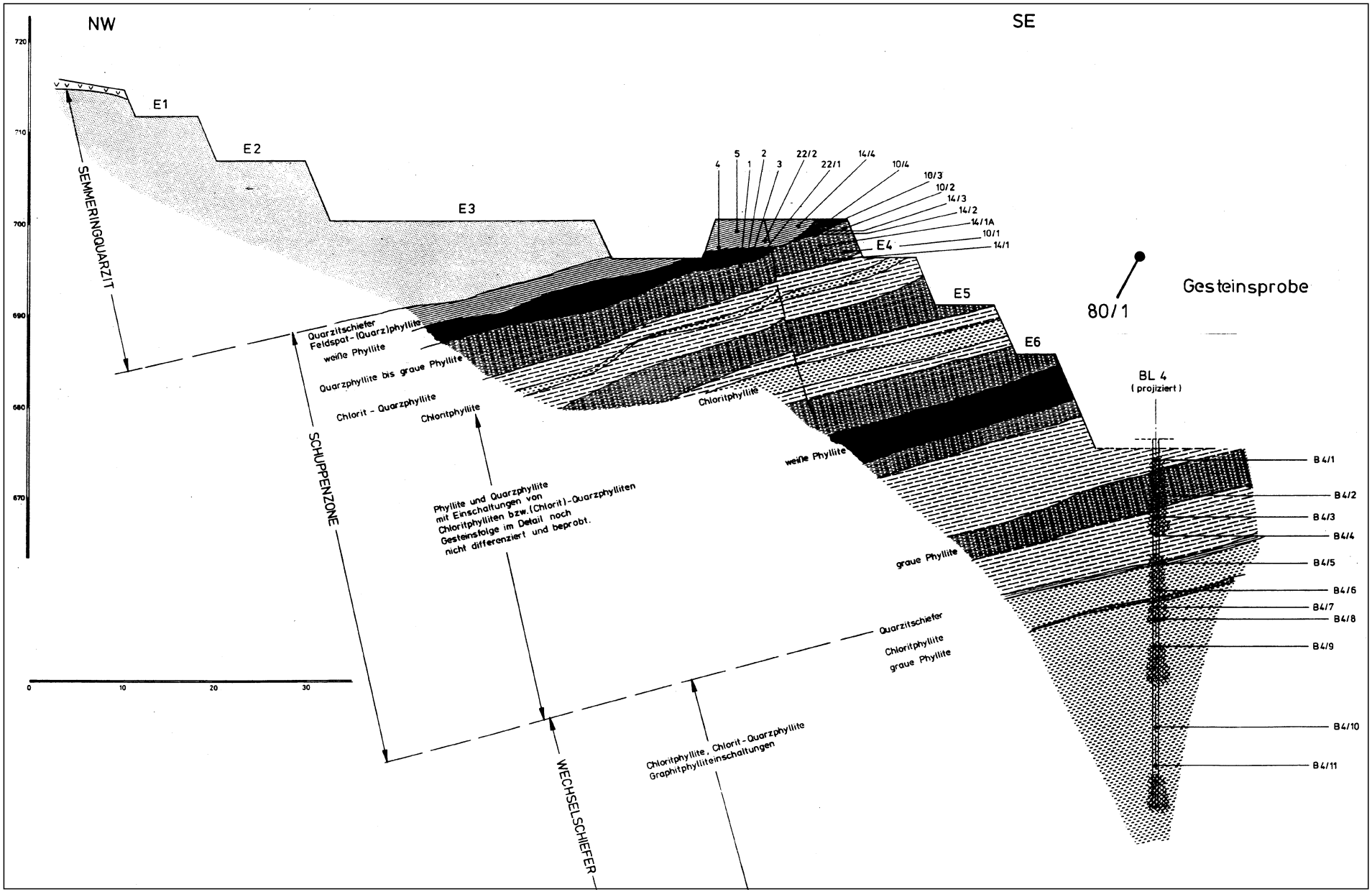


Abb. 332.
Geologisches Profil durch die Leukophyllitlagerstätte Aspang.
Nach unveröffentlichten Werksunterlagen, erstellt von G. RIEDMÜLLER.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3.4. Gosaubecken

2.4.3.4.1. Sonder- und Leichtmetalle

2.4.3.4.1.1. Bauxitbezirk Nördliche Kalkalpen

Nicht konturiert; ÖK: 69, 76, 89, 90, 93, 95, 99, 100.

Charakteristika: Vorkommen von Bauxiten sind ausschließlich an die Abfolgen der Gosau gebunden. Sie sind diskordant auf vorsenonen kalkalpinen Schichtfolgen aufgelagert. Die Vorkommen verteilen sich vom Brandenberger Gosaubecken nördlich Rattenberg in Tirol, den Salzburger Gosaubecken am Untersberg, östlich St. Wolfgang am See, dem Raum Weißwasser – Unterlaussa bei Admont im Ennstal und Hieflau bis Dreistätten am Nordrand der Neuen Welt im Osten.

Es handelt sich durchwegs um geringmächtige (bis einige m) Ablagerungen von Karstbauxiten (Karbonatbauxite), die weder quantitativ noch qualitativ an die Karstbauxitlagerstätten des ungarischen Mittelgebirges oder der Dinariden heranreichen. Für hochwertige Bauxiterze sind die Gehalte an Al_2O_3 zu niedrig (50 bis 70 % freies Al_2O_3) und die Eisen- und Kieselsäuregehalte zu hoch. Es liegen Eisenbauxite, teilweise auch mit hohen tonigen Komponenten vor. Hauptminerale sind Böhmit, Hämatit, Goethit, Kaolinit und Chlorit, untergeordnet Rutil, Quarz, Zirkon, Titanit, Turmalin etc.

Stofflich handelt es sich um Umlagerungen lateritisierter Klastika aus einem höher gelegenen Rückland, die die mineralogische und geochemische Eigenart der verwitternden Gesteinsoberfläche widerspiegeln. Nach LEISS, O. (1989) handelt es sich um eine Mischung von Verwitterungsmaterial verschiedener Herkunft, nicht nur Lösungsrückstände aus dem kalkalpinen Raum, sondern auch Einträge von Porphyren, Basiten, Serpentinen, Grauwackenschiefern oder Detritus aus dem Haselgebirge, je nach Einzugsgebiet. Ein multipler Umlagerungsprozeß hat mit Transportauslese unter Verwitterungseinfluß ein feinkörniges Restsediment erzeugt, das in sedimentären Fallen auf der verkarsteten Oberfläche des alpinen Mesozoikums eine postsedimentäre Reifung durch Desilifizierung zum Bauxit erfahren hat.

Im Bereich der Ostalpen haben die klimatischen Bedingungen und Zeiträume offenbar nicht ausgereicht, um wirtschaftlich nutzbare Bauxitlagerstätten entstehen zu lassen. Bergbaulich genutzt wurde nur das Vorkommen von der Unterlaussa (bis 1964), dessen Bauxit für die Herstellung künstlichen Korunds verwendet worden ist.

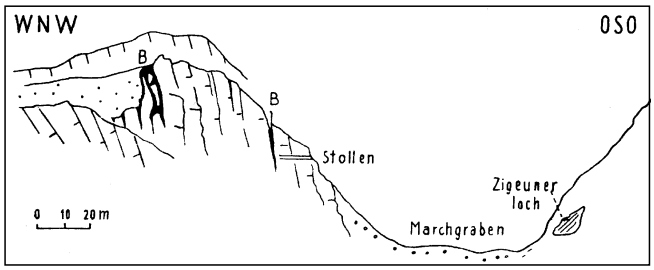


Abb. 333.
Profil durch das Bauxitvorkommen am Großen Auriegel.
Aus PLÖCHINGER, B., 1961).

Eng mit bauxitführenden Gosausedimenten verbunden sind auch Vorkommen von Gagat (siehe Gagatbezirk kalkalpine Gosau!).

Form der Mineralisation: lagerartig, schlauchförmig.

Nebengesteine: im Liegenden Dolomit und Kalk, im Hangenden Kalk oder Mergel. Örtlich wird der Bauxit von Glanzbraunkohlenflözen begleitet.

Alter des Nebengesteins: Oberkreide.

Besonderheiten: Das bedeutendste Bauxitvorkommen von der Unterlaussa ist durch steilgestellte Bauxitlinsen ausgezeichnet, die zwischen Hauptdolomit und Gosaumergeln eingeschaltet sind. Das Revier Gräsern ist durch das Vorkommen höherer Urangehalte und dem Nachweis sekundärer Uranminerale, wie Tujamunit. Metatujamunit und Metazeunerit ausgezeichnet. Geochemische Daten sind in Tab. 17 (Abschnitt V.) zu ersehen.

Typische Vorkommen: Auriegel bei Dreistetten, Blaberg – Unterlaussa, Brandenberg (Atzl – Haidach – Oberberg), Brandenberg (Prama – Arzberg – Oberberg), Dürrenkogel (Hieflau), Jassingau (Hieflau), Kreistengraben (SE Altenmarkt), Prefingkogel (Reviere Gräser, Prefing, Schwarza, Sonnberg), Schwarzenbach, Untersberg – Großgmain, Untersberg – Grödig (Rositten); Widschwendter Alm.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BARDOSSY, G. in PLÖCHINGER, B. (1961); BRAUNER, K. & GRÖGLER, K. (19); GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1978); HABERFELNER, E. (1951); LEISS, O. (1989); RUTTNER, A. (1970); RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1957); SCHULZ, O. (1960, 1997); SIEGL, W. (1973).

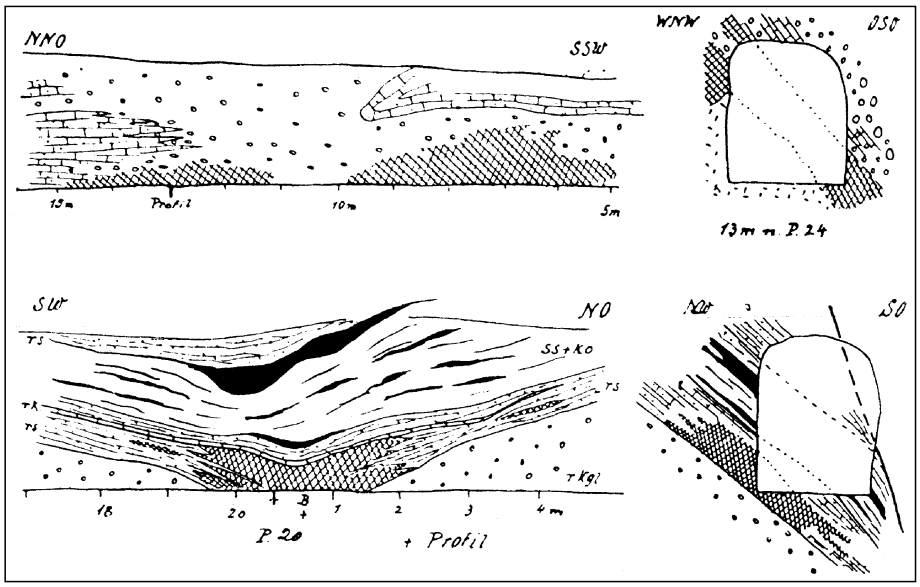


Abb. 334.
Ulmbilder aus dem Revier Prefing – Sonnberg, Mittelbau II, 637 m über N.N.
Oben: Übergang roter dünnplattiger Kalke und von Bauxit (Bw/Bo) in rote Konglomerate, z.T. mit bauxitischem Bindemittel.
Dazu ein Querschnitt: Geröll-Lage im Bauxit, in der Firste.
Unten: Übergang von Bauxit (Bw) in rote Kalkschiefer. Überlagert von Kohlenschiefern mit Steinkohlenschmitzen. Dazu ein Querprofil.
Nach HABERFELNER, F. (1951).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.4.3.4.2. Energierohstoffe

2.4.3.4.2.1. Glanzbraunkohlenbezirk Grünbach

Nicht konturiert; ÖK: 75, 76.

Charakteristika: Die Gosau-Schichten im Bereich der E–W- (Grünbach), bzw. NE–SW- (Neue Welt) streichenden Grünbach-Neue-Welt-Mulde (einschließlich der benachbarten Teilmulde von Reitzenberg und der Gosau des Miesenbachtales) gelangten nach der vorgosauischen Deckenbildung als eigenständiger Sedimentationszyklus zur Ablagerung. Das Alter der Kohlen ist nicht restlos geklärt. Vermutlich wurden sie im Campan gebildet.

In der Grünbach-Neue-Welt-Mulde überlagert die Flözzone Bauxit, Basalkonglomerate und Hippuritenriffkalke. Sie wird von Konglomeraten, Kalken, Tonmergeln und Sandsteinen aufgebaut. Characeen und Acteonellen belegen brackisches Ablagerungmilieu. Die Beckenfüllung reicht mit Sandsteinen, Kalken und Inoceramenmergeln bis ins Paleozän. Die Gesamtmächtigkeit der Gosauablagerungen beträgt 1400 m.

In die Kohlenserie sind 2 bis 4 Flözzonen mit mehreren Flözen eingelagert. Im Mittelteil der Mulde erreicht die Kohlenserie durch Einschaltung mächtiger konglomeratführender Sandsteine mit 900 m ihre größte Mächtigkeit. Bei Grünbach sind im überkippten Nordflügel der Mulde 2 Flözzonen mit acht 0,5 bis 2,5 m mächtigen Flözen entwickelt. Diese sind in den liegenden hundert Metern der auf 250 m reduzierten Kohlenserie konzentriert. Aufgrund des steilen Muldenbaus mußte der Bergbau Grünbach die Flöze bis in eine Tiefe von 1000 m verfolgen. Die Flöze des Südflügels sind geringmächtig und verdrückt.

Vitrinitreflexionsdaten, Immediatanalysen und Kohlenstoffgehalte stufen die Kohlen als hoch inkohlte Glanzbraunkohle ein. Der Schwefelgehalt ist mit 1–2 % bedeutend.

Form der Mineralisation: mehrere Flöze, die zu Flözzonen gruppiert werden können.

Nebengestein: Tonmergel, Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Oberkreide (Campan?).

Vitrinitreflexion: Rr: 0,42–0,61 %.

Besonderheiten: Der Wassergehalt der Kohlen nimmt mit der heutigen Tiefenlage der Kohlen ab, die Vitrinitreflexion korrelliert dagegen nicht mit der heutigen Tiefenlage. Die Gosaukohlen zeigen geochemische Merkmale eines ultrabasisch beeinflußten Liefergebietes (siehe Tab.18a und c im Abschnitt V.).

Typische Vorkommen: Felbring (Muthmannsdorf) I,II, Frohnberg, Grünbach (Richardschacht, Segen Gottesschacht) Höflein, Lanzing, Maiersdorf, Ranzenbach (Reitzenberg), Stollhof, Zweiersdorf (Leitnergrabenst.).

Ausgewählte und weiterführende Literatur: PLÖCHINGER, B. (1961, 1967); RANTITSCH, G. et al. (1995); SACHSENHOFER, R.F. (1987).

2.4.3.4.2.2. Gagatbezirk Kalkalpine Gosau

Nicht konturiert; ÖK: 64–66, 74, 89, 90, 95, 98–100.

Charakteristika: In den Gosaubecken der Nördlichen Kalkalpen, die sich vom Brandenberger Tal nördlich Brixlegg bis an den Alpenostrand erstrecken, kam es vermutlich zu verschiedenen Zeiten zur Kohlebildung. Wirtschaftliche Bedeutung erlangten die campanen (?) Kohlen der Grünbach-Neue-Welt-Mulde (siehe Kap. 2.4.3.4.2.1. Glanzbraunkohlenbezirk Grünbach). Geringmächtige Kohleflöze nahe der Basis zahlreicher anderer Gosau-Becken (z.B. Gams/Hieflau, Unterlaussa, Windischgarsten) wurden (zumindest teilweise) während des Turons gebildet. Diese beinhalten z.T. Gagat, der während des Mittelalters und der früheren Neuzeit als Schmuckstein abgebaut wurde.

In Unterlaussa wurde im Gebiet des mittelalterlichen Gagatbergbaus in den Jahren 1945 bis 1949 Kohle abgebaut. Die kohlengeologischen Verhältnisse sind daher gut bekannt.

Dort liegen über Bauxit bituminöse Kalke und kohlige Kalkschiefer. Daran schließen die eigentlichen kohlenführenden Schichten mit marinen, fossilreichen Mergeln und mergeligen Sandsteinen, denen bituminöse Kalklagen und sieben aschereiche Kohleflöze eingelagert sind. Die Flözmächtigkeit beträgt zwischen 0,2 und 1,2 m, lokal erreicht sie bis zu 3 m. Bei allen Flözen fehlen Wurzelböden und Schiefer mit Blattabdrücken. Drei der sieben Flöze enthalten Gagat in großer Menge. Gagat kommt in meist kleinen Linsen bis 10 cm Dicke und einigen Dezimetern Länge vor. Im Hangenden folgen Sandsteine mit Konglomeratbänken. Die Gesamtmächtigkeit der kohlig-bituminösen Serie beträgt 100 bis 300 m.

Form der Mineralisation: Lagen („Flöze“) mit Drifthölzern.

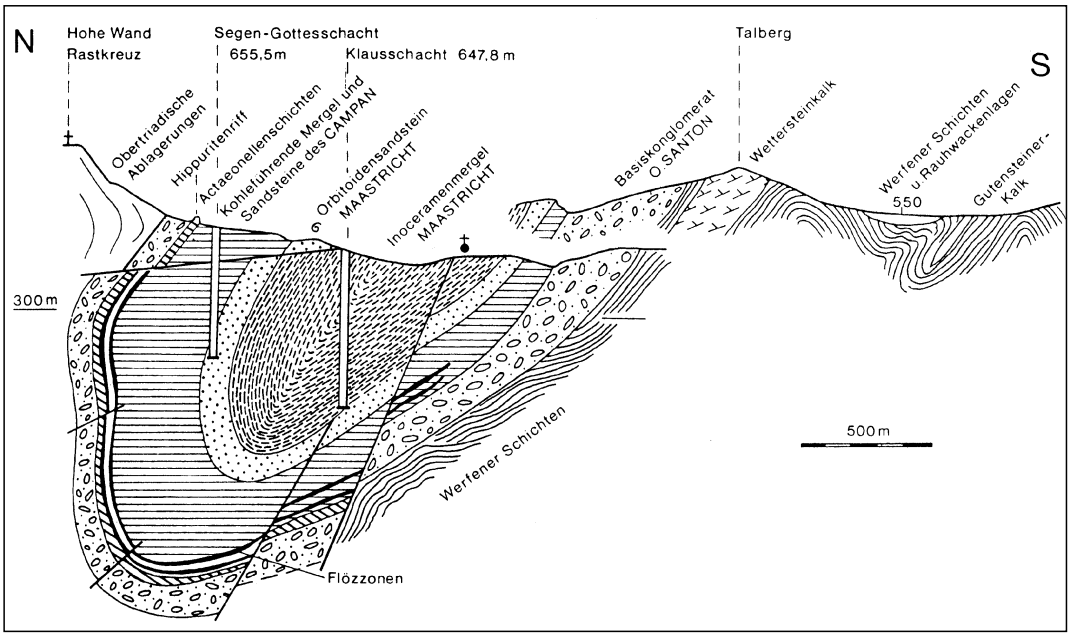


Abb. 335.
Profil durch die Glanzbraunkohlen-Lagerstätte Grünbach an der Hohen Wand.
Aus HEINRICH, M., in OBERHAUSER, R. (1980b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

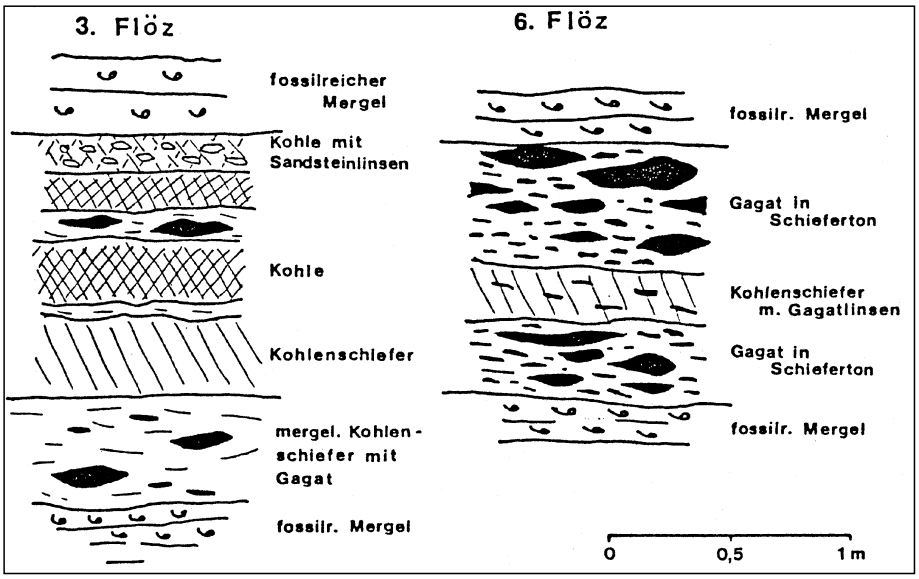


Abb. 336.
Flözprofile durch das 3. und 6. Flöz des Kohlenbergbaus Unterlaussa.
Nach FREH, W. & HABERFELNER, E. (1950).

Nebengestein: Mergel, Sandstein, „normale“ Kohle.

Alter des Nebengesteins: Oberkreide (Turon).
Vitrinitreflexion: Rr = 0,42 bis 0,60 %.

Besonderheiten: Gagat bildet sich im Gegensatz zu „normaler“ Kohle aus Drifthölzern, die im Faulschlamm-Milieu mit Bitumen getränkt wurden. Mittelalterlicher Bergbau ist in Gams/Hieflau (1414–1559), Unterlaussa und Roßleithen urkundlich nachgewiesen. Vermutlich wurde Gagat auch im Spitzenbachgraben/St. Gallen, Lauferwald/Admont und nordöstlich von Bad Ischl abgebaut.

Typische Vorkommen: Abtenau – Tanzberg, Brandenberg (Atzl – Haidach bei Oberberg), Eisenbachtal, Gams b. Hieflau, Gänsbrunn/Gaisberg, Krummbachalpe (-alm), Laufenwald, Nachberg-Alm, Randograben b. Rußbachsaag, Roßleiten, Schwarzau im Gebirge, Schwarzenbach – St. Wolfgang, St. Gallen, St. Gilgen – Plomberg, Thiersee, Unterlaussa, Zöttbachalm – Hochtalalm.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: FREH, W. (1956); FREH, W. & HABERFELNER, E. (1950); SACHSENHOFER, R.F. (1987).

2.4.3.4.2.3. Bitumenmergelbezirk Kainacher Gosau

Nicht konturiert; ÖK: 163.

Charakteristika: Im Bereich von Kainach wird das Grazer Paläozoikum von den Sedimentabfolgen der Kainacher Gosau transgressiv überlagert.

Am Nordost- und Ostrand der Kainacher Bucht, bei Geistthal und St. Pankrazen, aber auch in geringerer Verbreitung im Nordwesten bei Graden und im Südwesten bei Piber tritt an der Basis der Kainacher Gosau eine Folge dunkler, bituminöser Mergelkalke, Mergel und kalkiger Sandsteine auf. Diese Gesteine zeigen alle Übergänge ineinander und sind neben ihrer Feinkörnigkeit z.T. durch eine rhythmische Feinschichtung im mm-Bereich charakterisiert; als seltene Einschaltungen treten helle Gastropodenkalke, Lumachellenkalke und onkolithisch-stromatolithische Algenkalke auf; örtlich finden sich meist rasch auskeilende Konglomeratbänke geringer Mächtigkeit.

Eine insgesamt sehr zarte und kleinwüchsige Molluskenfauna ist stratigraphisch kaum verwertbar; ähnliches gilt für die Ostrakoden, welche stellenweise ganze Schichtflächen bedecken. Faziell weisen sie im Verein mit recht häufigen Pflanzenresten und kleinen Kohlenflözen, die im Bereich östlich Geistthal zeitweilig zu Schürfen Anlaß geben, eine deuliche Süßwasserbeeinflussung nach.

Die Bitumenmergel, von denen man zunächst angenommen hatte, daß sie nur auf kleinere, randlich abge-

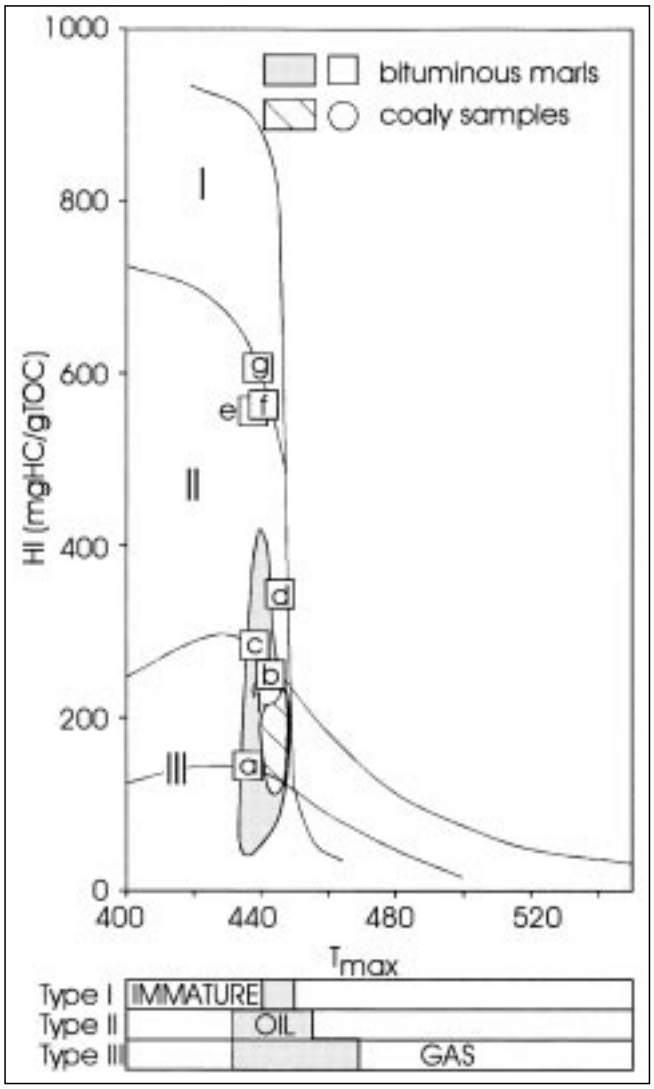


Abb. 337.
Wasserstoffindices (HI) gegen Tmax-Werte (Pyrolysetemperatur, bei der ein Maximum an KW neu gebildet wird) für kohlige Proben und Bitumenmergelproben aus der Kainacher Gosau.
Kreise und Quadrate kennzeichnen Kerogenkonzentrate. Das organische Material besteht aus Mischungen von allochthonem terrigenem Kerogen Typ III und autochthonem wasserstoffreichem Material (Kerogen Typ I). Es befindet sich im Bereich des Ölfensters.
Verändert nach SACHSENHOFER, R.F. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schnürte Süßwasserbecken beschränkt seien (FLÜGEL, H., 1961) erstrecken sich, wie von GRÄF, W. (1975) vermutet und von der Tiefbohrung Afling U1 1976 bestätigt wurde (KRÖLL, A. & HELLER, R., 1978), doch über weite Bereiche des Gosaubeckens und erreichen im zentralen Bereich ca. 200 m Mächtigkeit.

Besonderes Interesse verdient der bituminöse Charakter dieser Mergelfolge. Nach ersten Berichten über Ölspuren am südöstlichen Beckenrand durch WAAGEN, L. (1927) gelang 1964 eine ähnliche Feststellung östlich von Geistthal, im Nordosten des Beckens. In der Folge konnte die Bitumenführung als Charakteristikum der gesamten mergeligen Basisfolge nachgewiesen werden, wobei eine bevorzugte Bindung an die tonig-mergeligen Partien gegeben erscheint; häufig sind auch feinste Haarrisse, die das Gestein vielfach in Form engständiger, sich kreuzender Systeme durchschneiden, von Bitumen erfüllt.

Örtlich ist eine Abwanderung des Bitumens und seine relative Ansammlung in den Klüften des liegenden Devon-Kalkes zu beobachten (GRÄF, W., 1975).

Faziell interessant ist der in nahezu allen Proben auffallende relative Reichtum an Pyrit, der in Schnüren, Putzen und Kügelchen fein im Sediment verteilt ist, aber auch in Form pyritisierter Kleinmollusken in Erscheinung tritt.

Trotz der sowohl in der Gosau als auch in den unterlagernden paläozoischen Kalken wiederholt auftretenden Bitumenspuren, die als Naturasphalte zu bezeichnen sind und in ihrer Kohlenwasserstofführung typisch dem Spektrum der Erdöle entsprechen, muß das Ergebnis der 1976 abgeteuften Tiefbohrung Afling U1 abgesehen von starken Gasanzeichen eher als mager bezeichnet werden. (KRÖLL, A. & HELLER, R., 1978).

Typisches Vorkommen: Geistthal.

Nebengestein: Mergel, Kalke, Sandsteine.

Alter des Nebengesteins: Obersanton–Untercampan.

Vitrinitreflexion: (St. Pankrazen): Rr = 0,6 bis 0,85 %.

Besonderheiten: Gehalte an C_{Org}: 0,4 bis 2,3 %; Höhere Gehalte treten nur in kohligen Proben auf.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BODROGI, I. & EBNER, F. et al. (1994); GRÄF, W. (1975); KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978); SACHSENHOFER, R.F., CURRY, D.J., HORSFIELD, B. et al. (1995).

2.4.3.4.2.4. Braunkohlenbezirk Krappfeldgosau

Nicht konturiert; ÖK: 186.

Charakteristika: Im Bereich des Krappfeldes lagern sowohl über triadischen Gesteinen als auch über Phylliten bei Sonnberg – Guttaring Gosausedimente, die von Nummulitenkalken, Tonen und Mergeln transgressiv überlagert werden. Nach VAN HINTE, J.E. (1963) liegt zwischen paleozänen „Speckbacher Roten Tonen“ und den „Sonnberger Nummulitenschichten“ die bis zu 80 m mächtige „heterogene Gesteinsserie (Höhwirt-Folge)“, die zwei Glanzbraunkohlenflöze enthält. Der Vertikalabstand der Flöze beträgt ca 30 m. Ein Bruchsystem bewirkte im wesentlichen blockartige Verstellungen. Bekannt waren vor allem NNW–SSE- und WSW-streichende Verwerfer (WEBER, L. & WEISS, A., 1983).

Das Hangendflöz erreichte nach PETRASCHECK, W. (1922/25) etwa 1,0 bis 1,2 m Mächtigkeit und ist durch erwähnten Störungen zerstückelt. Das Liegendflöz zeigte starke Mächtigkeitsschwankungen durch Flözauswaschungen und konnte daher nur zu einem geringen Teil genutzt werden. Über beiden Flözen war eine rund 1,5 m mächtige Lumachellenschicht entwickelt.

Die Glanzbraunkohlenvorkommen von Sittenberg sind lediglich in lithologischer Hinsicht nicht mit jenen von Sonnberg – Guttaring direkt vergleichbar. Beispielsweise ist der in Sonnberg über den Gosau- bzw. Phyllitserien auftretende „Speckbauer Roter Ton“ in Sittenberg nicht entwickelt. Anstelle dessen tritt ein alveolinenführender Nummulitenkalk auf, der von cerithienführenden grauen Tonen überlagert wird. Darüber folgen nach PETRASCHECK, W. (1922/25) Sande mit dünnen Kohleschmitzen und im Hangenden schließlich fossilreiche Tone und Sande, die das Sittenberger Glanzbraunkohlenflöz beinhalten. Dieses zeigte in den Grubenaufschlüssen einen markanten Wurzelboden.

Altersmäßig ist die kohleführende Abfolge der Krappfeldgosau ins oberste Paleozän bis ins untere Eozän (Ypres) einzustufen.

Form der Mineralisation: Flöze.

Nebengestein: Sande, Tone.

Alter des Nebengesteins: Oberstes Paleozän, Unteres Eozän (Ypres).

Vitrinitreflexion: Siehe Tab. 32 im Abschnitt V.

Typische Vorkommen: Sittenberg – Dobrauberg, Sonnberg – Guttaring.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: PETRASCHECK, W. (1925); v. HINTE, J.E. (1963); WEBER, L. & WEISS, A. (1983).

3. Kleine Karpaten (Tatriden – Hochtatrikum)

Im österreichischen Anteil der Kleinen Karpaten sind keine Rohstoffvorkommen bekannt.

Das kluftförmige Vorkommen von Fluorit bei der Königswarte ist lediglich von mineralogischer Bedeutung.

4. Südalpen

4.1. Altkristallin

Die Zone des südalpinen Altkristallins ist im Gesamtbereich überraschenderweise weitgehend lagerstättenfrei, auch an solchen von bloß wissenschaftlichem Interesse.

4.2. Paläozoikum

4.2.1. Südkarawanken

Paläozoische Anteile sind im österreichischen Teil der Südkarawanken im Seeberger Aufbruch und östlich der Gailitz-Furche entwickelt. Im Seeberger Aufbruch las-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sen sich lithologisch eine Riffkalk-Einheit (höchster Anteil), eine Bänderkalkeinheit und eine Basiseinheit (tiefster Anteil) unterscheiden. Das Alter der Interntektonik ist alpidisch. Mineralisationen innerhalb des Seeberger Aufbruchs auf österreichischem Staatsgebiet sind nicht bekannt.

Im Paläozoikum östlich der Gailitz-Furche sind hingegen zahlreiche kleine polymetallische Erzvorkommen bekannt, die zu einem „polymetallischen Erzbezirk westl. Südkarawanken“ zusammengefaßt wurden.

4.2.1.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

4.2.1.1.1. Polymetallischer Erzbezirk westliche Südkarawanken

Konturiert; ÖK: 200, 201.

Charakteristika: Alte Bergbauaktivitäten sind in einer Längserstreckung von rund 10 km vom Pridou bis Oberkreuth im Osten bekannt. Die Erzführung ist an Kalklagen gebunden, die im seinerzeitigen Bergbau im Kontakt mit gipsführenden Werfener Schichten stehen sollen (CANAVAL, R., 1926c, 1927). Die erzführende Gesteinsserie mit Karbonatgesteinseinschaltungen soll dem Hochwipfelkarbon entsprechen. Die Mineralisationen sind lager- oder imprägnationsartig ausgebildet. Als Erzminerale werden arsenhaltiger Tetraedrit, Chalkopyrit, Galenit und Sphalerit beschrieben. Tetraedrit und Sphalerit sind quecksilberhaltig, der Gehalt an Silber ist eher niedrig. Jüngst wurde von Haldenfunden berichtet, die auf eine Fluorit- und Barytführung hinweisen. Vergleichbare Mineralparagenesen mit Baryt sind jenseits der Staatsgrenze im Seeberggebiet (Jezersko) und auch anderorts in Slowenien beschrieben worden (DROVENIK, M. et al., 1980). Die stoffliche Verwandtschaft und paläozoische Zeitbindung an einer Transgressionsfläche ist als wahrscheinlich anzunehmen.
Abgesehen von einigen geochemischen Daten (SCHROLL, E., 1954; SCHROLL, E. & AZER, I., 1959), Bleiisotopendaten und der Beschreibung von Funden seltener Oxidationsminerale auf Halden des Vorkommens vom Grabanz bei Neu-Finkenstein (PUTTNER, M., 1995) steht eine moderne lagerstättenkundliche Bearbeitung noch aus.

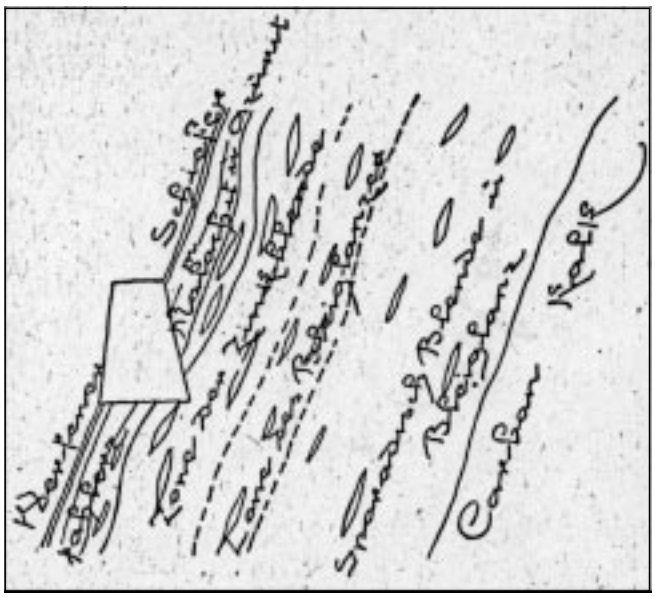


Abb. 338.
Profil durch die Lagerstätte Mallestig (Glückaufstollen).
CANAVAL, R. (1926).

Form der Mineralisation: lagerartig, Imprägnationen.

Nebengestein: Kalk, dolomitischer Kalk, Klastika.

Alter des Nebengesteins: paläozoisch.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 6 im Abschnitt V.
Das Pb-Isotopen-Modellalter einer Fahlerzprobe würde auf ein paläozoisches Alter schließen lassen (vgl. Kapitel V/3.5.).

Besonderheiten: Bemerkenswert ist die Ge- und Sn-Führung bei der Vererzung von Grabanz. Das Fahlerz zeigt vergleichbare Gehalte wie jenes von Leogang. Die Gehalte im Sphalerit sind dagegen geringer (vgl. Kapitel V/2.1. und V/2.3., Tab. 4).

Typische Vorkommen: Alt-Finkenstein (Latschach – Arza), Kleiner Mittagskogel, Neu-Finkenstein (Grabanz, Mallestig), Pridou.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: CANAVAL, R. (1926c); PUTTNER, M. (1995).

4.2.1.2. Industrieminerale

Das Paläozoikum der Südkarawanken ist auch arm an Industriemineralvorkommen. Lediglich im Bereich des Bärentales wurden an mehreren Stellen kleine Vorkommen von Gips für Düngezwecke tagbaumäßig gewonnen („Gipssattel“ westliches Bärental). Trägergestein ist der permische Bellerophondolomit.

4.2.2. Karnische Alpen

Der überwiegende Anteil der auf österreichischem Staatsgebiet gelegenen Karnischen Alpen wird aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut. Verglichen mit ostalpinen paläozoischen Einheiten fällt eine geringe Dichte an Mineralisationen und eine Artenarmut auf.

4.2.2.1. Eisen und Stahlveredler

Südlich von Hermagor sind im Altpaläozoikum der Karnischen Alpen etwa ein Dutzend Eisenerz-Vorkommen karbonatischen oder oxidischen Inhalts bekannt, die aber auch in der Vergangenheit keine wirtschaftliche Bedeutung besessen haben, so z.B. Gondersbach bei Hermagor. Es gibt auch Vorkommen von oxidischen Mangan-Erzen (Poludnig), die als Spaltenfüllungen in paläozoischen Kalken eingelagert sind.

Typische Vorkommen: Hämatit, Eisenoolith: Plökkenwiese, Valentin-Alm, Würmlacher Alm; Mangan: Poludnig.

4.2.2.2. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Eine bemerkenswerte polymetallische Blei-Zink-Kupfer-Fluorit-Mineralisation („Judengras“) liegt ca. 6,8 km S von Birnbaum im Lesachtal. Die Vererzung liegt schichtkonkordant im unterdevonen Gamskofelkalk. Mehrere Kleinvorkommen polymetallischer Baryt-Fluorit-Mineralisationen wurden zu einem eigenen Bezirk zusammengefaßt.

4.2.2.2.1. Polymetallischer Baryt-Fluorit-Bezirk Karnische Alpen

Nicht konturiert; ÖK: 200.

Charakteristika: Auf das Paläorelief devonischer Kalksteine, die selbst einer synsedimentären Bruchtek-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tonik unterworfen waren, ist eine transgressive Gesteinsserie klastischer Sedimente unterkarbonen bis unterpermischen Alters aufgelagert. In einer 40 km E–W streichenden Zone, parallel zur periadriatischen Naht, sind Erzmineralisationen an Karsthohlräume und Spalten gebunden. Im Westen handelt es sich um Cu-Hg-Sulfide (Mt. Avanza), im Osten Zn-Sulfide mit Fluorit und Baryt (Val Dolce, Coccau – Thörl-Maglern).

Hinzuweisen ist vor allem auf die Fluorit- und Barytmineralisationen. Die sulfidische Paragenese besteht aus Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrit und Markasit, stellenweise auch Galenit, Cinnabarit, Boulangerit und Skutterudit. Die Gangart bilden Quarz, Calcit und untergeordnet Siderit.

Exogene Silikatkrusten, polymikte Breccien und rhythmische bituminöse Mergel werden als primär angesehen. Gangmineralisationen und Stylolithe, die im Zuge der Diagenese und tektonischer Ereignisse entstanden sind, werden als intraformationelle Mobilisate gedeutet.

Die erzführenden Gesteine liegen bereits weitgehend jenseits der Staatsgrenze. Auf österreichischem Boden befindet sich nur ein Teil des Vorkommens Coccau – Thörl-Maglern mit Baryt, Fluorit, Sphalerit und Fahlerz.

Form der Mineralisation: unregelmäßig, an eine Emersionsfläche schichtgebunden.

Nebengestein: Kalke.

Alter des Nebengesteins: Devon, Unterkarbon.

Geochemie und Isotopenwerte: Siehe Tab. 4 sowie die Kapitel 2.2. und 3.5. imAbschnitt V.

Besonderheiten: Kleine einphasige Flüssigkeitseinschlüsse deuten auf niedrige Bildungstemperaturen. T_h 50 bis 104°C (max. 230°C; Salinität 18 bis 23 Gew.-% NaCl). Zur genetischen Interpretation wird das Aufsteigen erzbringender Lösungen zur Zeit der tektonischen Zerlegung der Karbonatplattform und der mit Erosion und Verkarstung verbundenen Heraushebung quasi als Vorläufer der Blei-Zink-Vererzung vom Typ Bleiberg herangezogen.

Typisches Vorkommen: Thörl-Maglern.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: BRIGO, L. et al. (1988); HENTSCHEL, B. & KERN, M. (1992).

4.2.2.3. Energierohstoffe

Im Bereich der Karnischen Alpen sind an mehreren Stellen kleine Vorkommen von Anthrazit bekannt, die in der Vergangenheit auch beschürft worden sind. Das größte Vorkommen liegt auf der Kronalm im Naßfeld. Das bis zu 1 m mächtige absetzige Anthrazitflöz liegt in oberkarbonen (Stefan) Auernigschichten. Bemerkenswert ist die stellenweise reiche und gut erhaltene Pflanzenfossilführung.

Weitere Vorkommen liegen auf der Straninger-Alm (3 bis zu 1 m mächtige Flöze) und bei Tomritsch (Westfal D–Stefan A; Mächtigkeit lokal >1 m).

4.3. Mesozoikum (inkl. postvariszische Molasse und Transgressionsserien)

Der österreichische Anteil am südalpinen Permomesozoikum ist gering, sodaß auch nur wenige Rohstoffvorkommen vorliegen.

4.3.1. Südkarawanken

4.3.1.1. Buntmetalle (inkl. Kiesvererzungen)

Obwohl der Muschelkalk des Südstammes im Gegensatz zum Nordstamm keine positiven Blei-Zink-Anomalien ergeben hat, sind lediglich beim Schurfstollen Malealm bei Zell/Winkl kümmerliche Mineralisationen (Galenit, violetter Fluorit) gefunden worden. Die Bleiisotopenzusammensetzung kommt dem Erzblei von Topla nahe.

An einen mitteltriadischen Kalkkeil, der in Werfener Kalk und permische rote Sandsteine eingeschuppt ist, tritt die Blei-Zink-Mineralisation von Remschenigg in drei schichtparallelen Klüften auf, die neben einer schwachen Silberführung (Sphalerit 100 ppm; Galenit 50 ppm) auch untergeordnet Kupfererze führt (siehe auch Tab. 5 im Abschnitt V.). Die Zink- und Bleisulfide von Remschenigg weisen Schwefelisotopenwerte um 0 (–4,2 bis + 1,9 ‰) auf.

Permische Sandsteine führen eine Cu-Mineralisation (Chalkosin, Bornit- und Oxidationsminerale) in Zusammenhang mit U- und Thorium-Anreicherungen (Oboiniggraben).

4.3.1.2. Sondermetalle

Die Cinnabarit-Vererzung der Vellacher Kotschna läßt eine Verwandtschaft mit der bekannten Quecksilbererzlagerstätte Idrija in Slowenien erkennen, die mit einem geschätzten Vorrat von 3000 t Hg paläozoischen Kalk, skythischen Sandstein und anisischen Dolomit durchsetzt.

Zwischen dem Vellachtal im E und dem Oboinig-Graben im W verläuft innerhalb einer permokarbonen Schichtfolge und in einer Seehöhe von 900 bis 1100 m ein über mehr als 4 km streichender Länge zu verfolgender Uran-Anomalienzug. Unter Einbeziehen auch der verstreuten Anomalien erweitert sich die streichende Erstreckung auf 7 km Länge. Die linsenförmigen Anomalien liegen (pene-)konkordant in verschiedenen stratigraphischen Horizonten dieser ca. 200 m mächtigen Abfolge und treten häufig in der Nähe organischen Materials auf. Sie erreichen im Maximum eine Mächtigkeit von knapp über 0,5 m. Lithologisch finden sich die Anomalien sowohl in Sandsteinen und Konglomeraten als auch in Kalken und Dolomiten. Die Urangehalte bewegen sich im Bereich um 1000 ppm, können aber punktuell über 3000 ppm ansteigen. Die geochemischen Untersuchungen belegen eine lokal ausgeprägte Auslaugung des Urans, sodaß häufig eine Thoriumvormacht zu beobachten ist.

Ausgewählte und weiterführende Literatur: Vellacher Kotschna: FRIEDRICH, O.M. (1955), POLEGEG, S. (1971); Oboiniggraben: SCHERER, J. (1983).

4.3.2. Karnische Alpen

In mesozoischen Gesteinen der Karnischen Alpen sind keine Mineralisationen bekannt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

V. Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen

Erich SCHROLL

In den Fragen nach dem Wo, Was, Woher, Wann und Wie in der Lagerstättenforschung gibt es nur eine Autorität: die Natur selbst. Mente et malleo – umfassend und logisch.

1. Einführung

Physikalische und chemische Meßdaten gehören zum Handwerkszeug der Lagerstättenforschung. Sie ermöglichen genetische Gruppierungen, Darstellungen qualitativer und quantitativer Inhalte der Elementkonzentrationen, geben Auskunft über die Herkunft der mineralisierenden Lösungen und Stoffe mit der Zielsetzung, die lagerstättenbildenden Prozesse physikochemisch zu erfassen und diese geologisch-zeitlich einzuordnen.

Die Kombination chemischer Konzentrationsdaten mit Isotopendaten und anderen meßbaren Größen (z.B. von Flüssigkeitseinschlüssen) machen die geochemische Charakterisierung geologischer Körper, auch komplexer Bildungen, wie Erzmineralisationen möglich. Diese Meßparameter sind durch die physikochemischen Zustände und Systeme des Herkunfts- und Absatzmilieus bestimmt.

Zeitliche Parameter sind aus den Verhältnissen stabiler Isotope ableitbar, soweit sie auf kontemporäres Meerwasser bezogen werden können. Exakte Zeitmarken sind nur durch radioaktive Zerfallsprozesse zu erhalten, die in geschlossenen Systemen von Mineralen oder Gesteinen abgelaufen sind. Die radiometrischen Altersbestimmungen sind Gegenstand der Geochronologie.

Für die Methodik, geologische Körper mit Hilfe der analytischen Geochemie zu vermessen, wurde der Begriff „Geochemometrie“ vorgeschlagen (SCHROLL, E. & CAGLAYAN, H., 1986; SCHROLL, E. et al., 1990).

Grundsätzlich muß man sich bewußt sein, daß das Datenmaterial auf Durchschnittswerten beruht, soweit nicht die angewandten Methoden In-situ-Messungen im Kristallbereich erlauben. Die Probe sollte daher mengenmäßig repräsentativ sein und mit einer entsprechenden Anzahl der Proben die natürliche Varianz abdecken.

Schließlich erhebt sich die Frage nach der Methodik einer zusammenfassenden Darstellung der Daten, die in Form von Zahlenwerten oder -sätzen denkbar ist oder graphisch erfolgen kann.

Dieses Handbuch soll nicht Lehrbücher oder Nachschlagwerke ersetzen. Gewisse Grundinformationen erscheinen jedoch erforderlich, um eine erste Einführung zum besseren Verständnis der Daten zur Verfügung zu haben.

2. Chemische Daten

Grundsätzlich ist zu bemerken, daß die Bewertung chemischer Daten die Kenntnis der verwendeten Analysenmethoden, der Reproduzierbarkeit der Daten, der Kalibrierung der Analysenverfahren (Standardreferenzproben) und der Nachweisgrenzen voraussetzt. Zu beachten ist, daß die Reproduzierbarkeit sich mit Annäherung an die Nachweisgrenze deutlich verschlechtert. Die Feststellung der Brauchbarkeit des Datenmaterial ergibt sich erst bei der statistischen Erfassung der geochemischen Interelementbeziehungen und beim Vergleich mit anderen bekannten Daten.

Das ideale Ziel wäre die Erfassung der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der Lagerstättenkörper als Summe der Erz- und Gangartminerale an Haupt-, Neben- und Spurenelementen. Im Gegensatz zu den meist weitgehend homogen zusammengesetzten Gesteinskörpern ist dies bei Erzmineralisationen kaum möglich. Man muß sich damit zufriedengeben, Metall-, bzw. Elementverhältnisse oder Konzentrationsangaben als Richtwert zu kennen.

Haufwerksdaten setzen eine entsprechende Beprobung des aufgeschlossenen Erzkörpers voraus. Besseres Datenmaterial erhält man im Verlauf der Bergbautätigkeit, wobei allerdings der selektive Abbau von Reicherzen oder Erztypen Anlaß zur Verfälschung geben kann.

Aus den oben angeführten Gründen, aber auch zur Vereinfachung, ist es günstiger, Konzentrationen von Neben- und Spurenelementen in Erz- oder auch Gangartminerale heranzuziehen. Das technische Problem ist die Abtrennung fremder Mineralphasen. Die In-situ-Analyse ist meßtechnisch noch zu aufwendig. Die Präparation von Durchschnittsproben durch händische, mechanische, chemische oder flotationstechnische Operationen ist gängiger, wenn auch – wie im Falle der Flotation mit dem Nachteil der Kontamination – im besonderen durch Kupfer, behaftet.

Selbstverständlich darf man nicht erwarten, daß die Spurenelemente unbedingt als Gastelement an das Gitter des Wirtminerales gebunden sein müssen. Unter der Berücksichtigung, daß Mikrominerale als Verwachsungen mit keiner Methode abzutrennen sind, kann man mit einer gewissen Berechtigung von einer „Mikroparagenese“ in der gewählten Mineralphase sprechen (HABERLANDT, H. & SCHROLL, E., 1954).

Mit der Mikrosonde oder dem Rasterelektronenmikroskop lassen sich Mikrominerale nachweisen, aber nicht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Spurenelemente, die in geringsten Konzentrationen vorliegen. Zu ihrer Lokalisierung muß man auf massenspektrometrische oder spezielle elektronenoptische Methoden zurückgreifen, soweit dies möglich ist. Noch im submikroskopischen Bereich sind feste, flüssige und gasförmige Mikrophasen in Mineralphasen existent.

Chemische Baufehler können als Cluster von Atomen, in der Gitterposition oder auf Zwischengitterplätzen auftreten. Nicht zu übersehen ist in manchen Kristallstrukturen die Bindung an vorgegebene Hohlräume. Strukturanalogie kann zur Verwachsung von Mineralphasen Anlaß geben, die auch in Form erhöhter Mischbarkeit im Hochtemperaturbereich und nachfolgender Entmischung zum Ausdruck kommt.

Der Nachweis des tatsächlich existenten Einbaus von Neben- und Spurenelementen in Gitterpositionen einer Mineralphase ist eine spezielle Aufgabenstellung unter Anwendung eines Repertoirs spezifischer Methoden. Die immer empfindlicher werdenden Nachweismethoden der chemischen Analytik weisen in den Bereich der „Allgegenwart der chemischen Elemente". Im allgemeinen genügt es, Mineralphasen samt ihrer Mikroparagenese, d.h. einschließlich der genetisch bedingten Verwachsungen vom erzmikroskopischen bis zum elektronenoptischen Bereich, analytisch zu erfassen. Wenn die Isolierung einzelner Mineralphasen wegen Feinkörnigkeit und gegenseitiger Verwachsungen nicht möglich ist, kann auch ein Mischkonzentrat der sulfidischen Komponenten oder die Erzprobe selbst analysiert werden. Im Fall sehr niedriger Konzentrationen, wie bei den Seltenen Erden (Lanthaniden) in Karbonatmineralen, kann die Bindung an Mikrophasen Interpretationen erschweren.

Nicht alle Minerale zeichnen sich durch ausgeprägte geochemische Indikatoreigenschaften aus. Im Rahmen langjähriger Untersuchungen des Autors haben die Mineralphasen Sphalerit, Galenit, Fahlerz, Pyrit, Chromit, Magnetit, Scheelit, Fluorit, Baryt, Anhydrit und Gips, Calcit, Dolomit, Magnesit, Siderit und Graphit regional Beachtung gefunden.

Die chemischen Daten werden nicht nur in Form von Konzentrationen einzelner chemischer Elemente dargestellt und statistisch ausgewertet, sondern auch in Form binärer Elementverhältnisse, wie Zn/Cd oder Ge/Ga für Sphalerite, Ag/Sb oder Sb/Bi für Galenite oder Ni/Co für Pyrite oder U/Th, Zr/Hf, Nb/Ta, W/Mo, K/Rb oder Al/Ga in Silikaten oder Oxiden. Es handelt sich um geochemische Kennwerte. Dies gilt auch für kohärente Elementgruppen wie die Übergangselemente (im weiteren Sinne „Ferriden") Mg, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu und Zn, die Eisengruppe Fe, Co und Ni, die Gruppe der Platinmetallelemente (PGE) – leichte PGE: Ru, Rh, Pd und schwere PGE: Os, Ir, Pt – oder für den Sonderfall der Lanthaniden (La bis Lu), die auch als Seltene Erden (SEE, engl. REE) bezeichnet werden.

Die SEE bilden zwei Untergruppen: die Ce-dominierte Gruppe der leichten Seltenen Erden Cererden (Ceriden) – Lanthan bis Europium – und in die Gruppe der Y-dominierten schweren Seltenen Erden (Yttererden, Yttriden) – Gadolinium bis Lutetium. Das Yttrium entspricht im Ionenradius dem Holmium und fällt zusammen mit Scandium, das in seinen Eigenschaften bereits stärker abweicht, erst im weiteren Sinne unter den Begriff der SEE. Von geochemischer Bedeutung erweist sich das Elementverhältnis Y/Ho. Die SEE verhalten sich fast wie Isotope, die unter kosmischen Bedingungen oder im Erdmantel variante Verhältnisse aufweisen und erst unter magmatischen hydrothermalen und Oberfächenbedingungen unseres Planeten fraktioniert werden.

Die SEE-Verteilung pflegt man in einem Reihendiagramm darzustellen, wobei eine Normierung die Unterschiede in den Elementhäufigkeiten ausgleicht.

Für die Interpretation der normalisierten SEE-Daten ist das jeweilige Bezugssystem von Bedeutung. Gebräuchlich ist die chondritische Normierung, d.h. der Bezug auf die solare Häufigkeit, die sich aus den originären kohlenstoffhältigen Chondriten (C1) ableitet (SEE_{CN} [SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F., 1989]), oder auf die Werte postarchäischer Tonschiefer (PAAS), SEE_{SN} (TAYLOR, S.R. et al., 1988). Die PAAS-Normierung ist für alle Produkte geochemischer Prozesse des Oberkrustenbereiches angebracht.

Die Fraktionierung erster Ordnung, erfaßt die Cererden (Ceriden), bzw. die leichten SEE (LSEE, engl.: LREE), d.s. die Elemente Lanthan bis Samarium, und die Yttererden (Yttriden), bzw. die schweren SEE (SSEE, engl.: HREE), d.s. die Elemente Gadolinium bis Lutetium. Es gibt noch weitere in der Natur beobachtbare Fraktionierungen, wie vom Lanthan im Mineral Davidit, Cer im Monazit, Neodym im Äschynit oder die Hervorhebung der Gadoliniumgruppe Sm – Gd – Dy) im Samarskit.

Vereinfacht gibt es vier Grundmuster normierter SEE-Verteilung (Abb. 339):

1) fehlende oder sehr schwache Fraktionierung (linear),
2) Anreicherung der LSEE (linksschenkelig),
3) Anreicherung der Sm-Eu-Gd-Gruppe (dachartig),
4) Anreicherung der SSEE (rechtsschenkelig).

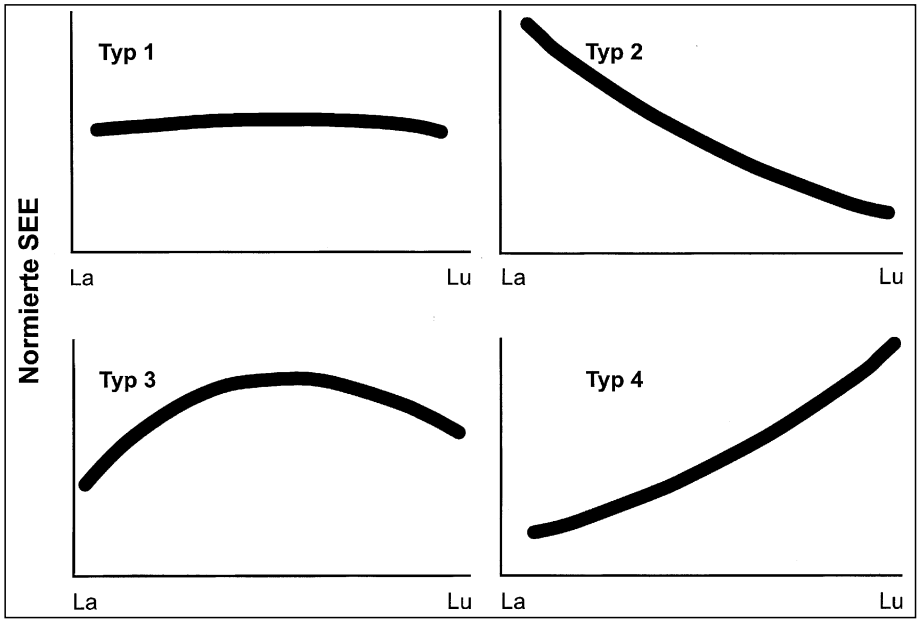


Abb. 339.
SEE-Muster in Mineralen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Fraktionierung der SEE ist an hydrothermale Prozesse, etwa ab 200°C gebunden.

Die Verteilungskurven sind ein Code, der Rückschlüsse auf das Fluid und den Mineralisationsprozeß erlaubt.

Muster 1: Typisch für normale, tieftemperierte Lösung, d.h. im sedimentären Milieu (z.B. Meerwasser).

Muster 2: Der Verlust an SSEE ist charakteristisch für Remobilisate.

Muster 3: Die dachartige Verteilungskurve könnte auf zwei Prozesse zurückführbar sein. Die SSEE werden wegen ihrer geringen Löslichkeit von der Remobilisation in Mineralphasen gebunden und auch die LSEE gehen durch Ionenaustausch während der Fluid-Gestein-Reaktion verloren. Sie sind indikativ für die Migration von Fluiden.

Muster 4: Die Anreicherung an SSEE läßt auf Fluide schließen, die reich an komplexbildenden Anionen, wie F^{-1}, CO_3^{-2} etc. sind (MÖLLER, P., 1991).

Wegen der Mehrwertigkeit des Cers (Ce^{+3}/Ce^{+4}), des Europiums (Eu^{+3}/Eu^{+2}) und des Ytterbiums (Yb^{+3}/Yb^{+2}) erfolgen weitere Veränderungen in der SEE-Verteilung. Redoxpotentiale sind temperatur- und pH-abhängig. Die Oxidation des Cers ist unter Verwitterungsbedingungen möglich. Meerwasser ist durch ein schwaches Cerdefizit gekennzeichnet. Europium wird erst bei Temperaturen über 250°C und Ytterbium sogar erst über 400°C reduziert (SVERJENSKY, D.A., 1984; BAU, M. & MÖLLER, P., 1992). Die zweiwertigen Ionen dieser Elemente haben jedoch größere Ionenradien, so daß sie herausgelöst werden und eine negative Anomalie entsteht. Positive Anomalien werden durch Oxidation bei niedrigeren Temperaturen und wiedererfolgtem Einbau erklärt. Allerdings weisen auch häufige, gesteinsbildende Minerale, wie Plagioklase basischer Gesteine positive oder Alkalifeldspäte saurer Gesteine negative Anomalien auf, so daß eine Übernahme solcher Verteilungsmuster in jüngere Mineralbildungen erfolgen kann.

Im vorliegenden Text werden folgende vereinfachte Parameter der SEE-Verteilung verwendet:

Σ SEE: Summe der SEE

LSEE/SSEE: $<>1$ für die Fraktionierung der leichten und schweren SEE

Eu/Eu* >1: positive Europiumanomalie

Eu/Eu* <1: negative Europiumanomalie

Eu* wird aus der Wurzel der Summe der normierten Werte von Sm und Gd errechnet.

Die geochemischen Verteilungsgesetzmäßigkeiten basieren nicht nur auf der geochemischen Häufigkeit der Elemente und deren kristallchemischen Eigenschaften, sondern auch weitgehend auf thermodynamischen Phasengleichgewichten. Dies gilt für Mineralphasen wie auch für die Aufnahme von Spurenelementen in einzelne Mineralphasen. Der Einbau der Spurenelemente in das Kristallgitter ist P-T-abhängig. Für die Elementverteilung in Schmelze und Lösung (Fluid) sind Verteilungsgesetze anwendbar. Für Spurenelemente gilt das einfache NERNSTsche Verteilungsgesetz $D_{(P,T)} = x_s / x_1$, wobei D der NERNSTsche Verteilungskoeffizient, x_s die molare Konzentration im Kristall und x_1 die in der Schmelze bzw. in der Lösung (Fluid) ist. Weitere Verteilungsgesetze sind bei Einbeziehung des Hauptelementes das Verteilungsgesetz von HENDERSON-KRACEK oder das logarithmische Verteilungsgesetz von DOERNER-HOSKINS.

Bei magmatischen Prozessen sind die Verteilungsgesetze meist ohne Komplikationen anwendbar. Dies ist nicht mehr der Fall, wenn es sich um fluide, saure Schmelzen und hydrothermale Mineralisationen handelt. Das Kristallwachstum im Fluid wird von Oberflächenprozessen und Komplexbildungen, wie Fluorid- und Karbonatkomplexen, pH- und Eh-Werten sowie Lösungsgenossen, beeinflußt. Dies ermöglicht Rückschlüsse auf physikochemische Zustände des Fluids. Die exakte Anwendbarkeit setzt die Bildung homogener Kristalle voraus, die sich im Gleichgewicht mit der Lösung gebildet haben. Die Bildungsgeschichte der meisten Mineralphasen in Paragenesen von Erzmineralisationen ist jedoch komplex. Die Mineralphasen weisen einen hohen Verwachsungsgrad auf, wobei es sich nicht nur um Fremdphasen, sondern auch um zeitliche Abfolgen (Generation) ein und derselben Mineralphase handeln kann.

2.1. Sphalerit

Die Zinksulfide, Sphalerit und der seltenere, instabile Wurtzit, gehören zu den geochemisch interessanten Kollektor- und Indikatormineralen sulfidischer Erzparagenesen. Sie sind Wirtminerale technisch interessanter, seltener Elemente, wie Cd, Ga, In, Tl und Ge, die vor allem in der Halbleitertechnologie Verwendung finden.

Das wichtigste Element, welches Zink im Gitter ersetzen kann, ist das Eisen. Der Einbau ist beschränkt. Bei hohen Temperaturen und Drücken sind auch Gehalte über 20 % Fe möglich. Wegen Entmischungen und Verwachsungen mit eisenhaltigen Phasen ist die wahre Eisenkonzentration nur mit der In-situ-Analytik zu ermitteln. Tiefthermal gebildete braune oder rote „Schalenblenden“ enthalten auch Hämatit als Fremdphase. Sphalerit kommt in mehreren Varietäten vor: fast eisenfrei als weißer „Cleiophan“, als „Schalenblende“ (mit Wurtzit), als „Farbblende“ (Untervarietät „Honigblende“) und als eisenreicher, schwarzer „Marmatit“.

Auch Mangan kann in höheren Konzentrationen Zink ersetzen. In der Natur sind ebenso wie beim Cadmium und Quecksilber Substitutionen von 4–5 % nachgewiesen. Es ist dann eine lineare Abhängigkeit der Gitterkonstanten von der Elementkonzentration feststellbar. Sphalerit hat die Eigenschaft, mit Mineralphasen tetraedrischer Koordination Mischkristalle zu bilden und bei Abkühlung Entmischungsphasen abzuscheiden (wie Chalkopyrit, Stannit, Gallit, Roquesit u.a.).

Theoretisch erscheint die komplexe gekoppelte Substitution von ein-, zwei-, drei- und vierwertigen Elementen im Sphalerit und Wurtzit überlegenswert (M^{+1}: Ag, Cu; M^{+2}: Cu, Fe, Cd, Hg, Mn, Co, Ni; M^{+3}: Ga, In, Tl, Fe und M^{+4}: Ge, Sn, Mo, W [JOHAN, Z., 1988]. S^{-2} kann noch durch Se^{-2} substituiert werden. Die beiden Zinksulfidmodifikationen Sphalerit und Wurtzit unterscheiden sich nicht wesentlich in der Spurenelementverteilung (SCHROLL, E., 1953a).

Die Lokalisierung mancher Elemente in Zinksulfidmineralen ist ungeklärt. Die Analytik ergibt für Spurenelemente, wie Pb, Tl, As, Sb, Ge und Fe, hohe positive Korrelationen, so daß die Existenz von Mikrophasen nicht auszuschließen ist (PIMMINGER, M. et al., 1985a,b). Bekannt ist der auflichtmikroskopische Nachweis von Bleisulfosalzen mit Tl-Gehalten. Auch für den Ge-Gehalt in den Zinksulfiden sind Fremphasen in Betracht zu ziehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 4.
Geochemische Charakteristik von Sphaleriten (Werte in ppm bzw. %; n = Anzahl der Proben).

Vorkommen		*Fe*	*Mn*	*Co*	*Ag*	*Cd*	*Hg*	*Ga*	*In*	*Tl*	*Ge*	*Sn*	*As*	*Sb*	*Ge/Ga*	*As/Tl*	*Lit*
Penninikum																	
Untere Schieferhülle (einschl.Habachserie)																	
Achselalpe	(n=3)	5%	0,5%	100	-	0,1	300	0,1	-	-	-	-	100	-			1
Krimml,																	
Hohe Platte *		500	100	50	5	1%	100	100	-	-	-	-	-	-			1
Krimml *	(n=3)	x	x	x	x	0,34-0,4	x	39-64	0,4	4-6	0,3-0,4	0,2-0,7	6-8	1-13	-		
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)																	
	(n=10)	<5%	<0,5%	<0,1%	<500	<1%	-	-	<300	-	-	-	-	<300			1
Naßfeld		5%	0,1%	200	70	0,2%	-	-	30	-	-	<30	100	-			2
Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden-Schurfspitze																	
Konzentrat		**2,1%**	**x**	**x**	**448**	**0,47%**	**x**	**5,7**	**6,3**	**3,9**	**3,2**	**40**	**5**	**700**			10
Ostalpines Kristallin																	
Polymet. Cu-Fe-Zn-Pb Erzbezirk Stubai-Ötztal																	
Tösens	(n=2)	<1%	<0,1%	<0,3%	<0,1%	<1%	<500	<50	<50	-	<0,1	-	-	<0,5			1
		3,2%	1000	500	10	1000	80	50	30	-	300	-	-	80			2
	(n=6)	**6,0%**	**250**	**630**	**160**	**2920**	**120**	**x**	**48**	**-**	**120**	**14**	**10**	**380**			8
Konzentrat		**5,1%**	x	x	**60**	**2800**	x	**45**	**47**	**15**	**60**	**-**	**1000**				9
Knappenkar		**3,3%**	**290**	**49**	**230**	**1800**	**23**	**x**	**340**	**2**	**<1**	**320**	**22**	**410**			8
Knappental		**6,3%**	**440**	**40**	**95**	**2060**	**29**	**x**	**6**	**-**	**<1**	**39**	**28**	**76**			8
St.Christoph																	
Arlberg	(n=2)	10%	50	0,1%	500	3000	500	50	5	-	5	5	300	500			1
	(n=13)	**5,6%**	**290**	**220**	**28**	**1740**	**190**	**47**	**3**	**-**	**-**	**-**	**32**	**40**			7,12
Tscheyjoch		**5,7%**	**3040**	**430**	**106**	**2370**	**28**	**x**	**24**	**-**	**1**	**12**	**320**	**750**			8
Polymet. Erzbezirk Schladming																	
Hauser Kaibling		3%	100	50	30	0,1%	0,1%	30	-	-	-	-	50	50			1
Andere Erzmineralisationen im ostalpinen Kristallin																	
Arzberg, Fröschnitz		5%	1000	50	10	0,1%	10	50	x	5	3	-	-	-			3
Draßnitz, Moorwald		10%	0,5%	-	50	500	-	-	30	-	-	50	500	-			
		10%	0,1%	-	50	300	-	-	10	-	-	10	1000	100			
Knappenstube																	
(Zwickenberg)		10%	1%	50	500	1000	100	50	1000	-	-	100	-	-			
Lamprechtsberg		(10%)	1%	500	50	0,1%	-	10	100	-	5	-	-	-			1
Lienzer Schloßberg		10%	500	-	300	0,3%	-	-	-	3	1000	1%	1%				1
Pollitzberg, Lamnitz		5%	0,1%	-	30	500	3000	50	50	-	1	-	-	-			
Puchegg, Vorau		1%	100	50	5	0,1%	-	-	5	-	10	1%	-	-			3
Ramingstein		(10%)	1%	50	5	0,1%	-	-	30	-	30	-	-	-			1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Vorkommen		*Fe*	*Mn*	*Co*	*Ag*	*Cd*	*Hg*	*Ga*	*In*	*Tl*	*Ge*	*Sn*	*As*	*Sb*	*Ge/Ga*	*As/Tl*	*Lit*
Andere Erzmineralisationen im ostalpinen Kristallin																	
Siflitz		5%	50	-	10	1%	500	-	-	-	1	-	-	1000			
Silberloch/Ratten		5%	500	-	5	500	-	50	-	1	30	-	50	-			3
Stottergraben, Lengholz		10%	0,3%	300	50	3000	50	50	1000	-	-	10	100	-			
Ostalpines Paläozoikum																	
Ennstaler Quarzphyllit																	
Walchen (Öblarn)		10%	500	0,3	-	3000	300	300	10	-	50	5	-	-			1
Grauwackenzone (Bereich Kitzbühel-Saalachtal)																	
Thumersbach		(10%)	100	100	10	3000	1000	1000	-	-	100	-	-	-			1
Saalfelden		10%	300	300	-	3000	1000	-	5	-	-	3	-	30			1
Leogang		1	500	50	10	1000	100	100	10	-	300	100	-	100			1
Grazer Blei-Zinkerz-Barytbezirk Grazer Paläozoikum																	
Grazer Pb-Zn-Erzbezirk [1]	(n=19)	≤10%	≤5%	≤0,1%	≤500	≤5000	≤1000	≤5	≤5	≤3	≤100-	≤100µ	1000	≤30			1
Haufenreith		10%	1000	500	30	700	100	100	50	-	30	-	60	-			2
Rabenstein		9%	500	400	20	800	500	(500)	30	-	20	20	-	-			2
Konzentrate	(n=4)	**4,5%**	x	x	**280**	**2600**	**750**	**31**	**28**	**5**	**10**	**10**	**300**	**70**			12
Konzentrate	(n=3)	**3,1%**	x	x	**20**	**2000**	x	**23**	**13**	**25**	**10**	**10**	**10**	**180**			10
Gurktaler Decke Blei-Zinkerzbezirke Metnitz bzw. Meiselding																	
Metnitz	(n=2)	≤5%	≤0,5	≤300	≤50	≤1000	≤500	≤500	≤5	-	≤500	-	-	-			1
Konzentrat		**6,8%**	**385**	**470**	**66**	**1442**	x	**200**	**9**	**17**	**370**	**8**	**8**	**115**			10
Meiselding		0,5%	0,1%	300	300	1%	0,1%	-	-	-	50	-	-	-			1
Konzentrat		x	x	x	x	x	x	x	**50**	**25**	x	x	x	x			10
Kulmberg		0,1%	-	-	100	3000	300	300	-	-	50	-	-	500			1
Ostalpines Mesozoikum Nördliche Kalkalpen Blei-Zinkerzbezirk Anis Nordtiroler Kalkalpen																	
A St. Veit		2000	50	-	10	x	2000	-	20	-	-	100	-	70			2
	(n=7)	**2300**	**50**	**<1**	**50**	**510**	**1500**	**5**	**60**	**1**	**17**	**150**	**150**	**330**	**2,5**	**14**	9
Konzentrat		**5000**	**22**	**1,1**	**48**	**x**	**2475**	**x**	**59**	**<0,1**	**14**	**135**	**300**	**98**	**2,2**	**2**	10

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Vorkommen		*Fe*	*Mn*	*Co*	*Ag*	*Cd*	*Hg*	*Ga*	*In*	*Tl*	*Ge*	*Sn*	*As*	*Sb*	*Ge/Ga*	*As/Tl*	*Lit*
Blei-Zinkerzbezirk Karn Nordtiroler Kalkalpen																	
K Lafatsch		500	10	-	10	x	1000	-	10	-	100	100	2000	-	-	-	2
	(n=34)	**520**	**6**	**<1**	**180**	**140**	**2800**	**1,2**	**10**	**0,2**	**70**	**144**	**340**	**5**	**14**	**5**	4,9
K Andere Vorkommen	(n=42)	**2430**	**44**	**<1**	**150**	**280**	**3200**	**12**	**30**	**0,1**	**30**	**130**	**400**	**51**	**4**	**13**	4,9
K Feigenstein Nassereith Konzentrat		**5000**	**9**	**0,5**	**188**	**x**	**2280**	**x**	**6**	**0,1**	**57**	**44**	**293**	**78**	**12**	**5**	10
Blei-Zinkerzbezirk Anis östliche Kalkalpen																	
A Fallsteinwand *		(1%)	1000	-	10	x	1000	-	10	-	5	5	-	50	-	-	1
A Arzriedel		**3500**	**48**	**<0,5**	**1,8**	**18**	**x**	**x**	**0,3**	**0,2**	**3**	**6**	**x**	**x**	**20**	**20**	-
A Kohlanger		(1%)	1000	-	10	x	1000	-	10	-	3	30	-	-	-	-	1
Drauzug																	
Blei-Zinkerzbezirk Drauzugmesozoikum																	
A Scheinitzen (Dellach)	(n=2)	<1%	≤0,1	-	≤30	x	3000	-	-	-	≤30	≤50	≤10	-	-	-	1
A Kolm (Dellach)		**4000**	**79**	**0,7**	**0,5**	**x**	**908**	**x**	**4,5**	**42**	**14**	**33**	**88**	**x**	**3**	**≤1**	-
A Bleiriesen		**2430**	**55**	**x**	**-**	**0,5**	**1%**	**≤0,3**	**0,3**	**≤0,1**	**56**	**12**	**227**	**21**	**40**	**4**	-
A Spitznöckel		500	300	-	5	x	3000	-	-	-	-	3	10	100	-	-	1
A Waidisch, Mattigbaue*		1000	10	-	3	x	1000	-	-	-	3	0,3	-	10-	-		1
zum Vergleich:																	
A Topla (SLO)	(n=3)	1000	20	-	-	x	1000	-	-	-	-	50	-	-	-	-	5
		5000	100	-	-	x	500	-	-	-	5	3	-	10	-	-	-
K Bleiberg [2),3)]	(n=146)	**4240**	**24**	**0,6**	**10**	**12**	**1860**	**0,3**	**11**	**0,1**	**59**	**200**	**174**	**1**	**17**	**2,9**	9,10
Erzkalkfazies	(n=72)	**2050**	**20**	**0,5**	**5**	**14**	**2000**	**0,3**	**7**	**0,3**	**30**	**180**	**84**	**1**	**26**	**2,8**	9,10
Maxer Bänke	(n=13)	**5130**	**29**	**1,0**	**x**	**14**	**1450**	**0,3**	**10**	**0,5**	**130**	**550**	**280**	**1**	**55**	**2,2**	9,10
Cardita Vererzung	(n=19)	**8390**	**31**	**0,6**	**24**	**33**	**1480**	**0,8**	**13**	**0,8**	**58**	**340**	**315**	**2,5**	**26**	**5,4**	9,10
Schwellenfazies	(n=29)	**5000**	**30**	**0,6**	**9**	**51**	**1920**	**0,3**	**22**	**0,1**	**89**	**160**	**180**	**1,6**	**7**	**2,0**	9,10
K Windisches Alpl (Konzentrat)		**7000**	**3,8**	**≤0,5**	**3**	**x**	**1583**	**x**	**8**	**≤0,1**	**150**	**250**	**496**	**3**	**31**	**3,1**	10
K Mitterberg	(n=4)	**2900**	**12**	**≤1**	**x**	**0,5**	**1300**	**0,1**	**10**	**0,1**	**35**	**110**	**56**	**31**	**11**	**1,6**	9
K Radnig	(n=4)	**1760**	**108**	**≤1**	**x**	**0,3**	**1300**	**0,6**	**9**	**0,1**	**33**	**440**	**44**	**1**	**48**	**1,3**	9
Konzentrat		**2000**	**47**	**≤0,5**	**11**	**x**	**1634**	**x**	**35**	**≤01**	**8**	**320**	**47**	**38**		**5,1**	10
K Pirkachgraben Konzentrate		**(4,7%)**	**19**	**1**	**0,8**	**x**	**3620**	**x**	**184**	**<1**	**34**	**360**	**290**	**22**	**2,0**	**8,5**	10
K Jauken	(n=9)	**4250**	**50**	**<1**	**x**	**5**	**1720**	**0,3**	**21**	**1,7**	**50**	**1260**	**115**	**x**	**67**	**2,3**	9
Konzentrat		**4000**	**130**	**0,6**	**0,6**	**x**	**1380**	**x**	**36**	**<0,1**	**70**	**1500**	**20**	**<0,5**	**42**	**0,3**	10
K Windisch-Bleiberg	(n=13)	**1400**	**100**	**x**	**x**	**1,4**	**1250**	**0,3**	**18**	**0,1**	**17**	**42**	**37**	**5**	**4**	**1,7**	6
K Hochobir	(n=22)	**1300**	**18**	**x**	**(5)**	**260**	**5000**	**2,5**	**150**	**0,1**	**70**	**260**	**72**	**5**	**1,9**	**1**	6
zum Vergleich:																	
K Mezica (SLO) [4)]	(n=44)	4000	37	x	7,5	280	3300	16	15	-	190	190	660	17	13	3,5	5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Vorkommen		*Fe*	*Mn*	*Co*	*Ag*	*Cu*	*Cd*	*Hg*	*Ga*	*In*	*Tl*	*Ge*	*As*	*Sb*	*Ge/Ga*	*As/Tl*	*Lit*
Zentralalpines Mesozoikum (Klagenfurter-, Stangalm-, Tribulaun- und Semmeringmesozoikum)																	
A Rudnik, Faakersee *	(n=4)	5000	500	-	10	x	3000	-	-	-	3	10	300	300			1
A Peitler Alm * Karlbad *		(5%)	1000	-	3	x	3000	-	-	-	-	-	-	-			1
K Obernberg, Brenner *		1000	30	30	500	x	3000	1000	100	-	-	5	-	-			1
	(2)	2300	3	9	x	60-920	6050	100	17	0,3	3	3,7	10	68-1000			1
A Serles, Stubaital *	(52)	2,5-2,9%	200-800		x	x	600-4000	x	x	x	x	x	x	10			10
K Haidbachgraben Semmering		500	-	300	-	x	5000	500	-	10	-	-	100	100			3
A Otterthal		1%	300	-	20	10	1000	50	10	10	-	3	100	30			3
Südalpen																	
Remschenigg		1000	100	-	100	1000	-	50	-	5	100	-	100	-			1
Südalpines Paläozoikum (Karnische A.)																	
Karnischer Bezirk	(n=16)	**1%**	**100**	**1**	**24**	**0,4%**	**500**	**20**	**1**	**-**	**50**	**-**	**200**	**440**			9
Kopinberg, Thörl *		5%	1000	300	100	0,3	(3000)	(1000)	-	-	10	-	1000	0,5			1
Grabanz		0,1%	50	-	300	0,1%	3000	30	-	-	10	10	-	0,5%			1
Commenda-Jezerskoalpe Seeberg (SLO)		0,3%	50	-	-	300	0,1%	300	30	-	50	50	-	1%			1
Koprein		5%	50	3000	500	0,3%	-	-	50	-	-	30	-	300			1
Konzentrat		**5,1%**	**170**	**690**	**110**	**0,24%**	**x**	**7**	**88**	**<3**	**3**	**80**	**8**	**62**			9

- unter der Nachweisgrenze, x nicht bestimmt

1) Arzwaldgraben, Übelbach, Arzberg-Haufenreith, Rabenstein (Murstollen-Halde)
2) Dirstentritt, Feigenstein, Hochgleirsch, Alpeil, Silberleiten, Reissenschuh, Reps, Vomperloch
3) ausgenommen Ag (n=62)
4) Andere Spurenelementgehalte: Ni (4ppm) und Sn (0,2 ppm) - robuste Durchschnittswerte - sind gering und weniger signifikant
5) Analysen verschiedener Provenienz (provisorische Werte)
6) 10-50 ppm Sn

Literatur: 1 SCHROLL, E. (1954, ibid. weitere Daten); 2 HEGEMANN, F. (1960); 3 TUFAR, W. (1963); 4 FRUTH, L. (1966); 5 STRUCL, I. (1974, 1985); 6 CERNY, I. et al. (1982); 7 HADITSCH, J.G. et al. (1982); 8 VAVTAR, F. (1988); 9 SCHROLL, E. et al. (1991); 10 CERNY, I.& SCHROLL, E. (1995); 11 MELCHER, F. et al. (1992); 12 unveröffentlichte Daten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

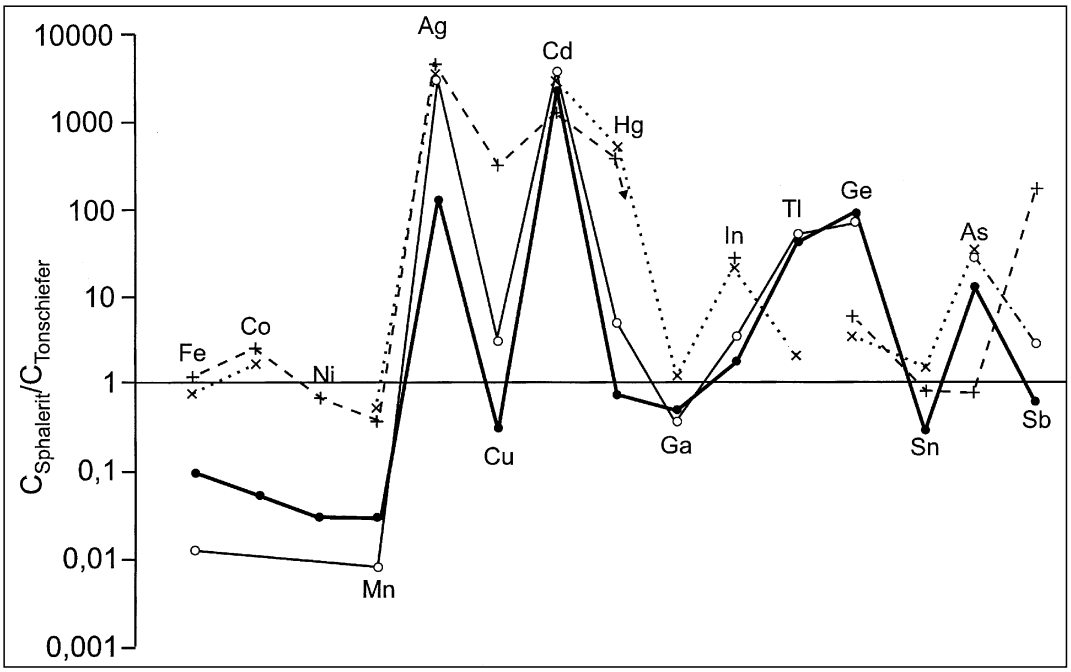


Abb. 340.
Tonschiefernormierte Verteilung von Neben- und Spurenelementen in Sphaleriten am Beispiel der eisenarmen Vorkommen Bleiberg (stark liniert) und Lafatsch (schwach liniert) sowie der eisenreichen Vorkommen Rabenstein im Grazer Paläozoikum (strichliert) und St. Christoph am Arlberg (punktiert).

Im Fall eisenarmer Zinksulfide (unter 0,05 % Fe) sind lumineszenzanalytische Methoden (Tribo-, UV- oder Kathodolumineszenz) diagnostisch hilfreich (SCHROLL, E., 1954a; KUHLEMANN, D., 1995).

Geochemische Daten von Sphaleriten sind in Tab. 4 zusammengefaßt. Jüngeres quantitatives Datenmaterial ist in Fettdruck hervorgehoben. Aus methodischen Gründen konnte in der älteren halbquantitativen Analysentechnik das Analysenelement Cu nicht berücksichtigt werden. Bei den leichtflüchtigen Spurenelementen Hg und Ga sind einige Werte überhöht. Angaben von Sn-Konzentrationen (unter 10 ppm Sn) sind unsicher.

Die Sphalerite aus den Pb-Zn-Erzbezirken der kalkalpinen Trias zeigen bei Normierung auf Tonschieferhäufigkeit ein bemerkenswertes Defizit an den Elementen der Fe-Gruppe (Fe, Mn, Ni, Co), während Ag, Cd, Hg, Ga und Sb angereichert erscheinen (Abb. 340). Extrem Fe-arme Zinksulfide sind meist auch an Spurenelementen verarmt. Der Fe-Gehalt ist topochemisch vom Nebengestein beeinflußt. Die Elementgruppierungen Fe-Tl-Ge-As und Ag-Cu-Cd-Hg-Ga-Sb verhalten sich gegenläufig. Ein Ge/Ga-Verhältnis von 10 bis 70 ist charakteristisch für den Bleiberg-Typ und deutet auf eine Laugungstemperatur der beiden Elemente von nicht höher als 200°C (MÖLLER, P., 1985). Normal ist ein As/Tl-Verhältnis um 3.

Die Spurenelementverteilung der Sphalerite aus dem Anis weicht meist signifikant ab. Es gibt jedoch auch Sphalerite, deren Spurenelementcharakteristik der des Karns entspricht. Das Silberträgermineral ist Sphalerit und nicht Galenit. Im Karn ist die Verteilung von Ag, Cu, Cd, Hg und Sb großflächig angelegt, wie aus dem Unterschied zwischen dem Nordtiroler Erzbezirk und dem Erzbezirk des Drauzuges hervorgeht. Ausnahmen sind Hochobir und Mezica, wo im Vergleich zu Bleiberg höhere Gehalte an Cu (Cu>Ag) und anderen Spurenelementen nachgewiesen sind (SCHROLL, E., 1996).

Die Sphalerite aus dem Pennin, Kristallin und Paläozoikum unterscheiden sich von denen der Pb-Zn-Lagerstätten aus der kalkalpinen Trias fast durchwegs durch höhere Gehalte der Elementgruppe Fe-Co-Mn. Es handelt sich dabei sowohl um konkordante Vererzungen in der Grünschiefer- und Amphibolitfazies als auch um Gangvererzungen. Auf Tongesteinen normierte Fe-Co- und Mn-Gehalte erreichen entweder den Konzentrationsbereich der Tongesteine oder lassen deutliche Anreicherungen erkennen.

Die Ge/Ga-Verhältnisse entsprechen mit <1 dem höher thermalen Milieu. Ausnahmen gibt es bei einigen diskordanten Vererzungen im Paläozoikum, respektive Grauwackenzone, wie Metnitz (Blei-Zinkerzbezirk Metnitz), Leogang (Grauwackenzone) oder Finkenstein (Westkarawanken).

In eisenreichen Sphaleriten kann Indium als Spurenelement in höheren Konzentrationen (bis 600 ppm In) vorhanden sein. Das Ga/In-Verhältnis ist jedoch meist >1. Indium dominiert in den eisenreichen Sphaleriten der Goldvererzungen der Hohen Tauern im Pennin (bis zu 300 ppm In), in polymetallischen Kiesvererzungen, insbesondere in der Kreuzeckgruppe (bis zu 600 ppm In), in Lamprechtsberg, Koprein (Karawankenpaläozoikum), Moosburg, Meiselding, Ramingstein oder auch in einigen Proben aus dem Schladminger Erzbezirk.

Indiumreiche Sphalerite können bis zu 1 % Sn enthalten. Zu vermerken sind In- und Sn-Konzentrationen im Sphalerit einer alpidischen Mineralisation im Keupergips vom Haidbachgraben (Myrthengraben) im Unterostalpin.

Die Konzentrationen an Cadmium fallen überwiegend in den Durchschnittsbereich (0,3 bis 0,5 % Cd). Erhöhte Gehalte (0,5 bis 1 % Cd) sind in den Sphaleriten der Tauernvererzung zu finden.

Metallogenetisch interessant ist die Verteilung des Quecksilbers. Im Metamorphosebereich, im Paläozoikum wie im Kristallin, findet man vorwiegend hohe Hg-Konzentrationen. Hg-arme Sphalerite sind im wesentlichen im Kristallin in einigen Vorkommen im Osten des Tauernfensters (Ramingstein, Lamprechtsberg, Siebenbürger Alpe, Silberloch), im Kristallin des Klagenfurter Beckens (Moosburg, Plescherken, Rade) und Koprein im Karawankenpaläozoikum nachgewiesen. Auffälliger ist die Hg-Defizienz des Zentralgneisbereiches im Pennin, während in der Schieferhülle, so in den fluoritführenden Vererzungen vom Typ Achselalpe, Hg wieder präsent ist. Hg-Armut kennzeichnet im übrigen auch Sphalerite aus Vererzungen des Bozener Quarzporphyres.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

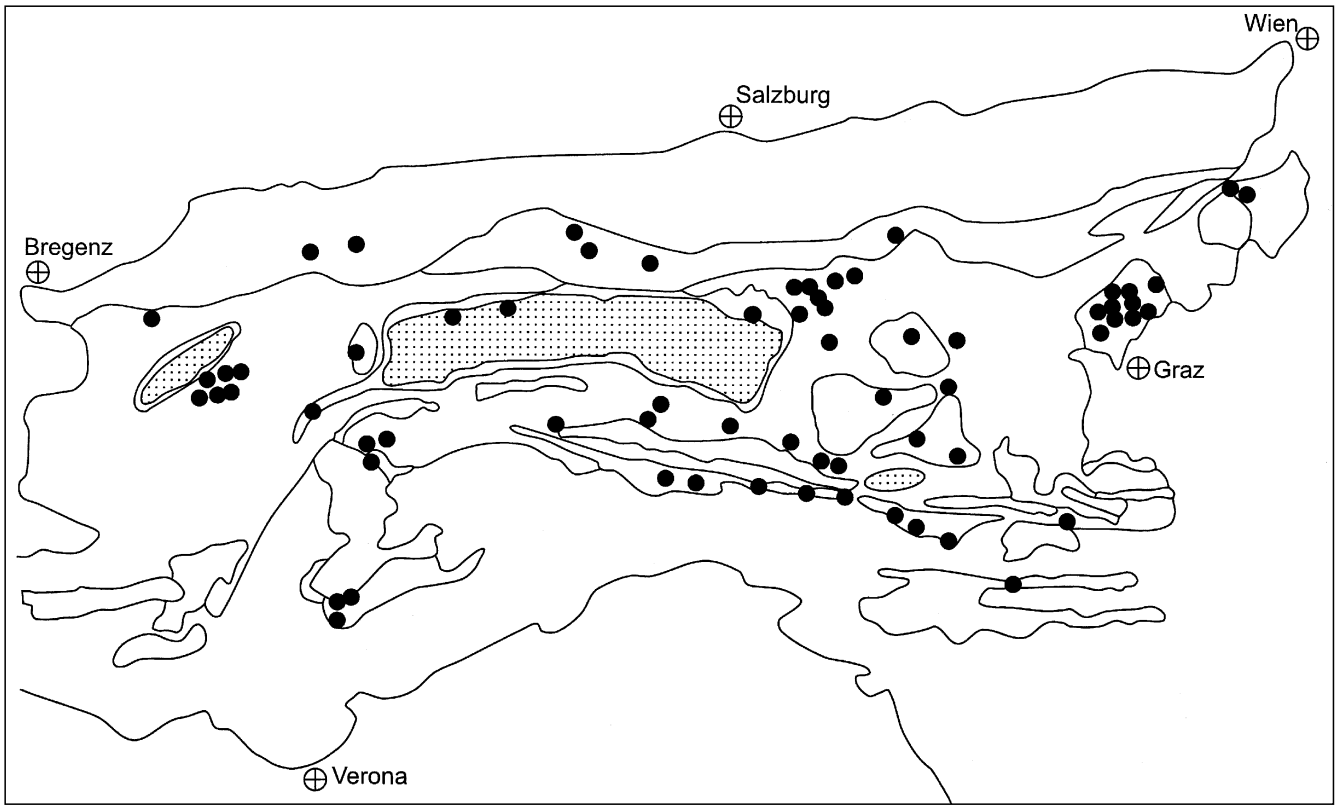


Abb. 341.
Die Verteilung von Quecksilber in Sphaleriten (>50 ppm Hg) in den Ostalpen und Südalpen nach einer älteren Darstellung (SCHROLL, E., 1956), ergänzt durch neuere Daten.
Die Hg-armen Bereiche im Pennin und im Klagenfurter Becken sind durch Punktsignatur hervorgehoben.

Anzumerken ist, daß es Sphalerite gibt, die abgesehen vom Cd, relativ frei von den für Zinksulfide charakteristischen Wertmetallen, Ga, Ge und In sind. Thallium tritt im Gegensatz zu den Triasvererzungen, wenn überhaupt nachweisbar, nur in geringen Konzentrationen (unter 10 ppm Tl) auf.

Unter dem Aspekt der räumlichen Spurenelementverteilung in Sphaleriten aus den Ostalpen wird bei Annahme eines unitaristischen Modells der Lagerstättenbildung eine zonare Verteilung durch den Deckenbau vorgetäuscht: Auf hochthermale Mikroparagenesen im Kernbereich des Penninikums, teilweise auch im Altkristallin, folgen mittelthermale im Paläozoikum und tiefthermale im kalkalpinen Deckengebirge (SCHROLL, E., 1955).

2.2. Galenit

Die Analyse von Galenit umfaßt vor allem Ag, Cu, As, Sb, Bi, Sn, Tl, Te, sonst auch Mn und Se. Spurengehalte an Cd, Ge oder In sind in der Regel auf Verunreinigungen von Zinksulfid zurückzuführen. Mit dem Temperaturanstieg der Erzlösungen erhöht sich der Ag-Gehalt des Galenites, ebenso wie die Mikroparagenese vom As über Sb zum Bi wechselt. Galenit vermag bei höherer Temperatur erhebliche Mengen an $AgBiS_2$ ins Kristallgitter aufzunehmen. Das Sb/Bi-Verhältnis weist, wie das Ge/Ga-Verhältnis beim Sphalerit, auf eine Abhängigkeit von der Laugungstemperatur und damit auch auf die Bildungstemperatur (MALAKHOV, A.A., 1969), doch dürften auch andere Faktoren, wie das geochemische Angebot, von Einfluß sein, wie die vorliegenden Daten erkennen lassen.

Die geochemische Analyse erspart nicht den mineralogischen Nachweis von Mikrophasen, etwa von Silberträgern, wie Freibergit, Polybasit, Schapbachit, Bleispießglanzen oder Bismut-Tellur-Mineralen. Die Galenite der kalkalpinen Trias sind wie die Sphalerite in ihrer Mikroparagenese durch stratigraphische und regionale Unterschiede gekennzeichnet. Die Galenite aus dem Anis tendieren eher zu höheren Gehalten an Ag. In Bleierzen einzelner anisischer Vorkommen sind auch merkliche Spurengehalte an Bi, wie von St. Veit (Heiterwand), oder sogar Te, wie im Basisdolomit des Brennermesozoikums gefunden worden (MELCHER, F. & KROIS, P., 1992).

Tab. 5 enthält vorwiegend älteres Datenmaterial, das in einer Auswahl wiedergegeben wird. Extrem arm an Ag sind Galenite vom Typ Bleiberg. In diskordanten Mineralisationen werden Werte <1 ppm Ag erreicht. Die Galenite des Drauzuges sind, abgesehen vom As, als spurenarm zu bezeichnen. Die Gehalte an Ag und As sind nicht korrelierbar. Das As/Tl-Verhältnis beträgt bis zu 100 und ist damit größer als im Zinksulfid. Es ist schon lange bekannt, daß die Ag-Gehalte der Bleierze aus den Nordtiroler Kalkalpen höher sind als im Drauzug. Die Ag-Gehalte gehen mit Sb konform. Mit zunehmendem Ag-Gehalt im Galenit verliert der Silberträger Sphalerit dieses Wertmetall. In den Nördlichen Kalkalpen gibt es aber auch Vorkommen, die vergleichbare, niedrige Ag-Konzentrationen aufweisen wie der Typ Bleiberg.

Für die meisten Bleierze aus dem Paläozoikum sind Ag- und Sb-Gehalte typisch. Bismut dominiert in den Bleierzen der Goldvererzungen des Penninikums, nicht aber in den Gangvererzungen der Schieferhülle. Für die Mikroparagenese ist Bi und Te, teilweise in Verbindung mit Tl (bis 100 ppm) charakteristisch. Im Golderzbezirk Rotgülden – Schurfspitze dominiert nach mineralogischen Untersuchungen gleichfalls Bi. In den jüngeren Au- bzw. Au-hälti-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5.
Geochemische Charakteristik von Galeniten (Werte in ppm bzw. %; n = Anzahl der Proben).

Vorkommen		*Ag*	*Cu*	*As*	*Sb*	*Bi*	*Tl*	*Sn*	*Lit*
Penninikum									
Tauernfenster (einschl. Matreier Zone)									
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)									
Rauris-Böckstein [7]	(n=18)	<1%	x	<0,5%	<1%	<5%	<30	30	1
Auswahl:									
Fleiß, Sonnblick		1%	x	-	0,1%	100	-	10	1
Goldzeche		0,3%	x	-	0,5%	0,3%	5	-	1
Hoher Goldberg		1%	x	500	-	0,3%	5	-	1
Bad Gastein,									
Hotel d'Europe *		0,5%	x	-	-	1%	10	10	1
Radhausberg		1%	x	(0,3%)	-	3%	10	-	1
Romaten *		0,5%	x	-	-	5%	300	-	1
Silberkarl, Bockhart		500	x	100	500	100	-	5	1
div. Vorkommen in Unterer Schieferhülle (einschl.Habachserie)									
Typ Schellgaden [5]	(n=5)	<0,3%	x	<500	<500	<300	-	-	1
Jägerhalt		500	x	-	500	300			1
Pöllatal, Karlbad *		500	x	500	300	50	-	100	1
Radlgraben, Gmünd		0,1%	x	-	500	100	-	-	1
		500	x	-	100	100	-	-	1
Rennweg, Zanaischg		0,3%	x	100	500	300	-	-	1
Achselalpe		500	x	-	0,1%	10	-	-	1
Wiesbachrinne *		500	x	-	300	300	-	-	1
Ostalpines Kristallin									
Polymet. Cu-Fe-Zn-Pb Erzbezirk Stubai-Ötztal									
Arzkopf		**600**	**540**	**14**	**960**	**12**	**x**	-	6
Knappenkar		**1230**	**1950**	**7**	**2280**	**190**	**x**	**32**	6
Knappental		**910**	**640**	**10**	**570**	**10**	**x**	-	6
Sudleskopf	(n=3)	**1180**	**830**	**15**	**570**	**x**	**x**	**x**	6
St.Christof,									
Arlberg	(n=2)	**1180**	**226**	**28**	**1,6%**	**x**	**<1**	**x**	5
	(n=3)	1230	815	20	0,82%	x	x	x	6
Tösens	(n=2)	≤1%	x	0,1%	≤3%	≤5	≤30	≤30	1
	(n=3)	**1410**	**480**	**130**	**0,5**	**8**	**x**	**12**	6
Tscheyjoch		**1260**	**1460**	**3**	**3550**	**330**	**x**	**4**	6
div. Erzbezirke Kreuzeck-Goldeckgruppe									
Dechant,Fundgrube [4]		>1%	x	-	>1%	100	-	>1%	1
Drassnitz		0,1%	x	100	500	3	-	500	1
Guginock		1%	x	100	0,1%	50	-	30	1
Knappenstube									
(Zwickenberg)	(n=2)	3%	x	≤1%	≤0,1%	≤5%	-	≤50	1
Grakofl		0,3%	x	0,3%	0,3%	30	-	-	1
Ladelnig		0,1%	x	0,1%	50	0,3%	-	-	1
Lamnitz, Politzberg		1%	x	x	0,3%	0,5%	-	5	1
Altkristallin									
Abfaltersbach		500	x	-	0,1%	50	-	30	1
Hüttenberg		0,3%	x	0,1%	0,5%	5%	30	-	1
Moosburg		100	x	0,1%	500	10	-	5	1
Oberzeiring		0,1%	x	-	0,3%	5	-	-	1
Plescherken		0,1%	x	-	0,1%	500	-	30	1
Rade *		0,3%	x	-	1%	500	-	50	1
Treffen		0,1%	x	-	0,3%	50	-	-	1
Umberg, Wernberg		0,1%	x	-	0,5%	5	-	-	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5 (Fortsetzung).

Vorkommen		*Ag*	*Cu*	*As*	*Sb*	*Bi*	*Tl*	*Sn*	*Lit*
Andere Erzmineralisationen des ostalpinen Kristallins									
Lienzer Schloßberg		0,1%	x	0,3%	0,3%	300	-	500	1
Prinzenkogel,									
Kaltenegg	(n=2)	0,1%	x	-	<0,5%	<10	-	-	1,2
Puchegg, Vorau		0,3%	x	0,5%	1%	0,1%	10	-	2
Ramingstein		0,5%	x	-	0,5%	50	-	50	1
Siebenbürger Alpe *		0,1%	x	300	0,3%	-	300	-	1
Schwaz Bertastollen		300	x	100	300	500	-	-	1
(Augengneis)									
Ostalpines Paläozoikum									
Thurntaler Quarzphyllit									
Panzendorf		500	x	-	0,1%	100	-	30	1
Ennstaler Quarzphyllit									
Walchen, Öblarn		0,1%	x	(1%)	(1%)	0,5%	100	(1%)	1
Grauwackenzone									
Leogang	(n=2)	0,1%	x	<1000	0,1%	5	-	10	1
Mühlbach (Mitterberg) [6]		0,3%	x	100	0,1%	5%	30	-	1
Gloggnitz,									
Riebeckitgneis *		0,1%	x	-	-	1%	10	-	1
Mittersill (Kieslagerstätte)		0,1%	x	1%	1%	30	-	100	1
Mösel, Irdning *		0,3%	x	0,1%	500	0,1%	5	-	7
Grazer Paläozoikum									
Grazer Paläozoikum	(n=8)	<650	x	-	<0,1%	<10	-	-	1
Pb-Konzentrate 2)	(n=3)	**270**	**70**	<200	**400**	**<10**	**<5**	**x**	8
Gurktaler Decke									
Metnitz		0,3%	x	-	0,3%	3	3	-	1
Meiselding		0,3%	x	-	0,1%	10	-	-	1
Eisenkappler Altpaläozoikum									
Koprein		0,1%	x	-	0,3%	5	-	10	1
Ostalpines Mesozoikum									
Nördliche Kalkalpen									
Evaporitbezirk Salzkammergut i.w.S.									
Grundlsee		50	x	-	300	-	-	-	1
Moosegg Golling		300	x	100	0,5%	5	-	-	1
Blei-Zinkerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen									
Anis:									
St.Veit, N-Tirol		100	x	-	300	(5)	-	-	1
		200	600	4000	400	1,7	50	50	4
Karn:									
Arzkogel, Scharnitz		3	x	100	10	-	-	(5)	1
Gstütter Alm, Lech	(n=3)	**<5**	**<10**	**71-912**	**40**	**x**	**<1**	**x**	5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5 (Fortsetzung).

Vorkommen		*Ag*	*Cu*	*As*	*Sb*	*Bi*	*Tl*	*Sn*	*Lit*
Blei-Zinkerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen									
Karn:									
Iglskar, Mieminger		3	x	-	30	-	5	-	-
Lafatsch, Tirol	(n=14)	50	**6**	**800**	**620**	**0,4**	**4**	**<1**	7
	(n=2)	80	**x**	**970**	**5000**	**x**	**<1**	**x**	5
Riedboden, Mittewald *		1	x	-	10	-	-	-	1
Andere Vorkommen, N-Tirol	(n=49)	**160**	**36**	**420**	**480**	**0,4**	**4**	-	7
Blei-Zinkerzbezirk östliche Kalkalpen									
Anis:									
Arikogel, Steeg		50	x	100	10	(10)	-	10	1
Hochegg, Annaberg		100	x	500	300	-	-	-	1
Kohlanger, Frein		300	x	500	300	-	-	-	1
Reinfalzalm		100	x	1000	50	-	100	-	1
Karn:									
Bleigraben, Grünau *		1	x	-	50	(5)	-	(5)	1
Schwarzenbach, Türnitz		300	x	300	100	(5)	-	-	1
Weissenbach, Grünau *		50	x	300	100	-	5	(5)	1
Drauzug									
Blei-Zinkerzbezirk Drauzugmesozoikum									
Anis:									
Bleiriese (Stockenboi)		300	x	1%	10	<5	30	-	1
Bleiwände (Steinfeld)		100	x	50	-	<5	-	-	1
Kolm (Dellach)		1	x	100	-	<3	50	-	1
Pöllan/Paternion		30	x	x	x	x	x	x	1
Scheinitzen (Dellach)		30	x	1000	10	<5	30	-	1
Waidisch (Mattigbaue)*		30	x	300	50	-	-	-	1
zum Vergleich:									
Topla (SLO)		3	3	30	700	<3	30	-	4
		1	1	-	10	-	-	-	-
Karn:									
Bleiberg	(n=57)	**1,5**	**0,4**	**180**	**58**	**0,6**	**2**	**0,15**	7
Erzkalkfazies	(n=53)	**1,6**	**0,4**	**170**	**63**	**0,6**	**2**	**0,15**	7
Carditafazies	(n=4)	**1,2**	**0,5**	**570**	**34**	**0,6**	**14**	**0,12**	7
Burg		1	x	100	10	-	-	-	1
Förolach		3	x	30	5	-	3	-	1
Hochobir	(n=14)	**0,4**	**4**	**91**	**160**	**0,2**	**1,0**	**0,1**	3
Jauken		**0,2**	**1,7**	**10**	**72**	**0,3**	**3**	**0,1**	7
Kak		3	x	-	10	<3	-	-	1
Kellerberg		1	x	100	10	-	-	-	1
Mitterberg		**0,1**	**0,1**	**18**	**39**	**0,1**	**0,3**	**0,4**	7
Petzen, Allerheiligen		3	x	100	50	<3	-	-	1
Pirkachgraben		5	-	-	50	<3	-	-	1
Rubland, Annastollen		1	x	300	50	-	3	-	1
Windisch-Bleiberg	(n=8)	**0,4**	**1,0**	**140**	**74**	**0,2**	**1,5**	**0,1**	3
Windische Höhe		-	x	3000	50	<3	5	-	1
Zauchengraben, Palascha		-	x	-	-	-	-	-	1
zum Vergleich:									
Mezica	(n=28)	0,9	11	280	70	0,1	2	(<1)	4

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5 (Fortsetzung).

Vorkommen		Ag	Cu	As	Sb	Bi	Tl	Sn	Lit
Zentralalpines Mesozoikum									
Myrthengraben (Haidbachgraben)									
Semmering	(n=2)	<0,1%	x	<0,1%	<500	<500	<100	<50	1
Obernberg Brenner		0,3%	x	-	0,5%	<5	-	-	1
Peitler Alm, Karlbad		50	x	-	30	30	50	30	1
Rudnik, (A),									
(Faaker See)	(n=2)	<5	x	<100	<50	<5	<50	-	1
Südalpen									
Südalpines Mesozoikum (einschl. postvarisz. Serien)									
Remschenigg		50	x	300	3	-	-	-	1

Anmerkung:
1) Dirstentritt, Reissenschuh, Feigenstein, Hochgleirsch, Silberleiten, Reps, Vomperloch
2) Murstollen (Halde), Arzberg-Haufenreith, Taschen
3) Patzenkar, Kreiter Alm, Knappenkar, Eiskar, Bromriese, Roßblei, Eschbach
4) Te 100 ppm
5) Te < 1%
6) Te 300 ppm
7) Te <0,3%

x nicht bestimmt; - unter der Nachweisgrenze; * bedeutendes Einzelvorkommen

Lit.: 1 SCHROLL, E. (1954); 2 TUFAR, W. (1963); 3 CERNY, I. et al (1982); 4 STRUCL, I. (1985); 5 HADITSCH, J.G. et al. (1990); 6 VAVTAR, F. (1988); 7 SCHROLL, E. et al. (1991); 8 unveröffentlichte Daten.

gen Vererzungen der Kreuzeck-Goldeckgruppe ist eher eine Dominanz des Sb festzustellen.

Bi-reich sind Galenite aus komplexen massiven Kiesvererzungen, auffälligerweise auch aus einigen kleineren bleiführenden Mineralisationen im Kristallin des Klagenfurter Beckens. Eine positive Korrelation mit dem vorherrschenden Sb zeichnet sich bei den Bleierzen der Schladminger Tauern mit einem oberen Grenzwert von 500 ppm ab. Höhere Bi-Gehalte findet man in der Grauwackenzone und auch in alpidischen hydrothermalen Mineralisationen evaporitischer Sulfatlagerstätten wie Moosegg (Perm) oder Haidbachgraben/Myrthengraben (Karn, Keuper). Die Bleierze aus der Trias vom Typ Bleiberg sind dagegen ausgesprochen arm an Bi.Die Sb- und Bi-Verteilung in ostalpinen Galeniten ist in einem Diagramm zusammenfassend dargestellt (Abb. 342).

2.3. Fahlerz

(M.A. GÖTZINGER, W.H. PAAR & E. SCHROLL)

Fahlerze (Tetraedrit und Tennantit) sind Minerale Cu-reicher Mineralparagenesen und in der Kristallstruktur mit Sphalerit und Wurtzit verwandt. Das Kristallgitter der Fahlerze leitet sich als Überstruktur vom Gitter des Sphalerites ab. Zwischen Antimonfahlerz (Tetraedrit) und Arsenfahlerz (Tennantit) besteht eine durchgehende Mischkristallreihe. Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung, Abweichungen von der idealen Stöchiometrie und die komplexen Bindungsverhältnisse erschweren die Erstellung eines Strukturmodelles. In begrenztem Umfange können Zn-Atome bis zu $Cu_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$ eingebaut werden. Die Cu-Metallposition ist zweiteilig: trigonal-planare Koordination für Cu und Hg und tetraedrisch für Cu, Fe, Zn, Ag, Ni, Co, Mn, Cd, Pb, Ge und Sn. Die Position des Halbmetalles kann mit As, Sb, Bi und Te und die des Schwefels mit Se besetzt werden. Hohe Gehalte (ab 20 %) an Ag und Hg gaben den Anlaß zur Namensgebung für zwei Fahlerzvarietäten: Freibergit und Schwazit. Die Analyse von Fahlerzen macht die Erfassung der Hauptkomponenten erforderlich. Die Analysenelemente, einschließlich der Neben- und Spurenelemente, ergeben sich aus dem angeführten chemischen Bestand.

Pb gehört zu jenen Elementen, deren Analyse zur Kontrolle und Erfassung routinemäßig erforderlich ist, wie Pb im Sphalerit oder Zn im Galenit. Der Einbau von höheren Konzentrationen an Pb ins Fahlerzgitter ist nicht möglich, andererseits sind Cu-Pb-Sulfosalze, wie Bournonit, häufige Mineralbildungen in Cu- und Pb-reichen Paragenesen. Zur Ermittlung der Hauptkomponenten bietet sich die Mikrosonde als geeignetste Methode der In-situ-Analytik an. Die Durchschnittsanalyse vermag im Spurenbereich nützliche Hinweise auf die Mikroparagenese zu geben, wie Verwachsungen mit Ge- oder Sn-haltigen Mikrophasen.

In Tab. 6 sind sowohl Daten älterer chemischer und spektrochemischer Durchschnittsanalysen als auch Daten der In-situ-Analytik der Mikrosondentechnik aufgenommen.

In der westlichen Grauwackenzone wurde eine Abhängigkeit des Chemismus der Fahlerze von Umlagerungsprozessen gefunden. Eine Tendenz zu Sb-armen Tennantiten im Mesozoikum ist bei epigenetischen Fahlerzmineralisationen zu beobachten (GSTREIN, P., 1983). Altpaläozoische, schichtgebundene Mineralisationen führen Cu-Hg-Sb-Fahlerze, alpidische Strukturen monomineralische Fahlerzmineralisationen mit Tennantit (LENGAUER, C.L.,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

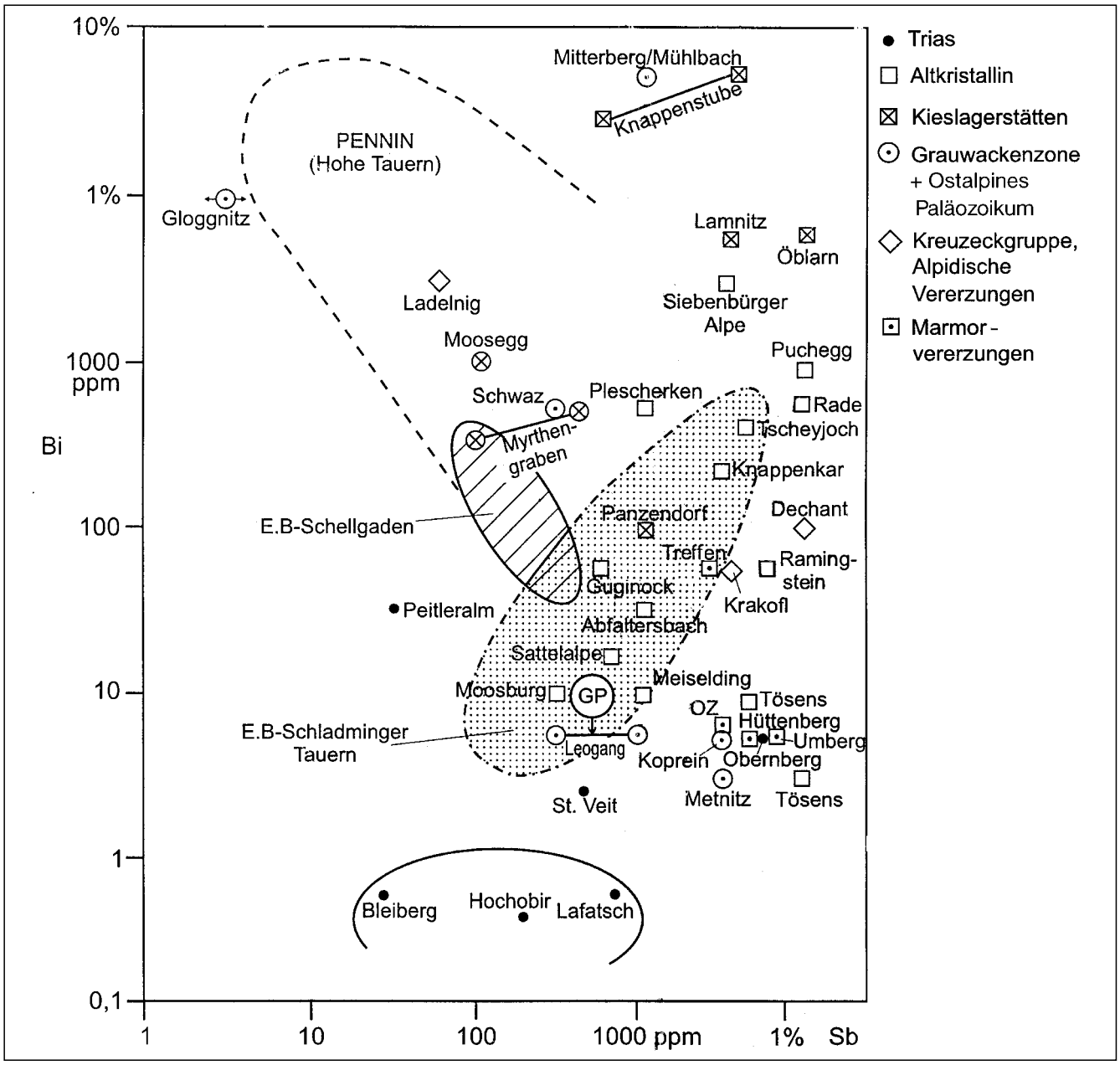


Abb. 342. ▲△▲
Sb/Bi-Korrelationsdiagramm ostalpiner Galenite.
OZ = Oberzeiring, GP = Grazer Paläozoikum.

C.L., 1988). Als Beispiel für die Varianz der chemischen Zusammensetzung von Fahlerzen ist in Abb. 343 die Abhängigkeit der chemischen Daten von Fahlerzen der Mineralparagenese in Leogang wiedergegeben.

Eine Fahlerzprobe von Gafleinstal – Nassereith aus dem kalkalpinen Bereich hat sich als As-armer Tetraedrit (As 0,5, Hg 1,5 und Ag 0,2 %) erwiesen (SCHROLL, E. & AZER, I., 1959).

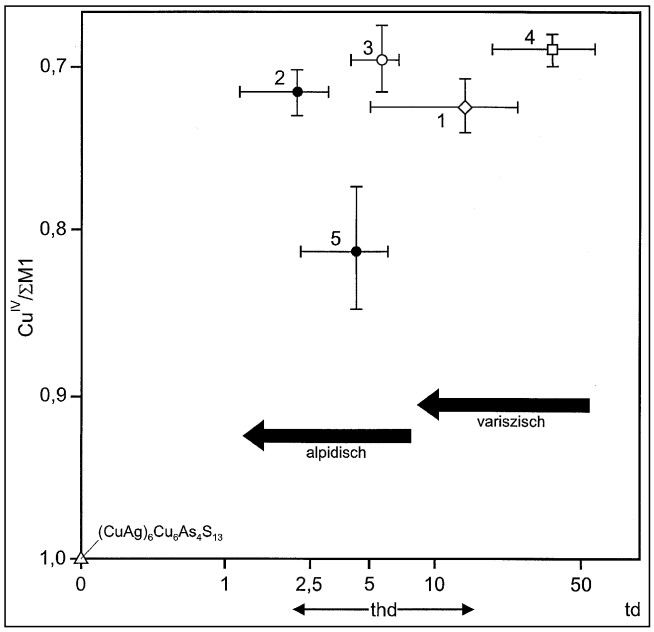


Abb. 343. ►▷►
Varianz der chemischen Zusammensetzung der Fahlerze von Leogang. Die mineralparagenetisch vorgegebenen Gruppierungen sind mit Mittelwert und Standardabweichungen dargestellt. Balkenlänge entspricht der Standardabweichung!
1 = PbS-Paragenese (synsedimentär), Schwarzleo; 2 = Fahlerzklüfte (junge Mineralisation), Schwarzleo; 3 = Hg-Ag-Paragenese (jüngste Mineralisation; 4 = Gersdorffit-Paragenese (Nöckelberg); 5 = Bornit-Paragenese (Nöckelberg).
Nach LENGAUER, C.L. (1988).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6.
Geochemische Charakteristik von Fahlerzen [Tetraedrit (Td) und Tennantit (Tn)] (Werte in ppm bzw. %; n = Anzahl der Proben; Datenzusammenstellung: W. PAAR, E. SCHROLL).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*As(%)*	*Sb(%)*	*Bi(%)*	*Cu(%)*	*Ag(%)*	*Hg(%)*	*Zn(%)*	*Fe(%)*	*Cd(%)*	*Ge ppm*	*Sn ppm*	*Lit*
Penninikum														
Engadiner Fenster														
Serfaus	Td		2,9	20	0,7	x	0,15	5,5	2,5	7,0	0,005	-	-	1
	Td		**0,68**	**23,3**	**x**	**x**	**0,57**	**2,4**	**x**	**x**				7
Tauernfenster														
Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden-Oberdorf														
Schellgaden,														
Ramsbacherb.	Td	(3)	-	26,9	x	23,8	16,5	x	0,5	0,4	9,7	x	2,8	16
	Td	(3)	-	28,7	x	34,8	0,7	x	0,7	0,1	11,5	x	2,5	16
	Td	(5)	-	29,7	x	37,0	0,6	x	1,5	2,1	4,6	x	1,7	16
Schellgaden														
Stübelbau	Td	(4)	0,2	30,4	x	37,7	0,1	x	6,9	0,2	0,5	x	-	16
(Barbaralager)														
Pramleiten	Td	(5)	-	30,2	x	36,7	0,5	x	4,9	0,4	4,0	x	-	16
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)														
Brettsee	Td		**3,8**	**23,6**	**0,5**	**36,8**	**2,3**	-	**6,9**	**0,8**				10
Hoher Goldberg	Freibergit		**0,2**	**25,9**	-	**13,2**	**33,8**	-	**1,4**	**4,1**				6
Pazisel	Td		**2,6**	**26,0**	-	**36,8**	**2,4**	-	**6,8**	**0,7**				10
Pazisel	Td-Tn		**10,2**	**14,9**	-	**39,4**	**0,5**	-	**5,8**	**1,7**				10
Strabaleben	Td		**0,2**	**27,2**	-	**25,7**	**16,6**	-	**6,0**	**0,8**				10
Zirknitz														
(Christi Leiden)	Td		**5,5**	**20,1**	-	**32,4**	**9,7**	-	**4,1**	**3,1**				10
Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden-Schurfspitze														
Altenberg	Td		**1,2**	**25,7**	-	**29,0**	**13,3**	**x**	**7,1**	**0,3**				11
Rotgülden	Td	(2)	**7,6**	**18,4**	-	**38,9**	-	-	**7,0**	**Mn=0,7%**				11
	Td	(4)	**5,9**	**22,3**	-	**37,5**	**1,6**	-	**0,5**	**6,4**				11
	Freibergit	(3)	**0,2**	**24,0**	**0,3**	**12,6**	**36,6**	-	**0,7**	**4,8**				11
	Tn		**18,0**	**2,3**	-	**32,2**	**11,9**	-	**3,1**	**4,3**				11
Golderzbezirk Hirzbach-Schiedalpe-Kloben														
Hirzbach	Td		**0,2**	**28,8**	-	**29,9**	**11,0**	-	**2,8**	**4,0**				6
Kloben	Td		**0,7**	**27,4**	-	**27,9**	**13,6**	-	**3,6**	**2,9**				6
Schiedalpe	Td		**0,2**	**26,1**	-	**21,7**	**19,8**	-	**2,6**	**3,2**				6
Ostalpines Kristallin														
Polymet. Erzbezirk Schladming														
Bromriese	Td		1,0	20	-	x	8	0,15	10	3,5	0,01	-	-	1
	Td-Tn		8	>10	0,001	x	0,2	0,3	2,1	5,0	0,005	-	-	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*As(%)*	*Sb(%)*	*Bi(%)*	*Cu(%)*	*Ag(%)*	*Hg(%)*	*Zn(%)*	*Fe(%)*	*Cd(%)*	*Ge ppm*	*Sn ppm*	*Lit*
Polymet. Erzbezirk Schladming														
Eschachalm,														
Duisitz	Td		0,8	20	-	x	10	-	10	4,2	0,04	-	-	1
Freying	Td-Tn		5,2	20	0,05	x	0,2	0,5	4,5	3,5	0,025	-	-	1
Hading *	Td-Tn		8	>10	0,1	x	5,1	0,3	8	1	0,025	-	-	1
Krombach	Td		0,04	20	0,005	x	0,005	0,22	0,05	0,3	-	-	-	1
Neualm *	Td-Tn		10	>10	0,87	x	10	1,1	10	7,6	0,0125	10	30	1
	Td-Tn		4,8	20	0,08	x	5,2	0,4	2,5	6,7	0,0025	10	-	1
Obere Giglerbaue	Freibergit		7	>10	0,15	x	10	0,3	7,5	1,5	0,025	-	-	1
St.Martinstollen *	Td		3,5	20	0,02	x	0,08	0,35	5,7	2,1	0,006	-	-	1
Vordergiglach	Td		3,0	20	300	x	0,4	0,2	5,7	0,8	0,007	-	-	1
Vöttern	Td		0,1	20	2,8	x	0,8	0,005	10	6,8	0,025	10	-	1
	Td-Tn		7	>10	0,2	x	0,2	0,5	8	2,5	0,003	-	-	1
	Td		0,37	20	0,02	x	1,3	0,3	10	6,1	0,0055	-	360	1
	Td		3,5	20	0,03	x	0,2	0,36	0,4	3,6	0,001	-	30	1
Zinkwand	Td		0,08	20	2,1	x	2,1	-	5,4	3,6	0,001	-	30	1
	Td-Tn		7	>10	0,4	x	0,4	0,005	7,2	10	0,003	10	-	1
Polymet. Erzbezirk Wölzer Tauern														
Oberzeiring	Td		0,02	20	0,001	x	10	1,6	0,4	3,5	100	-	10	1
Antimon-(Arsen,Gold-Blei,Kupfer) sowie Gold-Arsenerzbezirk Kreuzeck- Goldeckgruppe														
Fundkofel	Td	(2)	**5,1**	**23,7**	-	**36,4**	**2,1**	-	**5,4**	**2,1**				6
Gurskerkammer	Td		**0,2**	**28,1**	-	**29,2**	**11,6**	-	**3,6**	**3,5**				6
Lessnig	Td	(4)	**<0,1**	**30,1**	**x**	**35,6**	**0,6**	**x**	**<2,7**	**4,1**				8
Mariengrube	Tn		-	**29,6**	**0,8**	**38,6**	**x**	**x**	**x**	**4,0**				8
Rabant	Td	(3)	**0,1**	**28,6**	**x**	**40,0**	**0,8**	**x**	**0,6**	**3,7**				8
Silbererzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe														
Dechant	Td-Tn		5,5	20	0,002	x	10	0,03	4,5	6,6	1200	10	300	1
Draßnitz	Td		**0,2**	**28,4**	-	**32,8**	**7,6**	-	**4,2**	**2,8**				5
Grakofl	Freibergit	(3)	**0,9**	**24,3**	-	**17,2**	**28,9**	-	**3,0**	**3,5**				5
Niedermülleralm *	Freibergit	(3)	**0,6**	**25,5**	-	**17,2**	**28,9**	-	**3,7**	**2,9**				5
Plattach	Freibergit		**0,2**	**25,7**	-	**12,0**	**36,3**	-	**0,8**	**5,1**				5
Sonstige Vorkommen im ostalpinen Kristallin:														
Abfaltersbach	Td	(2)	0,01	20	0,01-0,04	x	0,7-1,75	-	3,3-10	1,7-7,6	15-30	-	<100	1
	Td		**1,0**	**27,8**	**x**	**41,2**	**0,6**	**<0,02**	**1,7**	**4,2**				8
Gummern *	Td-Tn		10	>10	0,003	x	0,007	0,9	3,4	8,1	100	-	-	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*As(%)*	*Sb(%)*	*Bi(%)*	*Cu(%)*	*Ag(%)*	*Hg(%)*	*Zn(%)*	*Fe(%)*	*Cd(%)*	*Ge ppm*	*Sn ppm*	*Lit*
Sonstige Vorkommen im ostalpinen Kristallin:														
Mauterndorf *	Td		0,48	20	0,2	x	0,7	0,3	10	2,0	520	-	-	1
Ramingstein	Td		**1,3**	**21,9**	**x**	**x**	**0,7**	**0,64**	**x**	**x**				7
Schwaz (Augengneis), Berthastollen			**7,7**	**14,8**	**x**	**40,2**	**2,0**	**x**	**4,8**	**1,8**				7
Sommerau	Td-Tn	(2)	**8,1**	**17,4**	**-**	**41,2**	**0,2**	**-**	**4,8**	**2,2**				3
St.Martin-Rosegg	Td		0,7	20	-	x	10	0,06	10	1,7	130	-	10	1
Ostalpines Paläozoikum Westliche Grauwackenzone Fahlerzbezirk Schwaz-Brixlegg														
Brixlegg, Geyer	Td-Tn		8	>10	-	x	0,15	0,004	4,2	7,2	480	80	-	1
Brixlegg, Rattenb.	Td-Tn	(9)	**7,9**	**18,4**	**-**	**40,7**	**0,3**	**x**	**4,7**	**1,3**				12
Großkogel	Td		3	20	2,0	x	0,001	3,0	10	9	40	15	-	1
	Td-Tn		10	>10	0,3	x	4,5	3,2	10	4,6	60	-	-	1
	Td-Tn	(6)	**9,7**	**14,8**	**x**	**41,4**	**0,5**	**0,7**	**4,2**	**2,4**				9
	Td	(3)	**3,3**	**24,4**	**x**	**39,6**	**1,2**	**0,4**	**1,2**	**4,7**				9
	Td-Tn		**10,6**	**14**	**x**	**x**	**0,3**	**x**	**3,4**	**2,6**	-	-	-	7
Rotenstein	Td-Tn	(2)	**9,6**	**14,8**	**x**	**41,0**	**0,5**	**0,6**	**5,6**	**1,2**				9
	Td-Tn	(2)	**6,1**	**19,8**	**x**	**40,7**	**0,3**	**0,9**	**4,0**	**2,7**				9
Schwaz	Td-Tn	(10)	3-10	10-20	0,04-1,0	x	0,04-2,8	0,2-5,4	1,5-10	0,8-6,2	10-370	µ200	µ20	1
St.Gertraud	Td-Tn		8	>10	0,4	x	0,03	1,7	6,6	0,3	50	-	10	1
	Td-Tn		**10,5**	**16,3**	**x**	**x**	**0,4**	**1,1**	**5,6**	**1,2**				7
Schwaz, Durchschnitt			**6,2**	**18,6**	**-**	**37,5**	**0,5**	**1,6**	**5,2**	**2,6**				3
div. Vorkommen Bereich Kitzbühel-Saalachtal:														
Brunnalpe, Kirchbichl	Td-Tn		6,8	>10	0,3	x	4,0	3,0	0,3	5,2	60	-	<10	1
Karstein	Tn-Td		**14,2**	**8,1**	**x**	**45,0**	**0,1**	**x**	**3,2**	**2,7**				15
Lachtal-Grundalm	*Tn-Td		**12,5**	**10,8**	**x**	**45,3**	**0,2**	**x**	**3,0**	**2,1**				15
Leogang	Td-Tn	(4)	**9,7**	**14,5**	**0,05**	**39,8**	**0,5**	**µ5,98**	**1,5**	**5,0**				4
Leogang	Tn	(16)	**18,7**	**1,1**	**0,02**	**45,2**	**0,22**	**1,0**	**3,1**	**4,2**				4
	Schwazit	(3)	**16,4**	**1,4**	**-**	**38,3**	**0,35**	**18,8**	**0,4**	**0,9**				4
Lindau *	Td-Tn		**10,4**	**14,1**	**x**	**41,3**	**0,1**	**x**	**3,0**	**4,4**				15
Niederkogler Gangspalte	Tn-Td		**15,6**	**6,2**	**x**	**42,1**	**-**	**x**	**4,8**	**3,2**				15
Nöckelberg	Tn	(2)	20	0,5	-	x	10,0	-	0,035	0,1	-	75	<150	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*As(%)*	*Sb(%)*	*Bi(%)*	*Cu(%)*	*Ag(%)*	*Hg(%)*	*Zn(%)*	*Fe(%)*	*Cd(%)*	*Ge ppm*	*Sn ppm*	*Lit*
div. Vorkommen Bereich Kitzbühel-Saalachtal:														
Rohrerberg-West*	Td-Tn		**7,8**	**17,3**	**x**	**42,5**	**0,2**	**x**	**4,0**	**1,2**				15
	Td-Tn		**10,1**	**14,7**	**x**	**41,3**	**0,2**	**x**	**3,5**	**3,9**				15
("Knollendolomit")	Tn-Td		**16,7**	**4,3**	**x**	**43,7**	**0,1**	**x**	**0,5**	**6,7**				15
Röhrerbühel	Td-Tn	(3)	5,5-6,4	>10	0,008-0,04	x	0,2-1,8	0,002	0,04-2,4	3,5-10	8-10	<10	<10	1
	Td		1,4	20	0,005	x	3,0	0,004	3,0	9,4	-	<10	<10	1
	Td-Tn		**6,3**	**14,1**	**x**	**x**	**0,66**	**<0,02**	**x**	**x**				7
Schlinachalm *	Tn		**9,6**	**0,2**	**x**	**46,6**	**0,1**	**x**	**2,3**	**2,9**				15
div. Vorkommen östlich des Saalachtales														
Larzenbach	Td-Tn		**8,0**	**18,8**	**x**	**x**	**0,5**	**0,3**	**1,2**	**3,6**				7
Mühlbach-Mitterberg	Td	(3)	0,17-2,3	20	-	x	0,01-0,5	2,5-3,0	1,7-6,6	0,2-200	-	<30	-	1
	Td		**0,5**	**28,7**	**x**	**x**	**0,9**	**<0,1**	**4,9**	**2,2**				7
Schiedergraben*	Td		0,27	20	0,02	x	0,18	0,33	1,5	4,4	210	-	10	1
St. Veit, Mitterrainberg	Td	(2)	**3.0**	**27,4**	-	**38,6**	-	-	**0,5**	**6,1**				14
St. Veit, Teufelsrauchfang	Td	(2)	**1,4**	**29,8**	-	**38,0**	**0,1**	-	**2,3**	**4,6**				14
Pichl/Mandling	Td	(3)	**0,5**	**29,3**	-	**38,2**	**0,2**	-	**4,1**	**3,1**				6
Schwemmberg/ Radstadt	Td		**0,8**	**29,0**	-	**38,3**	-	**0,1**	**1,1**	**5,9**				6
Ochsenalm	Td	(3)	**1,6**	**27,4**	-	**37,0**	**1,6**	-	**3,0**	**4,3**				13
Östliche Grauwackenzone														
Neuberg, Steinbauergrube	Td (Schwazit)		0,1	20	0,26	x	2	10	10	6,6	150	-	-	1
Sattlerkogel (Veitsch)	Td	(2)	3,6-5,3	20	0,01-0,02	x	0,035-0,1	0,25-0,44	10	3,6-5,3	<320	-	-	1
Schendleck	Td-Tn		7,3	15,9	0,5	x	0,02	0,28	4,5	4,2	110	-	-	1
Steir. Erzberg	Td		2,1	20	0,03	x	0,035	0,25	0,4	10	10	20	10	1
Grazer Paläozoikum														
Wetterbauernsattel	Td-Tn		6	20	-	x	0,04	0,12	1,8	0,9	40	-	-	1
Gurktaler Decke														
Kothalm,Turrach	Td	(2)	0,025	20	0,007-0,04	x	0,04-0,13	µ0,005	0,5	3,3	µ310	-	-	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*As(%)*	*Sb(%)*	*Bi(%)*	*Cu(%)*	*Ag(%)*	*Hg(%)*	*Zn(%)*	*Fe(%)*	*Cd(%)*	*Ge ppm*	*Sn ppm*	*Lit*
Gurktaler Decke														
Mallnock	Td		**4,1**	**25,6**	**x**	**38,7**	**0,3**	**<0,02**	**1,7**	**3,2**				7
Ruden	Td		**0,5**	**27,1**	**-**	**38,4**	**2,8**	**6,5**	**3,1**	**1,8**				6
Schwabegg	Td		8	20	0,005	x	8	2,0	0,1	1,9	10	10	-	1
Gailtaler Paläozoikum														
Kerschdorf	Td		0,15	20	0,04	x	1,7	2,3	10	6,1	130	-	-	1
Ostalpines Mesozoikum														
Kupfererzbezirk postvarisz														
Transgressionsserie Montafon und Arlberg														
Bartholomäberg	Td-Tn	(2)	6,5	20	0,28	x	2,9	1,4	3,5	0,8	bis 100	-	-	1
Christberg	Td		10	20	0,01	x	0,004	0,001	0,03	6,5	-	-	-	1
Buxwald *	Tn		**20,3**	**0,22**	**x**	**46,1**	**0,3**	**<0,02**	**0,2**	**4,1**				7
Rellstal	Tn		10	3	0,01	x	0,0015	0,23	0,25	4,4	35	20	-	1
Silberberg	Td-Tn		7	20	0,8	x	0,9	0,3	2,5	6,5	20	30	-	1
Arlberggebiet:														
Gand	Td		>10	0,5	0,12	x	0,13	0,01	3,8	2,7	-	-	10	1
	Schwazit	(2)	5,3-5,8	>10	0,9	x	0,75-1,6	10	0,9-2,1	5,2-5,8	40-55	-	10	1
	Schwazit		**4,7**	**18,7**	**x**	**x**	**0,1**	**19,5**	**0,5**	**0,3**				13
div. Vorkommen Nördliche Kalkalpen														
Brixlegg,														
Am Geyer	Tn		**15,6**	**6,1**	**-**	**42,4**	**0,03**	**-**	**5,3**	**3,0**				12
"Geyer"	Tn	(2)	**18,1**	**2,5**	**-**	**45,6**	**-**	**-**	**1,0**	**4,8**				12
Matzenköpfl	Enargit		20	0,5	0,01	x	0,03	0,07	1,5	4,5	30	200	-	1
Matzenköpfl	Tn		**20,4**	**-**	**-**	**43,0**	**-**	**-**	**4,9**	**2,9**				6
Maukenötz	Tn	(2)	**17,6**	**3,1**	**-**	**43,4**	**0,1**	**-**	**5,8**	**1,5**				12
Gafleintal, Nassereith	Td		0,5	20	0,01	x	0,2	1,2	10	5	120	-	-	1
Webing, Abtenau	Tn		**19,0**	**1,7**	**x**	**42,4**	**x**	**x**	**8,6**	**0,1**				2
div. Vorkommen Zentralalpines Mesozoikum														
Myrthengraben														
(Haidbachgraben)	Td-Tn		10	>10	-	x	0,28	1,3	10	0,08	1200	20	1000	1
	Tn		18,2	0,4	-	x	0,07	0,001	0,5	0,08	20	10	-	1
Prinzenkogel, Kaltenegg	Td		0,5	20	-	x	0,09	-	1,7	3,4	25	-	10	1
Obernberg, Brenner	Td		0,05	20	0,01	x	0,3	0,002	0,15	0,3	-	-	-	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 6 (Fortsetzung).

Vorkommen	Mineral	n	As(%)	Sb(%)	Bi(%)	Cu(%)	Ag(%)	Hg(%)	Zn(%)	Fe(%)	Cd(%)	Ge ppm	Sn ppm	Lit
Südalpen														
Paläozoikum														
Polymet. Erzbezirk Südkarawanken														
Finkenstein	Td-Tn		**10,9**	**13,4**	x	x	**0,22**	x	**8,1**	**0,2**				13
Gocman *	Td		0,5	20	-	x	1,2	1,0	10	1,3	300	30	-	1
Kl.Grabanz,	Td-Tn		9,8	>10	-	x	0,04	1,7	10	0,2	960	430	-	1
Osternig *	Td-Tn		**8,9**	**18,9**	x	x	**0,15**	**0,2**	**7,2**	**0,9**				13

Literatur: 1 SCHROLL, E. & AZER, I. (1959); 2 PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1981/82); 3 GSTREIN, P. (1983); 4 LENGAUER, C. (1989); 5 FEITZINGER, G. et al. (1995); 6 PAAR, W.H. (unveröffentl. Daten); 7 KUCHA, H. & STUMPFL, E.F. (unveröffentl. Daten); 8 MALI, H. (1996); 9 ARLT, T. et al. (1996); 10 FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1991); 11 HORNER, H., NEUBAUER, F., et al. (in Druck); 12 SCHOBER, C. (1984); 13 BRANDMEIER, P., PAAR, W.H. et al. (1985); 14 PAAR, W.H. & MRAZEK, R. (1995); 15 EBNER, S. & PAAR, W.H. (unveröffentl. Daten); 16 PAAR, W.H. & TOPA, D. (unveröffentl. Daten);

In den Ostalpen überwiegt das Vorkommen von Tetraedrit. „Freibergit" (bis über 30 % Ag) ist für Gangmineralisationen alpidischen Alters charakteristisch, wie im Silber-Erzbezirk Kreuzeckgruppe, dem Golderzbezirk Hirzbach, den Tauerngolderzgängen, Abfaltersbach oder Schwabegg. Freibergit ist auch im polymetallischen Erzbezirk der Schladminger Tauern relativ häufig.

„Schwazit" (bis über 20 % Hg) konnte in der Typuslokalität Schwaz bisher nicht verifiziert werden. Fahlerze mit Gehalten über 10 % Hg sind in den Vorkommen von Leogang, Altenberg – Neuberg und Gand vorhanden. Die Mehrzahl der untersuchten Proben enthält Hg im Konzentrationsbereich von 0,1 bis 10 % (vor allem aus Eisenspat- und Magnesitvorkommen, Kupfer-Vererzungen der westlichen Grauwakkenzone und des Schladminger Erzbezirkes. Mobilisiertes Fahlerz verliert Hg, wie Tennantite von Leogang/Nöckelberg oder Rellstal zeigen. Auffällig sind die niedrigen Hg-Konzentrationen des Vorkommens Röhrerbühel (maximal 600 ppm Hg).

Bismut ist ein häufiges Gastelement in ostalpinen Fahlerzen. Der ermittelte Maximalgehalt von 2 % wird selten erreicht (Zinkwand – Vöttern, Schwaz). In einunderselben Paragenese sind die Bi-Gehalte in Fahlerz und Galenit miteinander korrelierbar. Hg-reiche Fahlerze enthalten oft nur geringe Gehalte an Bi.

Cadmium ist das Begleitelement von Zn, das sowohl im Tetraedrit als auch im Tennantit in Konzentrationen über 10 % eingebaut werden kann, soweit nicht Verwachsungen mit Sphalerit nachweisbar sind. Die Varianz des Zn/Cd-Verhältnisses entspricht größenordnungsmäßig der in Sphaleriten (10 bis 10000), das mittlere Zn/Cd-Verhältnis ist mit 300 ident. Hohe Gehalte (maximal 0,12 % Cd) sind in Zn-armen Tetraedriten und „Freibergiten" anzutreffen.

Eine Ausnahme besonderer Art sind die Tetraedrite der Vererzungen von Schellgaden mit Cd-Gehalten bis zu 11,5 % Cd (PAAR, W., unveröffentlicht). Das Zn/Cd-Verhältnis kann den Wert von 1 unterschreiten und den Verhältniswert von 0,05 erreichen. Eine Anreicherung von Cd in Galenit wird von Erzmineralisationen beschrieben, in denen Galenit in Bezug auf Sphalerit extrem dominiert (SCHROLL, E., 1954). In den Schellgadener Vererzungen dürfte das Pb/Zn-Verhältnis gleichfalls die Größenordnung von 300 bis 600 erreichen.

Germanium findet man in manchen Tennantiten angereichert, wie in Nöckelberg – Leogang (70 bis 80 ppm Ge). In As-reichen Tetraedriten vom Grabanz – Finkenstein (470 ppm), Schwaz und Brixlegg (bis 170 ppm). In der Mikroparagenese von Enargiten ist Ge ein markantes Spurenelement, so vom Matzenköpfl (200 ppm).

Selen scheint nach den wenigen verfügbaren Daten ein häufiges Gastelement in Fahlerzen zu sein, wie in den Vorkommen Schendleck (500 ppm), Veitsch (200 ppm) und Myrthengraben (200 ppm), wenn auch diese Aussage durch eine allzu regional orientierte Probenauswahl nicht überbewertet werden sollte. Fahlerzkonzentrat aus dem Erzbezirk von Schwaz – Brixlegg erwies sich als Se-arm (unter 2 ppm Se). Konzentratproben anderer Vorkommen enthalten zu viele andere Mineralphasen, um eine Auswertung zuzulassen (CERNY, I. & SCHROLL, E., 1995).

2.4. Pyrit und andere Eisensulfide

Bei der Auswahl der Analysenelemente haben die Ferriden Ni und Co bevorzugtes Interesse gefunden, da sie in das Gitter der Eisensulfide (Pyrit, Markasit, Pyrrhotin) eingebaut werden können. Es sind nur wenige Elemente, die noch in Frage kommen könnten. Überwiegend sind Gehalte an anderen Ferriden oder an Ag, Zn, As, Sb, Bi u.a. auf Verwachsungen mit Fremdphasen zurückzuführen. Bei ausführlichen geochemischen Untersuchungen der Pyrite von Lagerstätten in den Kleinen Karpaten (Male Karpaty) wurden folgende Elemente ausgewählt: Ni, Co, Mn, Mo, V, Ti, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Sn, Bi, Tl, As und Au (CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J., 1967).

Das Ni/Co-Verhältnis gilt als indikativ für sedimentär-diagenetische Bildungen (Ni > Co) und für hydrothermale Paragenesen (Co>Ni) (HEGEMANN, F., 1943). Diese Differenzierung ist jedoch nur bedingt haltbar,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 7a.
Nickel, Kobalt und andere Spurenelemente in Eisensulfidmineralien.
(Werte in ppm bzw. %; n = Anzahl der Proben).

Vorkommen	*Mineral*		*Ni*	*Co*	*As*	*Tl*	*Lit*
Penninikum							
Tauernfenster							
Oberes Ritterkar	Pyrit	<100	300				3
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)							
Hotel Europa, Gastein *	Pyrit		<100	300			3
Naßfeld	Pyrit	(n=4)	<100-300	100-1000			3
Radhausberg	Pyrit	(n=2)	100-300	100-300			3
Rauris	Pyrit		30	1000			1
Silberpfennig	Pyrit		<100	100			3
Golderzbezirk Rotgülden-Schurfspitze							
Rotgülden	Pyrit		20	-			1
Ostalpines Kristallin							
Zinkwand-Vöttern	Pyrit	(n=3)	0,23-1,4%	0,087-0,17%			6
	Pyrrhotin	(n=3)	0,02-3,6%	0,08-0,16%			6
Ostalpines Paläozoikum							
Ennstaler Quarzphyllit							
Walchen (Öblarn)	Pyrit	(n=9)	140	190			1
Nördliche Grauwackenzone							
Kalwang	Pyrit	(n=5)	330	50			1
Mautern	Pyrit		4500	1500			1
Mitterberg	Pyrit		3500	1500			1
Rettenbach	Pyrit	(n=6)	10	1500			1
Schendleck	Pyrit		24	6			5
Steir. Erzberg	Pyrit	(n=12)	4-4830 ø 732	4-4510 ø810			5
Ostalpines Mesozoikum							
Nördliche Kalkalpen							
Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis							
Bohnkogel	Pyrit		492	213			5
Gollrad	Pyrit		724	1096			5
Niederalpl	Pyrit	(n=2)	2050	620			5
Drauzugmesozoikum							
Blei-Zinkerzbezirk Karn Drauzugmesozoikum							
Bleiberg							
1.Onkolithbank	Pyrit	(n=3)	175	20	10	50	2
Vererzung	Markasit	(n=4)	300	100	1%	100	3

Anhang:

Steirischer Erzberg (Pyritkonzentrat)

Fe%	S%	Cu%	Sb%	As%	Zn%	Pb%	Se(ppm)	Sn(ppm)	Ag(ppm)
47,5	39,1	9,1	0,23	0,06	0,05	0,01	57	28	5

Bi(ppm)	Cd(ppm)	Te(ppm)	Ge(ppm)	Tl(ppm)	In(ppm)	Ga(ppm)	Au(ppm)	Lit
4,8	4,2	2	0,5	0,5	0,4	0,1	0,03	7

Lit.: 1 HEGEMANN, F. (1943), 2 HEGEMANN, F. (1949), 3 SCHROLL, E. (1953), 4 HABERLANDT, H. & SCHIENER,A. (1951), 5 MALEKGASEMI, F. (1979), 6 FUCHS, H. (1988), 7 CERNY, I. & SCHROLL, E. (1995)

da sich die Ni- und Co-Gehalte von Pyriten aus hydrothermalen Ganglagerstätten als nicht korrelierbar erwiesen (CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J., 1970). Mehr Interesse verdient das geochemische Verhalten der beiden Elemente bei der Metamorphose. Mit steigendem Metamorphosegrad wird das Ni/Co-Verhältnis im Pyrit zu Gunsten des Co verschoben (siehe Abb. 344), während beim Pyrrhotin Ni dominant bleiben soll (CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J., 1969).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 7b.
„Pyritkonzentrate“ (Werte in %, sofern nicht ausgewiesen in ppm).

Vorkommen	*Fe%*	*S%*	*Cu%*	*Pb%*	*Zn%*	*As%*	*Sb%*	*Bi*	*Ag*	*Au*	*Cd*	*Ge*	*In*	*Sn*	*Se*	*Te*	*Tl*
Außervillgraten	42,6	30,0	10,3	1,3	6,3	0,1	0,04	158	69	0,72	300	3,2	122	700	82	<2	2,3
Kirchbachgraben	43,1	44,6	0,7	0,02	0,04	0,04	0,24	18	53	0,3	3,3	0,2	2	240	12	7	<1
Naintsch	47,0	45,1	0,01	0,01	0,04	0,04	0,01	0,1	0,9	<0,03	0,1	0,1	0,1	<100	<2	<2	0,5
Panzendorf	41,7	43,0	7,8	1,5	6,0	0,022	0,08	118	89	0,72	216	3,5	43	400	23	<2	12
Pusterwald	48,3	37,9	0,1	0,01	0,2	0,11	0,004	0,7	3,1	<0,03	2,1	0,1	0,3	1	64	<2	2,7
Steir. Erzberg	47,5	39,1	9,1	0,01	0,05	0,06	0,23	4,8	5	<0,03	4,2	0,5	0,4	28	57	<2	0,5
Tessenberg	52,0	40,9	2,2	0,03	0,7	0,07	0,005	148	5,6	0,62	21	0,1	12	60	82	<2	0,8

Literatur: CERNY, I. & SCHROLL, E. (1995)

Tabelle 7c.
Cu-Fe-Derberze aus dem polymetamorphen Cu-Fe-Zn-Pb-Erzbezirk Stubai – Ötztal.

Vorkommen	*Cu %*	*Ni ppm*	*Co ppm*	*Ag ppm*	*Au ppb*	*Pb ppm*	*Zn ppm*	*As ppm*	*Sb ppm*
Boden	2,66	55	263	22	20	30	195	43	–
	0,93	83	496	9	5	17	69	8	–
Brechsee	0,02	9	99	0,3	20	34	0,3	130	–
Falpetan	1,05	12	13	14	5	33	14	20	–
	1,98	30	16	11	10	47	11	6	–
Haderlehen	0,72	3	11	2	5	0,39%	2	19	–
Knappenhof	1,69	143	40	6	60	73	6	608	–
Löchl	0,06	6	11	0,6	10	21	0,6	22	–
Martinsbach	0,02	8	263	0,2	10	20	9	22	–
	0,004	31	455	0,1	5	6	20	286	14
Mutzköpfe	2,81	29	11	35	65	176	1	414	82
Petersbach	2,03	30	225	12	5	12	287	121	–
Plangeross	2,39	460	947	3	230	1	2,6	0,26	–
Serneskopf	1,37	2	875	22	1,1 ppm	436	41	2,72%	34
Tschingl	0,05	49	166	0,1	470	18	5	0,14%	–
Wörgetal	0,31	8	12	8	365	627	8	1,65%	21

Literatur: VAVTAR, F. (1988)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

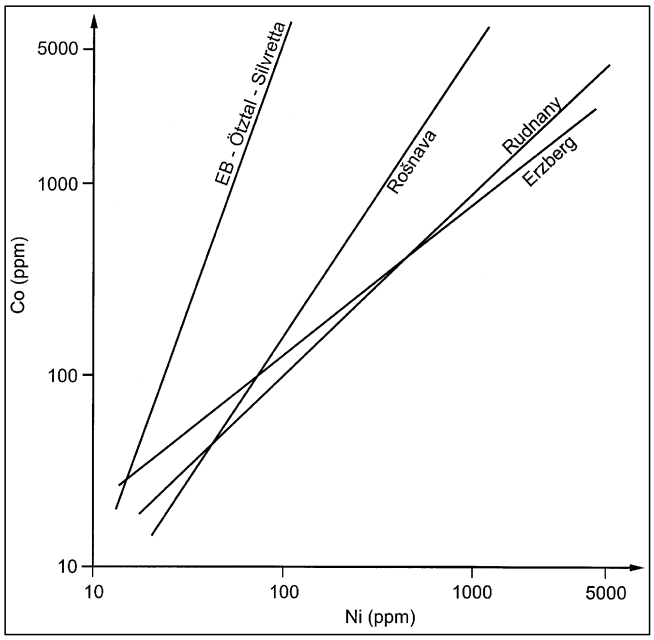


Abb. 344.
Regressionsgeraden der Ni/Co-Korrelation von Pyriten des Steirischen Erzberges (MALEKGASEMI, F., 1979), aus den Sideritlagerstätten Rosnava und Rudnany in den Westkarpaten (CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J., 1970) und den Cu-Fe-Vererzungen des Erzbezirkes Stubai-Ötztal (VAVTAR, F., 1988).

Für die Ostalpen liegen in dieser Hinsicht kaum einschlägige Daten vor. Das Datenmaterial ist meist älteren Datums. Eisensulfide sind bisher nur unzureichend in geochemische Untersuchungen einbezogen worden. Tab. 7a bringt eine Auswahl einschlägiger geochemischer Daten.

Pyrit und Markasit aus den Blei-Zink-Vererzungen der kalkalpinen Trias zeichnen sich durch Ni-Vormacht aus, wie dies der geochemischen Indikation entspräche (HEGEMANN, F., 1943, 1949; SCHROLL, E., 1954a). Gehalte an Mo, As oder Tl sind wohl auf Verwachsungen mit Mikrophasen zurückzuführen.

Pyrite aus den metamorphen massiven Sulfidvererzungen wie Walchen (Öblarn), Kalwang oder Rettenbach zeigen nur teilweise Co-Anreicherungen, während hydrothermale Erzmineralisationen wie Au-Vererzungen der Hohen Tauern höhere Gehalte aufweisen (HEGEMANN, F., 1943; HABERLANDT, H. & SCHIENER, A., 1951).

Die Eisensulfidmineralisationen der Zinkwand – Vöttern (Schladminger Tauern), die an Amphibolitzüge („Branden“) gebunden sind, sind ausgesprochen reich an Ni (FUCHS, W., 1988). Über die Verteilung von Ni und Co in den Mineralphasen Pyrit und Pyrrhotin liegen keine Daten vor.

Pyrite der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg weisen eine große Variationsspanne bei den Ni- und Co-Konzentrationen auf. Ni und Co sind bei variablen Ni/Co-Verhältnissen positiv korrelierbar. Das geochemische Verteilungsbild der beiden Spurenelemente entspricht weitgehend dem der Sideritlagerstätte von Rudnany in den Kleinen Karpaten (Slowakei), wie Abb. 344 zeigt (MALEKGASEMI, F., 1979).

In Tab. 7b werden die Ergebnisse von „Pyritkonzentrat“-Analysen mitgeteilt, von denen einige auch Pyrrhotin enthalten. Die Daten einer Pyritkonzentratprobe vom Steirischen Erzberg mit anderen sufidischen Mineralphasen, wie Chalkopyrit und Fahlerz, charakterisiert vorzüglich den Stoffinhalt an chalkophilen Elementen in der Lagerstätte (CERNY, I. & SCHROLL, E., 1995).

Genetisch sind die buntmetallarmen Konzentrate von Naintsch und Pusterwald von Interesse. Das Kiesvorkommen von Naintsch ist als eine metamorphosierte, sedimentär angelegte Mineralisation zu betrachten. Die Konzentrate aus den typischen Kies-Lagerstätten des Erzbezirkes der Deferegger Alpen sind dagegen sehr reich an buntmetallführenden Erzmineralphasen und den Spurenelementen Bi, In, Sn und Se. Das Vorkommen vom Kirchbachgraben im Gailtaler Kristallin zeigt zumindest im Cu-Gehalt und in den Spurenelementen eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Konzentrat vom Steirischen Erzberg mit einem Sb/Bi-Verhältnis größer als 100.

Zusätzlich sind in Tab. 7c weitere Daten der Cu-haltigen Pyritvererzungen des Erzbezirkes Stubai-Ötztal in Bezug auf die Abb. 344 angefügt. Die steile Regressionslinie des Ni/Co-Verhältnisses spricht für eine Überprägung durch hochgradige Metamorphose.

2.5. Chromit

Chromit $FeCr_2O_4$ gehört ebenso, wie der Magnetit, zur Gruppe der Spinelle ($A^{+2}B_2^{+3}O_4$). Die A- und B-Positionen im Gitter können durch Mg^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Ni^{+2}, Co^{+2}, Zn^{+2}; Al^{+3}, Fe^{+3}, Cr^{+3}, V^{+3}, Ti^{+3}; Ti^{+4} ersetzt werden. Die Chromspinelle (Chromitite) unterscheiden sich durch Gehalte an Al, Mg und Ti. Chromite aus stratiformen und podiformen

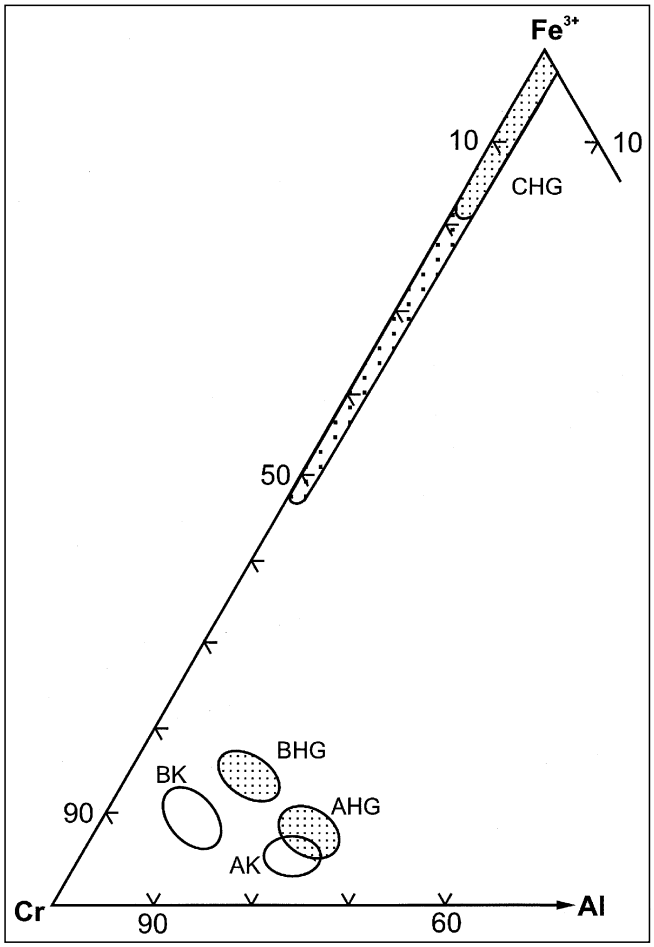


Abb. 345.
Cr–Al–Fe^{3+}-Diagramm der Chromitite von Kraubath (K) und Hochgrössen (HG), differenziert nach ihrer Zonierung A (Kern), B und C. Modifiziert nach THALHAMMER, O.A.R. & STUMPFL, E.F. (1988).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 8.
PGE- und Au-Daten von Chromiten.
Werte in ppb; HG = Hochgrössen; KR = Kraubath.

	HG (n=3)	KR (n=1)
Ru	50 bis 620	120
Rh	5 bis 130	98
Pd	4 bis 33	390
Os	10 bis 250	34
Ir	8 bis 310	52
Pt	8 bis 940	470
Au	2 bis 14	2
Literatur: THALHAMMER, O.A.R. et al. (1990)		

Vorkommen lassen genetisch bedingte Unterschiede erkennen, ebenso wie die von der Metamorphose geprägten alpinotypen Chromitvorkommen.

Umfassendere Untersuchungen liegen nur für die Chromite der beiden großen Ultrabasitmassive Hochgrößen und Kraubath vor (THALHAMMER, O.A.R. & STUMPFL, E.F., 1988; THALHAMMER, O.A.R. et al., 1990). Die Chromite sind Cr-reich und würden sich nur für metallurgische Verwendungszwecke eignen. Der Al_2O_3-Gehalt ist mit 5 bis 13 % niedrig, der TiO_2-Gehalt beträgt 0,2 bis 0,8 %. Das Mg/Fe^{+2}-Verhältnis ist vom Hochgrößen höher (0,8 bis 1,5), verbunden mit einer höheren Ni-Konzentration (0,10 %), als in Kraubath (0,16 bis 0,4). Diese Chromspinelle entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung dem podiformen Typ, der durch Serpentinisierung und Metamorphose beeinflußt ist. Die Lage der Chromitite im Cr-Al-Fe^{+3}-Diagramm zeigt Abb. 345. Die Mikroparagenese der Chromitite ist durch zahlreiche Einschlußminerale gekennzeichnet, von Silikaten und Sulfiden, wie Pentlandit, Chalkopyrit, Heazlewoodit, Pyrit, Galenit und Arsenopyrit, bis zu PGE-Minerale, Laurit, Erlichmanit, Cooperit, Irarsit, Hollingworthit, Sperrylit, Pt- und Pd-Legierungen u.a.. Von diesen beiden Ultrabasiten und ihren Chromerzen liegen auch PGE-Daten vor (Tab. 8).

2.6. Magnetit und Hämatit

Die Eisenoxide Magnetit und Hämatit zeichnen sich durch Verwachsungen komplexer Art aus. Das zur Spinellgruppe gehörige Mineral Magnetit bietet sich vor allem für den kristallchemischen Einbau zahlreicher Elemente an, wie schon in Kapitel 2.5. erwähnt worden ist. Beim Hämatit sind die Möglichkeiten beschränkter. Obwohl man durch Mineralseparationsverfahren beide Minerale von groben Verwachsungen relativ gut abtrennen kann, ist eine phasenanalytische Untersuchung der Mikroparagenese erforderlich.

Für den Bereich der Ostalpen gibt es nur ältere halbquantitative Daten, die zum Teil veröffentlicht und mit der damals verfügbaren primitiven statistischen Methodik zusammenfassend dargestellt worden sind (HEGEMANN, F & ALBRECHT, F., 1954; HEGEMANN, F., 1958a). In diesen Arbeiten wurde versucht, genetisch charakteristische Elementgruppierungen aufzufinden.

Intramagmatische Eisenoxide mit Ti>V sind von Magnetiten mit höheren Cr-Gehalten signifikant von intrusivmagmatischer Genese unterscheidbar. Exhalative Ausscheidungen erweisen sich eher arm an Ti, Cr, Al und Mg, zeichnen sich aber durch Gehalte an Cu, Zn und Mn aus. Extrusiv-sedimentäre Eisenoxide (Typ Lahn-Dill) lassen sich durch geringe Cr- und höhere Al-, Mg- und V-Kon-

Tabelle 9.
Spurenelemente oxidischer Eisenminerale.
Werte in ppm bzw. %; H = Hämatit; M = Magnetit.

	Cr	*Ti*	*V*	*Ni*	*Co*	*Mn*	*Lit*
Ostalpen							
Ostalpines Kristallin							
Moosburg M	10	40	40	–	–	–	1
Waldenstein M	–	10–30	10–30	10	–	50–80	1
Waldenstein H		0,02–3,5%	0,07–0,36%	–	–	15–80	2
Ostalpines Paläozoikum							
Grazer Paläozoikum							
Heuberggraben, Mixnitz H	–	–	100	–	–	500	1
Plankogel,Birkfeld	10–50	<10	100–300	30–50	–	100–500	1
Platte/Graz M	–	100	10	30	–	3000–5000	1
Gurktaler Decke							
Pöllau, Neumarkt M	10	100	100	10	–	–	1
Sonntagsberg,St.Veit M	–	–	10–50	50	–	100	1
Vellachgraben, Metnitz M	50	1000	50	50	–	3000	1
Sonstige Vorkommen							
Neustift M*	–	–	30	30	20	50	1
Lit.: 1 HEGEMANN, F. (1958), 2 PROCHASKA, W. et al. (1995)							

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zentrationen charakterisieren, wobei Ti<V und Ni>Co ist. Sedimentär gebildete Magnetite sind relativ spurenarm, während Hämatit mit Ausnahme von Cr, Zn oder Co zu höheren Gehalten tendieren soll. Hydrothermale Hämatite sind in der Regel arm an Gastelementen, während Magnetite Mg- und Mn-reich erscheinen. In Tab. 9 sind einige Daten angeführt, die von HEGEMANN, F. (1958a) überwiegend dem extrusiv-sedimentären Typ zugeordnet worden sind.

Systematische geochemische Untersuchungen sind seither nicht mehr durchgeführt worden. Es gibt auch nur wenige erzmineralogische Bearbeitungen von Einzellagerstätten (u.a. MELCHER, F., 1991).

Im Specularit von Waldenstein sind im Gegensatz zu den Angaben von HEGEMANN, F. (1958a) hohe Ti-Gehalte nachweisbar. Es wurden zwei Generationen von Specularit unterschieden: primärer Hämatit mit höheren Konzentrationen an Ti und anderen Spurenelementen und ein sekundärer Hämatit in Klüften, der relativ arm an Spurenelementen ist (PROCHASKA, W. et al., 1995).

2.7. Scheelit

Das Calciumwolframat $CaWO_4$ ist von der Struktur her ein typisches geochemisches Kollektormineral. Das achtkoordinierte Ca^{+2}-Ion kann durch mehrere Elemente substituiert werden wie: Na^{+1}; Sr^{+2}, Mn^{+2}, Pb^{+2}, Ba^{+2}, Cd^{+2}, Eu^{+2}, Yb^{+2}; SEE^{+3}, Y^{+3}; U^{+4}, das vierkoordinierte W^{+6} durch Mo^{+6}, Re^{+6}, u.a.

Scheelit bildet mit Powellit ($CaMoO_4$) eine isomorphe Mischreihe. Powellit hat ein sattgel-

Tabelle 10.
Geochemische Daten von Scheeliten (Werte in ppm).

Vorkommen	*n*	*Mo*	*Pb*	*Mn*	*Fe*	*Mg*	*Sr*	*Nd*	*Sm*	*Lit*
Penninikum										
Tauernfenster										
Felbertal										
Ostfeld Scheelit I		3850	116	38	280	48	82	–	–	1
Scheelit I(1a,b)	(3)	–	–	–	–	–	99 – 313	1,0 – 19	0,4 – 8,9	2
Westfeld, Scheelit II		3508	74	138	6382	578	300	–	–	1
		7700	68	6	378	156	130	–	–	1
Scheelit II	(3)	–	–	–	–	–	97 – 417	3,3 – 276	1,2 – 69	2
Scheelit III		23	27	57	114	33	230	–	–	1
Scheelit III	(6)	–	–	–	–	–	76 – 807	0,35 – 78	0,7 – 18	2
Kleinarltal										
Flojagraben *		5	10	20	160	119	30	–	–	1
Griespalfen *		6	24	8	189	772	1990	–	–	1
Stuhlgraben *		10	110	220	3800	3184	3020	–	–	1
Schellgaden		200	426	8	170	50	240	–	–	1
Ostalpines Paläozoikum										
Innsbrucker Quarzphyllit										
Tux–Lanersbach		21	41	9	565	5910	2580	–	–	1
Scheelit I im Karb.	(3)	–	–	–	–	–	2290 – 2660	–	–	3
Tuxer Phyllit	(4)	–	–	–	–	–	2320 – 7700	–	–	3
Bändererz	(2)	–	–	–	–	–	5800 – 9520	–	–	3
Scheelit II	(2)	–	–	–	–	–	2050 – 2240	–	–	3
Scheelit III		–	–	–	–	–	–	–	–	3

Literatur: 1 IVANOVA, G.V. et al. (1987); 2 EICHHORN, R. (1994); 3 RAITH, J. G. et al. (1996)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bes UV-Leuchten, Mo-freier Scheelit hat strukturbedingt bläuliche UV-Lumineszenz. Die durch den Mo-Einbau verursachte gelbe UV-Lumineszenz des Scheelites ermöglicht eine rasche Ermittlung des Molybdängehaltes (HADITSCH, J.G., 1975).

Systematische geochemische Untersuchungen österreichischer Vorkommen liegen nur in beschränktem Umfang vor. Einige geochemische Daten sind in Tab. 10 zusammengefaßt. Die wenigen Daten zeigen, daß bei Mobilisation Mo und Pb verloren gehen. Scheelit der I. und II. Generation aus Lagerstätten des silikatischen Milieus, wie Felbertal oder Schellgaden, unterscheiden sich im Strontiumgehalt grundsätzlich von jenen aus dem Karbonatmilieu, wie Tux-Lanersbach oder Kleinarltal. Das Strontiumangebot im sedimentär-karbonatischen Milieu muß höher gewesen sein. Im Felbertal ist in der Abfolge von drei unterscheidbaren Scheelitgenerationen eine Zunahme der Strontiumgehalte, in Tux-Lanersbach eine Abnahme festzustellen.

Die ersten Angaben über SEE-Gehalte in Scheeliten wurden auf fluoreszenzspektroskopischem Wege erhalten. Auf 150 bis 200°C erhitzte Scheelite emittieren im lang- und kurzwelligen, gefilterten UV-Licht diskrete Emissionsbanden im Rot und Orangegelb sowie Grün bis Grünblau, die auf die Anwesenheit von dreiwertigen SEE (Sm, Eu, Dy, Tb und Er) zurückzuführen sind (HABERLANDT, H., 1956). Es wurde ein Rottyp mit Sm und Dy, ein Grüntyp mit Tb und Er sowie ein Mischtyp unterschieden. Alpiner Kluftscheelit und Scheelit von Schellgaden gehören zum Mischtyp. Bei Mobilisation gehen die SEE verloren oder es bilden sich Entmischungen im Form von SEE-Mineralen.

Die wenigen neueren Angaben über Nd- und Sm-Konzentrationen lassen erkennen, daß die Scheelitgenerationen der Lagerstätte Felbertal charakteristische Unterschiede im Gesamtgehalt an SEE und in den Nd/Sm-Verhältnissen aufweisen: Die Scheelitgeneration III zeigt in Verbindung mit einer deutlichen Konzentrationsabnahme der beiden SEE-Elemente auch eine Abnahme des Nd/Sm-Verhältnisses von 2 bis 4 auf 1 bis 2.

2.8. Fluorit

(M.A. GÖTZINGER & E. SCHROLL)

Über Fluorit gibt es eine umfangreiche Literatur, die wohl umfassendste stammt von LEEDER, O. (1979). Eine moderne Zusammenfassung jüngeren Datums geben GÖTZINGER, M.A. & KOSS, S. (1995). Für die Genese des Fluorites sind sowohl der Einbau von Fremdelementen (z.B. KOSS, S., 1995), als auch die Tracht von Interesse (OBENAUER, K., 1933). Einen Überblick über die Vorkommen in Österreich gibt NIEDERMAYR, G. (1990).

Das Kristallgitter des Fluorites weist Zwischengitterplätze auf. Dies ließe theoretisch den kristallchemischen Einbau von mittelgroßen Elementen im Bereich des Wirkungsradius von Ca^{+2}, zu, wie Na^{+1}, Sr^{+1}, Eu^{+2}, Yb^{+2}, Mn^{+2}, Fe^{+2}, Sc^{+3}, Y^{+3}, SEE^{+3}, Th^{+4}, U^{+4}. F^{-1} ist auch durch O^{-2} vertretbar. In der Natur erreicht der Gesamtwert für Neben und Spurenelemente maximal 1 Gew. %, für Y wurden auch höhere Gehalte gemessen. In hochthermal gebildeten Fluoriten sind auch Spurengehalte von Be nachweisbar. Die Sr-Gehalte sind niedriger als in anderen Mineralen derselben Mineralparagenese (meist <100 ppm), wobei Verunreinigungen, wie beispielsweise Baryt, zu beachten sind. Die Sr-Gehalte in Fluoriten von Bleiberg werden im Mittel (n = 9) mit 81 ppm angegeben, vom Vomperloch (Nordtirol) mit 80 ppm (n = 1). Fluorite aus den Gutenstei-

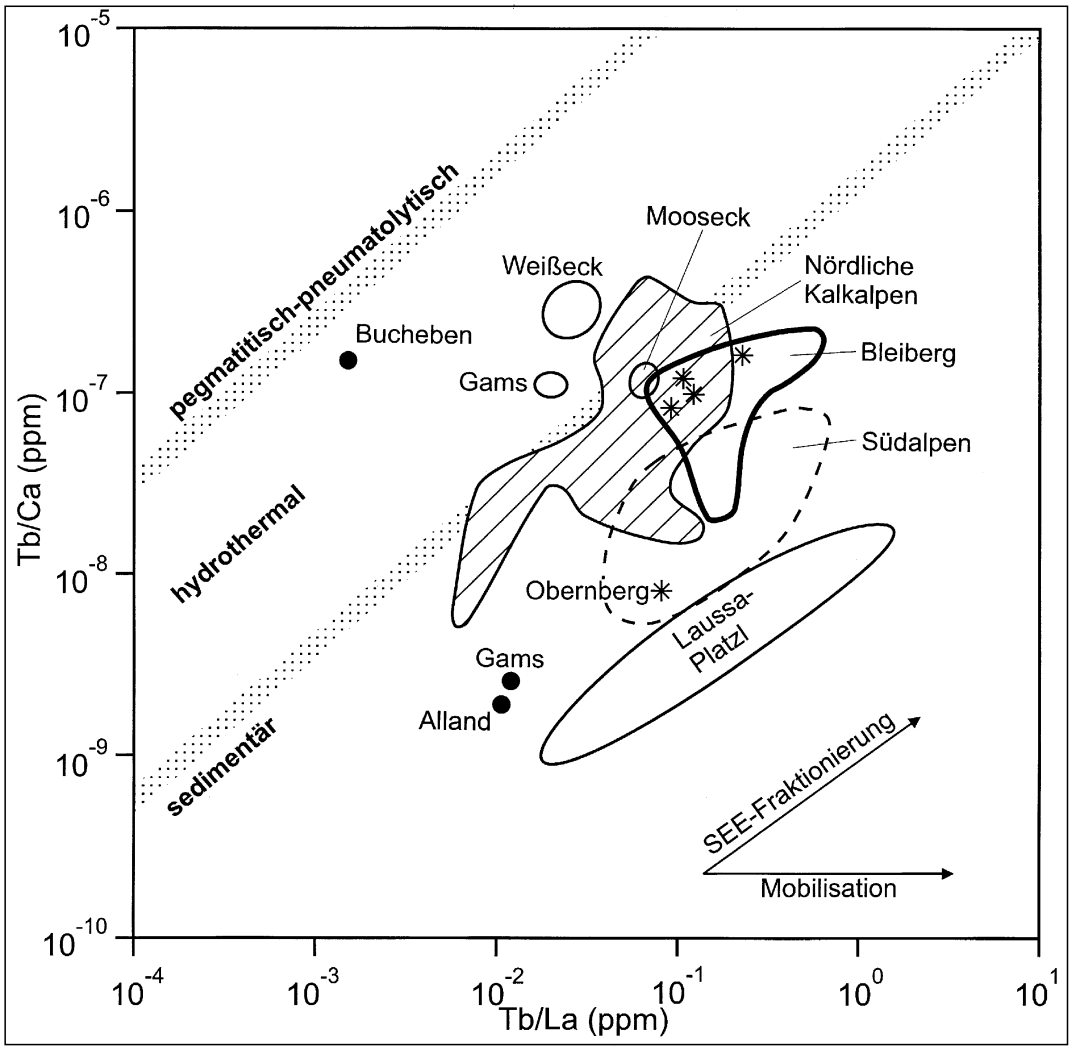


Abb. 346. Tb/Ca-Tb/La-Diagramm von ostalpinen Fluoriten.

Tabelle 11a.
Spurenelementgehalte von Fluoriten (Werte in ppm).

Vorkommen	*Be*	*Na*	*Mg*	*Sr*	*Fe*	*Mn*	*Ag*	*Cu*	*Zn*	*Pb*	*Eu*	*Yb*	*Y*	*Lit*
Penninikum														
Tauernfenster														
Achselalpe	–	30	50	100	30	10	0,3	20	20	5	–	0,5	45	1
Hollersbachtal	x	6	x	35	15	x	x	<1	x	x	0,045	2,2	x	6
Naßfeld	–	30	80	200	–	20	–	0,3	–	3	3	3	70	1
Radhausberg	0,1	30	50	100	50	30	–	0,3	–	3	2,2	7,5	155	1
Seescharte *	–	30	50	100	3	20	–	5	–	3	–	5	30	1
Untersulzbach	–	30	100	40	–	5	–	1	–	–	–	2	42	1
Ostalpines Kristallin														
Seebach (Pegmatit) *	–	200	200	200	3	200	–	–	200	30	–	15	350	1
Ostalpines Mesozoikum														
Nördliche Kalkalpen und Drauzugmesozoikum														
Anis:														
St.Gallen	–	–	100	35	–	5	–	1	–	0,3	x	x	–	1
St.Veit	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,2	1
Laussa	x	6	x	35	<9	153	x	x	<0,3	x	0,009	0,017	x	6
Unterlaussa	–	180	100	120	–	2	–	0,3	–	5	x	x	0,25	1
Vorderlaussa	–	30	50	30	–	1	–	3	–	1	x	x	10	1
Karn:														
Bleiberg	–	200	200	200	3	200	–	–	200	30	x	x	–	1
Lafatsch	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	x	x	–	1
Vomperloch	–	200	100	80	–	1	–	1	10	15	x	x	–	1
Zentralalpines Mesozoikum														
Weißeck (n=3)	bis 0,1	–	10–100	30–150	<3–10	2–10	bis 0,3	0,5–10	bis 3	0,5–5	x	x	12–37	1

Literatur: 1 HUBER, I. (1965); 2 WENINGER, H. (1969); 3 SCHNEIDER, H.J., MÖLLER, P. & PAREK, P.P. (1975); 4 GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H. (1984); 5 HEIN, U.F. (1986); 6 KOSS, S. (1995)

ner Schichten/Muschelkalk, Mitteltrias, zeichnen sich durch noch niedrigere Werte aus: z.B. Laussa – Platzl, Stmk. 30 bis 40 ppm (HUBER, I., 1965; GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H., 1984).

Viele Fluorite enthalten reichlich flüssige und/oder feste Einschlüsse in Form von Spurenmineralen, sodaß Angaben über den kristallchemischen Einbau eher mit Vorsicht zu betrachten sind und ergänzende Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop erforderlich machen (GÖTZINGER, M.A., 1994).

Geochemisch wichtige Gastelemente des Fluorites sind die SEE^{3+}; sie bilden teilweise Mischkristalle mit CaF_2. Im Yttro- und Cer-Fluorit können die Ca-Ionen bis zu einem Sechstel substituiert werden. Der Ladungsausgleich kann durch zusätzlichen Einbau von F^{-1} auf Zwischengitterplätzen oder O^{-2} erfolgen.

Fluorite aus Hochtemperaturparagenesen sind in Abhängigkeit vom Angebot meist reicher an Gastelementen, insbesondere an SEE. Tiefthermale, farblose oder durch Strahlungsverfärbung violett gewordene Fluorite im Karbonatgesteinsmilieu sind hingegen extrem arm an Spurenelementen (GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H., 1984).

Die Mineralfarben decken nahezu das gesamte Farbspektrum ab. Reines Calciumfluorid ist farblos. Die Färbungsursachen sind mannigfacher Art und oft komplexer Natur: Durch Strukturdefekte initiierte Farbzentren (z.B. gelb), zusätzlicher Ca-Einbau („kolloidales Ca“: blau bis violett), Einbau von Fremdelementen (Mn und Th) braun bis rosa; Sm: grün; oft liegen Kombinationen von Ursachen vor. Durch radioaktive bzw. hochenergetische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 11b.
SEE-Gehalt in Fluoriten (Werte in ppm).

Vorkommen	*La*	*Ce*	*Pr*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Ho*	*Er*	*Tm*	*Yb*	*Lu*	*Y*	*SEE*	*Lit*
Penninikum Tauernfenster																	
Bucheben / Gastein *																	
(Kluftmineral)	15,2	28,4	x	x	x	0,98	x	0,28	x	x	x	x	1,44	0,26	x	(46,6)	4
Hollersbachtal (rosa)	<0,025	<0,07	-	<0,085	0,055	0,045	0,25	0,13	x	x	x	0,32	2,2	0,33	x	(3)	6
Naßfeld	45	65	-	47	-	3	-	-	-	-	-	-	3	-	70	(240)	1
Radhausberg	40	95	-	35	-	2,2	-	-	-	-	15	-	7,7	-	155	(240)	1
Ostalpines Mesozoikum																	
Blei-Zinkerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen																	
Anis:																	
Hohe Warte (n=2)	1,7	3,3	x	x	0,5	0,18	x	0,14	x	x	x	x	0,20	0,017	x	(5)	3
Karn:																	
Lafatsch-Reps (n=2)	0,78	1,72	x	x	0,15	0,035	x	0,035	x	x	x	x	0,03	0,006	x	(2,8)	3
Tschirgant (Silberstube) (n=6)	0,63	1,22	x	x	0,15	0,055	x	0,0065	x	x	x	x	0,075	0,005	x	(1,75)	3
Tschirgant (n=2) (Gipfelbaue)	0,22	0,25	x	x	0,05	0,02	x	0,02	x	x	x	x	0,01	x	x	(0,57)	3
Vomperloch	0,15	0,23	x	x	0,02	0,006	x	0,01	x	x	x	x	0,01	0,001	x	(0,5)	3
Nördliche Kalkalpen																	
Anis:																	
Alland	0,17	0,036	x	x	0,024	0,038	x	0,035	x	x	x	x	0,008	0,001	x	(0,3)	4
Gams *	1,32	3,42	x	x	0,0655	0,222	x	0,223	x	x	x	x	0,576	0,0064	x	(7)	4
Moosegg *	0,3	1,035	x	x	0,555	0,22	x	0,15	x	x	x	x	0,24	0,026	x	(2,5)	4
Laussa	0,67	0,75	x	<0,3	0,023	0,009	<0,23	<0,006	-	x	x	<0,16	0,057	<0,002	x	(1,5)	6
Laussa (farblos)	0,0075	0,023	x	x	0,009	0,005	x	0,011	x	x	x	x	0,015	0,002	x	(0,1)	4
Laussa (violett)	0,043	0,079	x	x	0,010	0,002	x	0,0024	x	x	x	x	0,0075	0,0007	x	(0,13)	4
Drauzugmesozoikum																	
Karn:																	
Bleiberg +)																	
I. Gen. (n=13)	0,47	1,43	x	x	x	0,05	x	0,06	x	x	x	x	0,13	(0,06)	x	(2,1)	
II.Gen. (n=7)	0,34	1,25	x	x	x	0,05	x	0,07	x	x	x	x	0,15	(0,04)	x	(1,9)	
III.Gen. (n=19)	0,19	(0,71)	x	x	x	0,04	x	0,05	x	x	x	x	(0,15)	x	x	(1,2)	
Radnig	0,33	0,43	x	x	0,4	0,04	x	0,03	x	x	x	x	0,05	x	x	(1)	3
Zum Vergleich: Mezica	0,34	0,70	x	x	x	0,04	x	0,04	x	x	x	x	0,05	x	x	(1,3)	
Zentralalpines Mesozoikum:																	
Obernberg (n=5)	0,4	0,66	x	x	<0,15	0,08	x	0,074	x	x	x	x	<0,07	<0,01	x	(3)	5
Weißeck	2,7	3,7	0,57	2,4	0,5	0,14	0,45	0,09	0,9	0,17	0,43	0,58	0,8	0,16	22	12,7	1
	3,1	6	0,64	3,8	0,9	0,2	0,52	0,15	1,85	0,29	0,7	0,15	1,6	0,22	37	20,3	1
	1,8	3,4	x	2,6	0,9	0,19	0,25	0,25	2,1	x	x	0,1	0,6	0,07	x	(14,4)	2
Weißeck, Gipfel	1,7	3,8	x	x	x	0,56	x	0,46	x	x	x	x	1,11	0,13	x	(7,3)	4
Weißeck, Riedingsee	1,4	3,2	x	x	x	0,51	x	0,52	x	x	x	x	1,13	0,13	x	(6,9)	4
Weißeck	1,8	3,4	x	2,6	0,92	0,19	1,31	0,25	2,1	x	x	0,11	0,60	0,67	x	(9,9)	6

+) Ca-Gehalte 48%, 49,5% und 52%

Literatur: siehe Tabelle 11a!

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

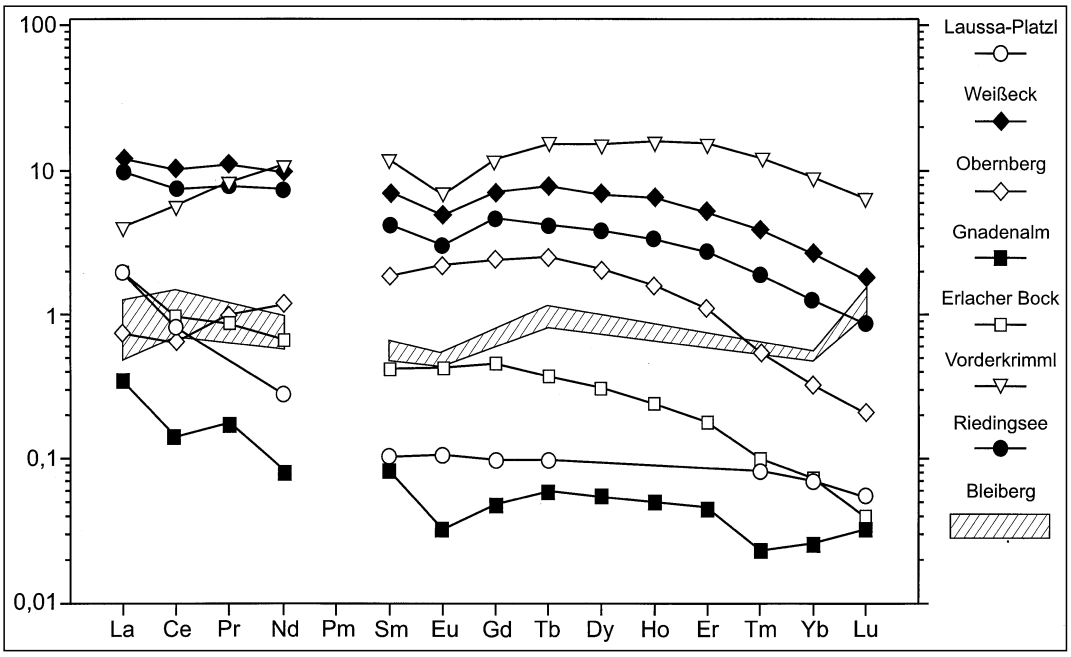


Abb. 347.
Chondritnormierte SEE-Verteilung von Fluoriten aus dem Anis und der zentralalpinen Trias.
ICP-MS- bzw. INAA-Daten im Vergleich mit Fluoriten aus Bleiberg (Mittelwerte der I., II. und III. Generation, INAA, Tab. 9b).
Nach GÖTZINGER, M.A., KOSS, S. & SPINDLER, P. (unpubl.)

Strahlung kann es zu Farbintensivierung kommen, durch Erwärmung zu Farbverlust (KOSS, S., 1995).

Fluorit gehört wie Sphalerit und Scheelit zu den Mineralen mit Lumineszenzphänomenen. Die Indikatoreigenschaft der UV-Lumineszenz des Fluorites ist lange bekannt (HABERLANDT, H., 1934, 1935, 1937, 1942, 1949). Zweiwertige SEE verursachen meist im kurzwelligen UV-Licht (254 nm) deutliche Lumineszenz: Eu^{+2} schon bei Raumtemperatur blau und Yb^{+2} bei Tieftemperatur grün. SEE-arme Fluorite aus Karbonatsedimenten zeigen mitunter gelblich-weißes Leuchten, das auf eingelagerte Kohlenwasserstoffe zurückzuführen ist.

Eine empirisch genetische Gruppierung der Fluorite in „sedimentär", „hydrothermal" und „pneumatolytisch", die sich im übrigen etwa mit der Temperaturabhängigkeit der Reduktion von Eu^{+3} und Yb^{+3} deckt, ist zuerst in einem Eu/Yb-Diagramm (HUBER, I., 1965; HUBER-SCHAUSBERGER, I. & SCHROLL, E., 1967) und schließlich in einem Tb/Ca-Tb/La-Diagramm (MÖLLER, P. et al., 1976) dargestellt worden. Erst die präzise quantitative Analytik der SEE mit ausreichenden Nachweisgrenzen, wie die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) und ICP-Massenspektroskopie hat dies möglich gemacht (KOSS, S. & GÖTZINGER, M.A., 1996).

Analysendaten von Fluoriten aus Österreich sind in den Tabellen 11a und 11b ersichtlich. Die Positionen einiger ostalpiner Fluorite in dem erwähnten Diagramm werden in der Abb. 346 gezeigt. Auch chondrit-normierte SEE–Spektren eignen sich zur Darstellung und lassen genetische Schlüsse hinsichtlich der Herkunft der Stoffsubstanz zu (vgl. Abb. 347).

Abb. 347 bringt Beispiele von SEE-Mustern von Fluoriten aus Vorkommen der kalkalpinen und zentralalpinen Trias. Die SEE-Muster haben gemeinsam, daß im Vergleich zu Fluoriten aus den typischen hydrothermalen und pneumatolytisch-pegmatitischen Paragenesen der Gehalt an SEE und deren Fraktionierung gering sind. Die Fluorite aus Bleiberg fallen durch die Ausgewogenheit der SEE-Verteilung auf.

Die SEE-Muster entsprechen der SEE-Verteilung des Meerwassers und sehr tonarmer Wettersteinkalke. Dies gab den Anlaß, die sedimentäre Herkunft der primären Fluoritausscheidungen zu postulieren (SCHNEIDER, H.J. et al., 1975). Es ist unverkennbar, daß auch die anderen Fluorite in Abb. 347 den SEE-Gehalt aus dem sedimentären Milieu bezogen haben, wobei allerdings Ansätze zur Fraktionierung verschiedenen Grades erkennbar sind. Vor allem die LSEE gehen verloren.

Im Fall der Proben von Vorderkrimml und Obernberg (Brenner) zeigt sich die Tendenz zum „dachförmigen Muster" (Kap. 2.). Bei all diesen Fluoriten handelt es sich um Mobilisate und Ausscheidungen posttriassischer Lösungsumsätze.

2.9. Anhydrit und Gips

Das essentielle Gastelement ist Strontium. Im Anhydrit kann nur bis zu 1,3 % Sr und im Gips nur bis zu 0,96 % eingebaut werden, wie experimentelle Untersuchungen gezeigt haben. Höhere Konzentrationen sind durch Einschluß von Coelestin bedingt (USDOWSKI, E., 1973). Die ersten Ausscheidungen von Gips bei der Bildung mariner Evaporite führen zu Sr-Gehalten von 1100 ppm ($CaCO_3$ -Sättigung) bis 2200 ppm Sr (NaCl-Sättigung). Primärer Anhydrit sollte bis über 1 % Sr enthalten. Diagenetischer Anhydrit, der aus Gips hervorgegangen ist, weist sich als solcher mit Gehalten von 1000 bis 2000 ppm Sr aus. Die Übergangstemperatur Gips-Anhydrit liegt etwa bei 60°C. Mit steigendem NaCl-Gehalt der Lösung kann diese noch bis unter 16°C abgesenkt werden (KÜHN, R., 1979).

Mit der weiteren Ausscheidungsfolge von Salzen nimmt der Sr-Gehalt zu. Anhydrit als Produkt der Spätdiagenese kann höhere Sr-Gehalte aufweisen, da mit steigender Temperatur bei gleichem Lösungsangebot ein erhöhter Einbau ins Gitter eintritt. Sekundäre Bildungen durch meteorische Wässer zeichnen sich durch Gehalte unter 1000 ppm Sr aus (USDOWSKI, E., 1973).

Synsedimentäre, evaporitische Coelestinabscheidung wurde postuliert (MÜLLER, G., 1962) und rezent im Sabkhamilieu beobachtet. Sekundäre Bildungen im Coelestin sind durch Hydratisierung unter Einfluß meteorischer Wässer und Ablaugung eines Salinars oder lateralsekretorische Ausfällung als Folge der Instabilität von Sr-reichem Primärkarbonat möglich (RIECH, V., 1978).

Die Strontiumverteilung in Anhydriten und Gipsen österreichischer Provenienz ist Tab. 12 zu entnehmen. Die Konzentrationsspanne reicht von 0,02 bis 0,47 % Sr. Die meisten Proben weisen Gehalte von 0,1 bis 0,25 % Sr auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vorkommen	Mineralart	n	Sr%	øSr%	Lit
Ostalpines (Permo) Mesozoikum					
Nördliche Kalkalpen					
Salzlagerstätten:					
Altaussee	Anhydrit	(4)	0,11-0,54		1
	Blauer Anhydrit	(2)	0,09-0,25		1
Bad Ischl	Anhydrit	(2)	0,17-0,82		1
Dürrnberg	Anhydrit	(3)	0,04-0,09		5
Hall in Tirol	Anhydrit	(2)	0,16-0,19		1
	Anhydrit (S)		0,3		5
	Anhydrit (UT)		0,17		5
Hallein	Anhydrit	(8)	0,05-0,11	0,07	4
	Anhydrit (S)		0,02		5
Hallstatt	Gips	(5)	0,08-0,16	0,14	1
	Anhydrit	(2)	0,2-0,82		1
	Anhydrit	(3)	0,13-0,33		1
	Gips, Anhydrit (UT)		0,43		5
Gips- und Anhydritlagerstätten (Perm und Untertrias):					
Alland, Groisbach	Gips		0,10		5
Annaberg	Gips		0,14		5
Dürradmer	Gips		0,07		5
Grub, Abtenau	Gips		0,14		5
Grundlsee	Anhydrit	(2)	0,09-0,22		2
Hintersteiner Alm	Gips		0,07		5
(Spital/P.)	Anhydrit		0,12		5
Johnsbachtal	Gips		0,13		5
Karlgraben, Ramsau	Anhydrit		0,20		3
Kaswassergraben	Gips	(2)	0,20-0,25		5
Lassing	Gips		0,24		6
	Gips (Kluft)		0,017		6
Laussa-Platzl	Gips		0,06		5
Mitterberg/Stmk	Anhydrit		0,14		2
Moosegg	Anhydrit		0,28		1
	Anhydrit	(2)	0,11-0,25		5
Pfenningbach, Puchberg	Gips	(2)	0,12-0,25		5
	Gips		0,16		3
Preinsfeld/NÖ	Anhydrit	(2)	0,10-0,13		1
	Gips, gangartig (S)		0,02		1
	Gips		0,01		5
	Gips (S)		0,04		5
Schichthal *	Gips (UT)		0,08		5
Schießengraben, Radmer *	Gips		0,8		5
Schildmauer, Admont	Gips	(2)	0,42		5
Sulzgraben, Plumajoch *	Gips		0,23		5
Tragöß, Oberort	Gips		0,25		3
	Gips	(2)	0,15-0,17		5
Trübenbach	Gips (UT)		0,23		5
Webing	Gips	(2)	0,10-0,23		5
	Gips (S)		0,023		5
Wienern (Grundlsee)	Anhydrit	(2)	0,09-0,22		1
	Anhydrit, Gips	(3)	0,09-0,17		5
	Anhydrit		0,11		3
Drauzug					
Bleiberg	Grauer Anhydrit	(2)	0,08-0,12%		2
	Blauer Anhydrit	(8)	0,10-0,17	0,14	2
	Gips, weiß, zuckerkörnig	(3)	0,16-0,26	0,22	2
	Gips (Marienglas)	(2)	0,05-0,08		2
Zentralalpines Mesozoikum					
Evaporitbezirk Semmering-Mürztal					
Myrthengraben (Haidbachgraben)/Semmering	Gips		0,47		1

Abkürzungen: UT Untertrias; S sekundäre Bildung;

Literatur: 1 REINOLD, P. (1965); 2 CARDICH-LOARTE, L.A. (1971); 3 ERKAN, E. (unveröffentlicht); 4 SPÖTL, C. (1988); 5 SPÖTL, C. & PAK, E. (1996); 6 PROCHASKA, W. (1988);

Tabelle 12.
Strontiumgehalte in Anhydriten und Gipsen.

Im Vergleich von Anhydrit und Gips ist zu berücksichtigen, daß der Gips infolge seines Hydratwassergehaltes (ca. 21 %) um ein Fünftel niedrigere Sr-Werte aufweisen kann. Höhere Werte sind selten (maximal 0,8 % Sr). Es handelt sich um diagenetische Anhydritbildungen, die u.a. mit Mineralnamen wie „Muriazit" oder „Karstenit" belegt worden sind. Niedrige Sr-Konzentrationen sind die Indikation für eine Sekundärmineralisation als Produkt meteorischer Wässer. An anderen Spurenelementen wurden Werte von Ba (bis zu 150 ppm) und B (bis zu 400 ppm) angegeben, die jedoch eher nicht als gittergebundene Bestandteile anzusehen sind (REINOLD, P., 1965).

Beim sogenannten blauen Anhydrit handelt es sich um diagenetische Kristallisate feinkörnigen, bläulich gefärbten Anhydrites.

2.10. Baryt

Von Interesse ist der Gehalt an Strontium in Bariummineralen. Der Einbau von Calcium in Baryten erscheint limitiert. Von Karbonaten gereinigte Proben ergaben nur geringe Gehalte von 0,08 bis 0,12 % Ca (TUFAR, W., 1978). Neuere Untersuchungen mit Hilfe der Mikrosondenanalytik zeigen tiefere Konzentrationen bis 0,07 % Ca (GRUM, W., 1995). Blei kommt nur dann als Gastelement in Betracht, wenn die Mineralparagenese frei von Sulfiden ist. Auch für SEE ist Baryt ein wenig geeignetes Wirtgitter, ausgenommen Eu^{+2}, dessen Ionenradius größenmäßig dem Sr^{+2} entspricht. In höherthermal gebildeten (über 250°C) Baryten sollten positive Eu-Anomalien nachweisbar sein (SVERJENSKY, D.A., 1984).

Eine Zusammenstellung der Strontiumgehalte in Baryten wird in Tab. 13 gegeben.

Die Sr-Gehalte ostalpiner Baryte variieren zwischen 0,13 bis 4,9 % Sr. Die Konzentrationsgrenze zwischen Baryten, die primär-hydrothermal oder sekundär durch meteorische Lösungen gebildet worden sind, dürfte mit einer geringen Überlappung mit 0,3 % Sr anzusetzen sein. Die Masse der Werte liegt zwischen 1,0 und 2,0 %.

Die im Meerwassermilieu ausgeschiedenen Baryte der vulkanogen-sedimentären Lagerstätte von Meg-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vorkommen	n	Sr%	ø Sr%	Lit
Penninikum				
Rechnitzer Fenster				
Elsenau		1,8		1
Ostalpen				
Ostalpines Altkristallin (div. Vorkommen)				
Arzberg/Fröschnitz	(2)	1,5-1,7		1
Arzberg/Waldbach	(2)	0,5-1,0		1
Hüttenberg	(2)	0,5-2,0		1
Oberzeiring	(2)	1,0		1
Prinzenkogel	(2)	1,7		1
Rettenegg (Sekundärmineralisation)		0,3		1
Verspeller *		1,1		3
Zum Vergleich:				
Ritten/Bozen *		0,8		
Ostalpines Paläozoikum				
Westliche Grauwackenzone (div. Vorkommen)				
Brixlegg Gruppe a	(3)	2,3-2,6	2,4	1
Gruppe b	(3)	4,1-4,9	4,6	1
Fieberbrunn		1,8		7
Kitzbühler Horn		1,9		7
Kitzbühel		1,8		7
Pfeifenberger Alm *		0,8		7
Grazer Paläozoikum				
Affenthal/Weizbachklamm		1,5		
„Grazer Paläozoikum"	(15)	1,5	0,4	1
Gurktaler Decke (div. Vorkommen)				
Christofberg	(3)	0,6-0,9		1
Metnitz		1,1		7
Ostalpines Mesozoikum				
Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis				
Altenberg (Neuberg)		2,2		1
Grillenberg		1,2		1
Hirschwang/Knappenstube	(2)	0,6		1
Niederalpl		1,5		1
Prigglitz	(2)	2,5-2,7		1
Drauzug				
Blei-Zinkerzbezirk Karn Drauzugmesozoikum				
Bleiberg	(35)	0,3-4,4%	1,1%	2
reduziert um 7 Proben über 1,3%			0,8	2
Hutbaryt (Sonnseite)		0,24		7
Rublandstollen		1,2		2
Marchgraben *		1,1		7
Mitterberg		0,9		7
Tscheknock		1,2		4
Windisch-Bleiberg	(15)	0,5-1,3	0,7	
Zum Vergleich:				
Raibl (I): Udo-Tagbau		0,4		7
Struggl, sekund. Baryt		0,13		7
Zentralalpines Mesozoikum (div. Vorkommen)				
Arzberg bei Waldbach	(2)	0,5 - 1,0		1
Erzkogel		1,6		1
Fröschnitz	(2)	1,5 - 1,7		1
Hirschenkogel		1,6		1
Kleinkogel	(3)	1,7 - 2,3	2,1	1
Otterthal	(2)	1,2 - 1,5		1
Rettenegg (Sek. Mineralisation)		0,3		1
Sonnwendstein		1,2		1
Wiesenhöhe, Probeschurf	(2)	1,3 - 1,4		1
Gesamt	(15)	0,5 - 2,3	1,5	1
Karbonatisches Nebengestein	(10)	0,51 - 2,5	1,25	5
	(3)	2,32 - 3,25	2,72	6
Silikatisches Nebengestein	(29)	0,26 - 2,4	1,7	5
	(7)	1,52 - 3,05	2,17	6
Südalpen				
Val Dolce (Italien)		1,5		

Literatur: 1 TUFAR, W. (1965), 2 CARDICH-LOARTE, L. A. (1971), 3 HADITSCH, J. G. et al. (1979), 4 CERNY, I. et al. (1982), 5 HEINEMANN, M. (1982), 6 GRUM, W. (1995), 7 unveröffentlichte Daten;

Tabelle 13.
Strontiumgehalte in Baryten.

gen in Westfalen zeichnen sich durch auffallend niedrige Sr-Konzentrationen (<0,5 % Sr) aus. Es war daher naheliegend, den vergleichbar niedrigen Sr-Gehalt des Barytes aus dem Grazer Paläozoikum als eine erste Indikation für die genetische Verwandtschaft zu werten (TUFAR, W., 1965b, 1972b).

Analysenwerte aus Bleiberg zeigen einen Maximalgehalt von 4,4 % Sr. Baryte mit überhöhten Konzentrationen stammen aus einem Lagerstättenbereich, wo Strontianit als Spätausscheidung einer hydrothermalen erzfreien Nachphase gebildet worden ist. Bei überhöhten Sr-Gehalten sind bis zu 80 % des Sr mit HCl^- extrahierbar. In-situ-Messungen von Sr an frühdiagenetisch gebildeten Barytkristallen ergaben bei 12 Messungen Sr-Gehalte von 0,37 bis 3,17 % Sr. Die große Variationsspanne des Strontiums ist oft durch zonare Sr-Verteilung im Einzelkristall und Neusprossung bedingt. Damit wäre eines der Kriterien für die Ansicht erfüllt, daß im Typ Bleiberg sedimentäre, frühdiagenetische Barytausscheidungen vorhanden sind. Im übrigen sind die Sr-Gehalte der Baryte in den diskordanten Mineralisationen der Lagerstätte am höchsten. Baryte aus anderen triassischen Pb-Zn-Mineralisationen, wie Windisch-Bleiberg oder Raibl (Italien) haben Sr-Konzentrationen meist unter 1 % Sr.

Für die Barytvorkommen im Semmering-Mesozoikum liegen Werte aus drei getrennten Untersuchungen vor. Die Daten, die mit Durchschnittsanalysen erhalten worden sind (TUFAR, W., 1965; HEINEMANN, M., 1982), zeigen Übereinstimmung. In-situ-Analytik mittels Mikrosonde erbrachte höhere Werte (GRUM, W., 1995). Die Baryte aus dem karbonatischen Milieu des Anis sind Sr-reicher als die des Semmeringquarzites.

2.11. Calcit und Dolomit

Besonders wichtige Analysenelemente für Calcit sind Sr, Mn, Na und SEE, beim Dolomit zusätzlich noch Fe und Zn. Die metastabile Modifikation des Calciumkarbonates Aragonit kann bevorzugt Sr und Pb im Gitter einbauen.

Die Analytik der Karbonatgesteine bedarf wegen der zusätzlichen Mineralphasen weiterer Analysenelemente. Für den Tonanteil (einschließlich Feldspat) sind Al, K oder Rb indikativ. Im marinen Milieu ausgeschiedener Calcit hat einen Sr-Gehalt von etwa 0,1 %, im salinaren Milieu auch höher. Maßgeblich für den Sr-Gehalt ist die biogene Mineralisation der fossilen Kalkschaler. Im Verlauf der Diagenese verrin-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vorkommen	*Mineral Gesteinsart*	*n*	*Sr*	*ϕ Sr*	*ϕ Mn*	*Lit*
Penninikum						
Tauernfenster						
Gastein, Erzwies	cc, Angertalmarmor		2800			5
Rechnitzer Fenstergruppe						
Schlaining	cc (metamorph)	(5)	245 – 680	474		5
	cc	(3)	66 – 680			5
	cc (Wurzelzone)		1675			5
Ostalpines Paläozoikum						
Innsbrucker Quarzphyllite						
Tux–Lanersbach	Calcitmarmor		372			6
	Dolomitmarmor	(9)	22 – 2120 (!)			6
Nördliche Grauwackenzone						
Magnesite:						
Lassing	Calcitmarmor	(3)	368 – 1251			3
Oberdorf–Laming	cc	(3)		570	132	4
Sunk	cc		603			4
	do		397			4
Veitsch	do		69		333	4
Wald/Schober	cc	(5)	747 – 1216	835	56	3
	do Dolomit	(10)	82 – 241	142	384	3
Ostalpines Mesozoikum						
Nördliche Kalkalpen						
Anis:						
Laussa Platzl	Gutensteiner					
	Dolomit		160			5
	Calcit (Vererzung)		530			5
Karn:						
Lafatsch	Wettersteinkalk	(3)	91			1
Drauzugmesozoikum						
Bleiberg	Dolomitische Fazies:					
	Alpiner Muschelkalk	(8)		40	66	2
	Maxer Bänke	(54)		78	265	2
	Cardita–Abfolge I	(215)		80	92	2
	Cardita–Abfolge II	(99)		67	64	2
	Cardita–Abfolge III 1)	(38)		119	107	2
	Hauptdolomit	(202)		50	25	2
	Kalkige Fazies:					
	Alpiner Muschelkalk	(89)		92	213	2
	Maxer Bänke	(149)		104	42	2
	Wettersteinkalk	(48)		86	129	2
	Cardita-Abfolge I	(14)		197	290	2
	Cardita-Abfolge II	(57)		494	71	2
	Cardita-Abfolge III	(98)		649	60	2
Bleiberg	Wettersteinkalk Lagunarfaziesprofil	(131)	89 - 179	92	139	1
	Rudolfschacht	(62)	bis 784	144		1
	Antonischacht	(106)	bis 1475	143		1
	Skalenoederspat	(20)	81 - 232	125	330	1
	Kanonenspat	(22)	52 - 220	109	281	1
	cc (derb)	(9)	67 - 248	145	367	1
	Rhomboederspat ("Hutcalcit")	(6)	22 - 75	59	46	1
Tertiär						
Fischauer Vorberge *	Kalksandstein (Sarmat)		99			1
Steinbruch Kürassier *	Calcit		80			1

Anmerkung: 1) ohne "Carditaabfolge III, Windisches Alpl" (vererzt) <10 ppm Sr und 627 ppm Mn (n=67) als Ausreißer; cc Calcit, do Dolomit.

Literatur: 1 CARDICH-LOARTE, L.A. (1971), 2 CERNY, I. (1989), 3 PROCHASKA, W. (unveröffentlicht), 4 KRALIK, C. (1995), 5 GRUM, W. (1995), 6 RAITH, J.G. et al. (1995).

Tabelle 14a.
Strontium- und Mangangehalte in Calcit, Dolomit und Karbonatgesteinen.

gert sich die Sr-Konzentration auf rund 0,01 %. In ton- und bitumenreichen Karbonatgesteinen kann der höhere Sr-Gehalt mehr oder weniger erhalten bleiben (WEDEPOHL, K.H., 1979). Metastabile Mineralbildungen, wie Aragonit oder Magnesiumcalcite („Protodolomit") können unter günstigen Bedingungen sogar 200 Ma oder mehr überdauern (SCHROLL, E., 1967).

Beim Dolomitisierungsprozeß wird Sr in den Porenlösungen angereichert, während Fe (im Ankerit bis zu 15 %), Mn (bis 1 %) oder auch Zn in das Dolomitgitter eingebaut werden können. Marine frühdiagenetische Dolomite unterscheiden sich durch geringere Gehalte an diesen Elementen (Fe $<$10 ppm).

Bei diagenetischen Prozessen werden im Temperaturbereich von 50 bis 150°C unter Einwirkung von Lösungen höherer Salinität Satteldolomite gebildet, die Fe und Mn aufnehmen. Beide Elemente werden als Indikatoren der diagenetischen Dolomitbildung genutzt (VEIZER, J., 1983). Kathodolumineszenz und Ätztechniken sind wertvolle Hilfsmittel zur Verfolgung der Diagenese in Karbonatsedimenten.

Die Spurenelementverteilung, vor allem von Sr, in Karbonatgesteinen des Mesozoikums der Ostalpen ist seit drei Jahrzehnten Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen (u.a. FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, H.W., 1967; SCHROLL, E., 1971; KRANZ, J.R., 1976; GROTJOHANN, H., 1978). Die geochemische Analytik von Karbonatgesteinen hatte auch für die Prospektion auf Pb-Zn-Erze in Bleiberg praktische Bedeutung erlangt (CERNY, I., 1989a).

In Tab. 14a sind Sr- und teilweise auch Mn-Konzentrationsdaten in einer Auswahl wiedergegeben.

Die Sr-Gehalte im Dolomit sind stets kleiner, meist um die Hälfte weniger, als im Calcit. Bei abnormal hohen Werten sind Fremdphasen, wie Anhy-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 14b.
SEE in Calciten, Dolomiten und Karbonatgesteinen (Werte in ppm).

Vorkommen	*Mineral Gestein*	*n*	*La*	*Ce*	*Pr*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Ho*	*Er*	*Tm*	*Yb*	*Lu*	*SEE*	*Lit*
Ostalpen																		
Ostalpines Paläozoikum																		
Nördliche Grauwackenzone																		
Magnesite																		
Oberndorf–Laming	Dolomit	2	1,1	2,7	x	2,0	0,66	0,15	0,67	0,10	x	x	x	x	0,24	0,035	(5,0)	4
	Calcitmarmor	3	0,66	1,1	x	0,89	0,32	0,04	0,22	0,035	x	x	x	x	0,14	0,022	(2,3)	4
Sunk–Hohentauern	Dolomit	2	3,3	5,0	x	4,7	1,7	0,46	2,0	0,25	x	x	x	x	0,55	0,073	(12,3)	4
	Calcitmarmor		0,79	1,6	x	1,3	0,5	0,03	0,18	0,03	x	x	x	x	0,095	0,013	(3,0)	4
Veitsch	Dolomit		3,0	11,8	x	11,8	5,0	1,57	6,36	0,96	x	x	x	x	1,04	0,114	(23,6)	4
Ostalpines Mesozoikum																		
Nördliche Kalkalpen																		
Anis																		
Alland	Muschelkalk		0,96	2,0	x	x	0,12	0,0026	x	0,027	x	x	x	x	0,14	0,008	(3,9)	2
Gams	Muschelkalk		2,8	6,0	x	0,45	0,055	x	x	0,008	x	x	x	x	0,23	0,031	(9,6)	2
Laussa–Platzl	Muschelkalk		0,74	2,3	x	0,15	0,011	x	x	0,17	x	x	x	x	0,033	0,003	(3,6)	2
	Calcit		0,54	1,4	x	0,18	0,046	x	x	0,038	x	x	x	x	0,15	0,02	(2,4)	2
	Dolomit		0,45	1,2	x	x	0,013	x	x	0,029	x	x	x	x	0,08	0,003	(1,8)	2
Karn																		
Gaflein–Mitte	Wettersteinkalk		0,48	0,37	x	x	–	0,008	x	0,009	x	x	x	x	0,009	0,001	(0,9)	1
Tschirgant	Wettersteinkalk		0,67	1,8	x	x	0,05	0,035	x	0,006	x	x	x	x	0,006	–	(2,6)	1
Tschirgant,	Dolospar		4,3	4,75	x	x	0,92	0,18	x	0,04	x	x	x	x	0,41	0,04	(16,6)	1
Drauzugmesozoikum																		
Bleiberg	Calcit		1,55	2,83	x	x	0,04	–	x	0,02	x	x	x	x	x	x	(4,4)	3
	Calcit (Skalenoeder)		1,94	4,63	0,59	2,18	0,34	0,008	0,37	0,06	0,23	0,05	1,05	0,14	0,87	0,11	11,5	5
	Wettersteinkalk		0,34	0,49	0,06	0,22	0,03	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	1,3	5
	Carditadolomit		0,59	1,18	0,14	0,55	0,09	0,03	0,13	0,03	0,09	0,03	0,06	0,01	0,06	0,01	2,4	5
Zentralalpines Mesozoikum																		
Obernberg	Calcit	3	16,2	19	x	14	1,47	1,0	0,14	0,3	x	x	x	x	x	x	(48,2)	1

Literatur: 1 SCHNEIDER,H.J. et al (1975), 2 GÖTZINGER, M.A. (1984), 3 HEIN, U.F. (1986), 4 KRALIK, C. (1992), 5 SCHROLL, E. et al. (unveröffentl. Daten)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

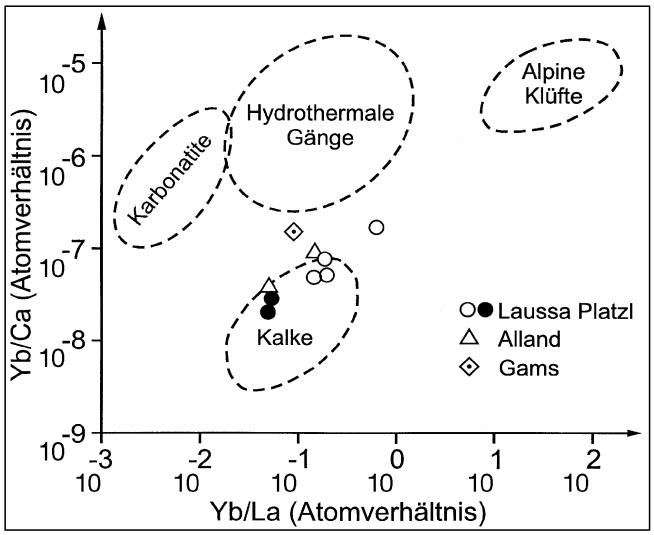


Abb. 348.
Darstellung der SEE-Verteilung in Calciten und Kalksteinen des Anis. Nach GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H (1984).

drit, Apatit oder Strontiumminerale, als Ursache nachweisbar wie im Falle des Dolomitmarmors von Tux-Lanersbach (RAITH, J. et al., 1995).

Tieftemperierte Calcitbildungen wie in sarmatischen Kalksandsteinen der Fischauer Vorberge unterscheiden sich im Strontiumgehalt nicht wesentlich vom Nebengestein. Dies trifft auch für die Calcitmineralisationen der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg zu, wo die Skalenoederspäte der Vererzung im Sr-Gehalt kaum vom Nebengestein differieren. Der erzfreie Kanonenspat weist ähnliche Gehalte auf, die jedoch statistisch signifikant etwas niedriger sind (CARDICH-LOARTE, L.A., 1971). Calcite aus der Oxidationszone sind an Sr und auch Mn deutlich verarmt. Dies ist durch tiefere Bildungstemperatur und niedrigeres Lösungsangebot beim Mn durch das höhere Redoxpotential bedingt.

Calcitmarmore im Verbande mit Magnesitvorkommen fallen oft durch hohe Sr-Konzentrationen (über 1000 ppm) auf. Vergleichbar hohe Werte haben nicht so selten auch andere Calcitmarmore, z.B. Angertalmarmor (Gastein).

Die SEE-Verteilung in reinen Kalken, wie im Wettersteinkalk, entspricht der des Meerwassers (SCHNEIDER, H.J. et al., 1975). Die SEE-Verteilung wird maßgeblich von der Tonkomponente geprägt. Eine Zufuhr an SEE bei Vererzungsprozessen in Karbonatgesteinen wird durch Stoffaustausch und Assimilation an das Ca/SEE-Verhältnis des Karbonatgesteines angeglichen. Die SEE-Verteilung kann, wie erwähnt (2.8.), in einem Tb/La–Tb/Ca-Diagramm (Abb. 346) oder Yb/La–Yb/Ca-Diagramm dargestellt werden (MÖLLER, P. et al., 1976) (Abb. 348). Zusammenstellung von SEE-Daten sind der Tab. 14b beigefügt.

Auf die Bedeutung der SEE-Analyse von Calcit und Dolomit wird in der Folge hingewiesen werden.

2.12. Magnesit

Magnesit ($MgCO_3$) bildet mit Siderit ($FeCO_3$) eine durchgehende Mischkristallreihe. Ähnliche Bindungslängen im Karbonat wie Mg–O und Fe–O haben noch die Elemente Ni, Co und Zn, während die Bindungslänge Mn–O im Vergleich zu Mg–O zu groß ist (ZEMANN, J., 1989). Mangan kann daher nur in sehr beschränktem Umfange Mg^{+2} substituieren. Aus kristallchemischer Sicht könnten noch Ni^{+2}, Co^{+2}, Zn^{+2} sowie Sc^{+3}, V^{+3}, Cr^{+3} und $LSEE^{+3}$ von analytischem Interesse sein. Für den Valenzausgleich werden theoretisch Na^{+1}-Ca^{+2} oder B^{+3}-C^{+4} In Betracht gezogen. Bindungen an Fremdphasen sind bis in den Mikrobereich zu erwarten. So sind der Gehalt an SEE mit Ca und Sr korrelierbar. Auch Tonminerale und andere Silikate kommen als SEE-Träger in Frage. Zur Kontrolle sind Ca und K, bzw. Al nützlich. Die Analyse des Lösungsrückstandes gibt eine Vorstellung von der Bindung der SEE an Mineralphasen. Im Vergleich zum Magnesit ist Dolomit stets reicher an SEE. Lösungsrückstände beeinflussen zwar in einzelnen Fällen die Werte der Gesamtgesteinsprobe erheblich (bis zu 90 %), meist trägt der Nichtkarbonatanteil aber weniger als 10 % zum SEE-Gehalt bei. Dies berechtigt zur Annahme, daß die SEE an den Karbonatanteil gebunden sind (KRALIK, C., 1993). Signifikante Korrelationskoeffizienten mit Mn und LSEE geben den Hinweis, daß ein Einbau ins Magnesitgitter vorliegen könnte. Der für den Einbau ins Gitter in Frage kommende Gehalt wird mit 1 bis 2 ppm SEE angegeben. Die Analysenelemente Na, Cl und Br sind miteinander korrelierbar und kommen als Salinitätsindikatoren in Frage. Na ist fast zu 100 % an das Karbonat gebunden. Chalkophile Spurenelemente, wie Cu, Pb, Zn, Hg, As oder Sb, können genetische Verbindung zu jenen Erzmineralisationen aufzeigen, die in Magnesitvorkommen als späte Bildungen angetroffen werden. Ferner gibt es noch Daten für höherwertige Elemente, wie Ti^{+4}, Zr^{+4}, U^{+4}, Th^{+4}, P^{+5}, Ta^{+5}, W^{+6} oder Mo^{+6} (MÖLLER, P., 1989a,b; KIESL, W. et al., 1990; KRALIK, C., 1993). Ihr Nachweis ist eher von geringerer geochemischer Relevanz.

Die geochemische Analyse von Magnesit, gemeinsam mit den anderen Karbonatmineralen der Mineralparagenese, kann einen Beitrag zur Frage der Herkunft des Magnesiums und der Genese der Magnesitmineralisation liefern.

Für die Herkunft des Magnesiums kommen grundsätzlich in Frage: Meereswasser in Form salinarer Laugen, instabile Mg-reiche Karbonate, Ultrabasite und Basite sowie deren metamorphe Äquivalente. Magnesit aus dem ultrabasitischen Milieu ist durch signifikante Spurengehalte an Cr, Ni, Co und Cu gekennzeichnet, die an Fremdphasen gebunden sind. Magnesite, die unter oxidierenden Bedingungen entstanden sind, erweisen sich als Fe-arm (<1 %), wie die weißen kryptokristallinen Magnesite („Gelmagnesite“). Es handelt sich um als marin- oder lakustrin-sedimentäre Absätze, oder um Verwitterungsbildungen und hydrothermale Ausscheidungen, die an ultrabasitische Gesteinskörper gebunden sind. Unter den reduzierenden Bedingungen einer CO_2 -Metasomatose in Ophiolithen wird das Eisen nur in geringem Maße abgetrennt. Der Fe-Gehalt dieser Magnesite („Ophicalcitmagnesite“) ist höher (>3 % Fe). Magnesite aus den klastischen Sedimentgesteinsserien des alpinen Permoskyths, die als syn- bis spädiagenetische Bildungen in einem marin- oder auch kontinental-evaporitischen Milieu zu finden sind, zeichnen sich durch eine größere Konzentrationsspanne des Fe aus. Eine Besonderheit im alpinen Salinar stellt das Vorkommen von Diegrub dar, wo in der Mineralparagenese nahezu die komplette Mischreihe vom Magnesit bis Siderit zu beobachten ist (BERAN, A., 1985). Die Magnesite aus dem kontinental-evaporitischen Milieu des Grödner Sandsteins zeigen eine deutliche Varianz des Fe/Mg-Verhältnisses von 0,5 bis 20 (NIEDERMAYR, G. et al., 1989; SPÖTL, C. et al., 1994).

Mit Ultrabasiten vergesellschaftete Magnesite unterscheiden sich von Magnesiten des hypersalinaren Milieus im B/Mg-Verhältnis mit 10–5 bis 10–6, bzw. 10–4 bis 10–5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(MÖLLER, P., 1989). Die SEE-Analytik kann zur Deutung der Herkunft des Magnesiums wenig beitragen, da Ultrabasite und Meerwasser nur geringe Gehalte an SEE aufzuweisen haben. Der Unterschied wäre im charakteristischen Ce-Defizit des Meerwassers gegeben.

Die grobspätigen, pinolitischen Spatmagnesite vom Typ Veitsch erscheinen an Bor deutlich verarmt (1 bis 3 ppm), während Magnesite aus dem Salinar (Hall i. Tirol, Kaswassergraben) mit 10 bis 20 ppm B und die feinkörnigen Magnesite vom Typ Hochfilzen mit 7 bis 110 ppm B signifikant höhere Werte ergeben haben (BRANDENSTEIN, M. & SCHROLL, E., 1960).

Das Problem der Genese der bergwirtschaftlich interessanten Spatmagnesite ist mit geochemischer Spurenanalyse allein nicht einwandfrei lösbar. Alle Magnesitkörper sind von einer schwach epi- bis stark mesozonalen Metamorphose erfaßt worden, so daß auch an eine metamorphogene Zufuhr des Magnesiums zur Diskussion steht. Die Mg-reichen Siderite der westlichen Grauwackenzone und anderswo sprechen nicht gerade für die Trennung des Elementpaares Fe-Mg durch Prozesse der Metamorphose. Fe/Mn-Verhältnisse sind, bezogen auf die Lagerstätte, wenig variant (Spatmagnesite der östlichen Grauwackenzone 13 bis 15, Breitenau 8 bis 10, Radenthein 17 bis 20 [KRALIK, C., 1993]).

Die SEE-Analytik wird vornehmlich zur Lösung der genetischen Problemstellung benützt. Zuerst wurden Magnesite vom Typ Hochfilzen (Entachen Alm, Hochfilzen, Bürgelkopf, Spießnägel) aus dem epizonalen Metamorphosebereich der Grauwackenzone und von Tux-Lanersbach, ein Vorkommen mit Scheelitvererzung, das am Nordrand des Tauernfensters stärker von der Metamorphose erfaßt worden ist, mit lakustrin-sedimentären kryptokristallinen Magnesiten verglichen (MORTEANI, G. et al., 1982). Der SEE-Bestand zeigt eine nur gering fraktionierte SEE-Verteilung mit Ce-Anomalie, wie dies für marine Karbonatsedimente charakteristisch ist. Dieses SEE-Muster wurde als eine Übernahme aus dem präexistenten Karbonatgestein bei Mg-metasomatischen Prozessen gedeutet. Jüngerer mobilisierter Magnesit einer gangartigen Mineralisation unterscheidet sich durch eine Verminderung des Gesamtgehaltes an SEE und eine Abreicherung der LSEE (Muster 4).

Der Nachweis einer positiven Eu-Anomalie im Magnesit von Radenthein (BAU, M. & MÖLLER, P., 1992) und Eichberg/Semmering (KRALIK, C. & KIESL, W., 1994) wird zur Stützung dieser Hypothese herangezogen, obwohl bisher nur in diesen beiden Lagerstätten unterschiedlicher geologischer Position und unterschiedlichen Metamorphosegrades eindeutige positive Eu-Anomalien gefunden worden sind. Positive Eu-Anomalien in Spatmagnesitlagerstätten des Typs Veitsch sind in Kluftdolomit festgestellt worden. Die positive Eu-Anomalie spricht jedenfalls für Aktivitäten höherthermaler Fluide. Dies trifft für Radenthein sicher zu. Das Vorkommen von Eichberg ist vertalkt und zeichnet sich durch eine außergewöhnliche Sulfidparagenese aus. Eine negative Eu-Anomalie ist nur vom Magnesit des Kaswassergrabens bekannt.

Spatmagnesite vom Typ Veitsch wurden erst relativ spät in die Untersuchung einbezogen (KIESL, W. et al., 1990; KRALIK, C. & KIESL, W., 1992; KRALIK, C., 1993; KRALIK, C. & KIESL, W., 1994). Karbonatische Nebengesteine ergaben eine schwache Fraktionierung, wie dies für marine Sedimente üblich ist (Muster 1). Magnesit und Dolomit haben zum Unterschied vom Typ Hochfilzen eine dachartige SEE-Verteilung (Muster 3), die auf die Existenz Mg-bringender Lösungen schließen ließe. Mobilisierter Magnesit reichert SSEE an; der Anstieg verläuft vom La bis Yb mehr oder weniger stetig (Muster 4). Beispiele der SEE-Verteilung zeigt Abb. 349.

Die Untersuchung des Kugelmagnesites im Pinolitmagnesit von Sunk läßt anhand des SEE-Musters des umgewandelten Pinolitmagnesites den Schluß zu, daß die Redolomitisierung hydrothermal erfolgt ist (KRALIK, C & KIESL, W., 1992). Es steht auch fest, daß die salinaren Magnesite vom Kaswassergraben, Weißenbach oder Hall in Tirol sich im Muster der SEE-Verteilung von den Spatmagnesiten nicht allzusehr unterscheiden.

Salinarindikatorelemente, wie Cl, Br und B, wurden bereits in diese geochemische Untersuchungen einbezogen. Es zeigt sich, daß die Spatmagnesite ein erhöhtes Cl/Br-Verhältnis aufweisen, während die von den metasomatischen Prozessen nicht betroffenen Kalke ähnliche Daten wie Meerwasser erkennen lassen. Unterschiede im Cl/Br-Verhältnis zwischen Nebengestein und Magnesit vom Kaswassergraben lassen auf Aktivitäten diagenetischer Lösungen schließen (KRALIK, C., 1993). Es gibt keine evaporitische Anhydrit- oder Gipslagerstätte ohne diagenetisch gebildeten Magnesit.

Schließlich liegen auch die Ergebnisse der SEE-Analysen des an Ophiolite gebundenen Magnesitvorkommens vom Ochsner/Zillertaler Alpen im Bereich einer mesozo-

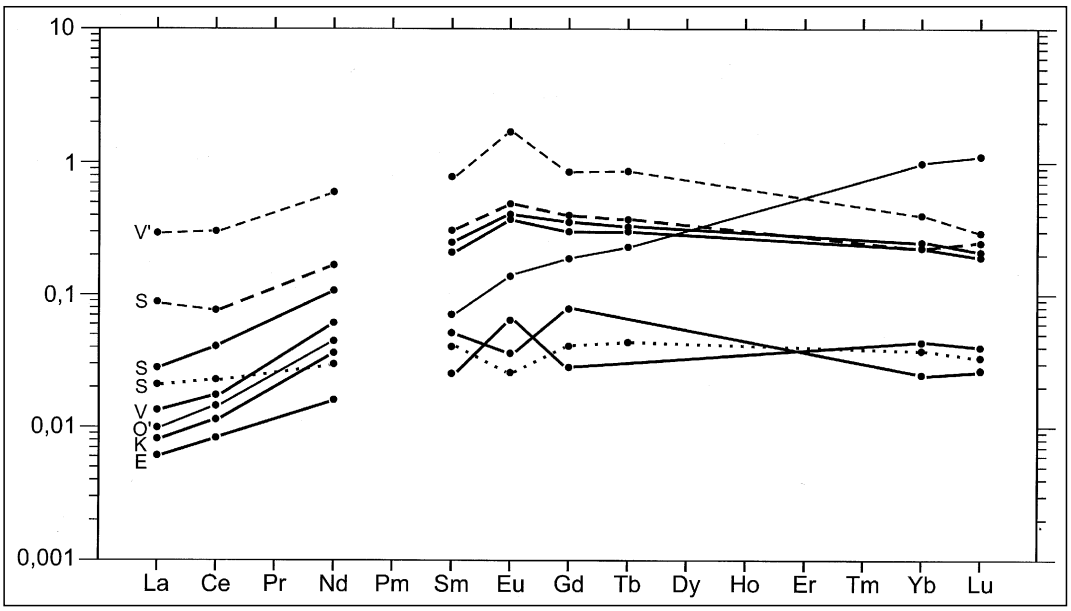


Abb. 349.
Beispiele von PAAS-normierten SEE-Mustern von Magnesiten.
V = Veitsch; S = Sunk; O = Oberdorf; K = Kraubath; E = Eichberg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 15.
Geochemische Charakteristik von Magnesiten (Spurenelemente in ppm).

Vorkommen	*n*	*Ca%*	*Fe%*	*Mn%*	*Ni*	*Co*	*Cr*	*V*	*SEE*[1)]	*Eu/Eu**	*Na*	*Cl*	*Br*	*Lit*
Salinare Magnesite														
Hall/Tirol	(2)	x	2,47	0,52	x	x	x	x	x	x	x	x	x	3
Ellmau		0,06–0,48	5–14,3	1,16	x	x	x	x	x	x	x	x	x	3
Kaswassergraben	(3)	1,64	2,79	0,81	7	0,3	5	17	3,0	0,38	141	150	2	6
Pfennigbach/Puchberg		0,08	2,66	0,88	x	x	x	x	x	x	x	x	x	7
Steinringraben *		0,14	0,67	1,30	x	x	x	x	x	x	x	x	x	7
		0,014	11,7	0,79	x	x	x	x	x	x	x	x	x	6
Drauzug, Grödner Formation	(8)	0,11–0,89	1,11–19,70	1.06	x	x	x	x	x	x	x	x	x	3
Drauzug, Werfener Formation	(6)	x	4,84	0,80	x	x	x	x	x	x	x	x	x	3
Spatmagnesite														
Breitenau	(10)	0,30	1,88	0,252	6	1,1	6	17	15,9	0,64	128	146	11	6
		x	1,8–2,1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	8
Eichberg	(4)	0,49	1,72	0,123	7	1,4	6	33	14,7	1,5	201	265	3,8	6
Lassing		0,53	0,75	0,052	7	1	4	x	x	x	x	x	x	2
Wald/Schober	(5)	0,55	0,92	0,726	x	x	x	x	x	x	x	x	x	2
Oberdorf/Laming	(4)	5,4	0,57	0,032	3	0,2	1	4	4,1	0,64	147	160	2,3	6
Rabenwald	(5)	0,57	0,75	0,515	7	1	4	x	x	1	x	x	x	2
Radenthein	(3)	1,18	1,46	0,085	3	1,0	1,9	9	7,3	1,75	140	105	12	6
	(30)	0,57	1,3	0,06	x	0,7	3,2	x	–	–	x	x	8	4
		bis 0,6	1,3–1,5	0,05–0,09	x	x	x	x	x	x	x	x	x	8
Sunk, Hohentauern	(8)	3,0	1,45	0,108	9	0,3	11	40	6,5	1,03	194	255	6,2	6
Veitsch	(4)	0,69	2,68	0,182	8	3	1	9	4,1	0,8	101	130	1,2	6
	(4)	0,4–1,5	2,5–2,9	0,2–0,7										8
Tux		0,4	0,6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	8
Ophiolithmagnesite														
Ochsner	(6)	0,82	3,4	0,38	x	68	2500	x	–	–	–	x	x	1
Kryptokristalliner Magnesit														
Kraubath		1,79	0,14	0,015	20	1,4	68	7	0,2	1,03	–	50	0,2	6
	(4)	bis 0,6	0,2–0,8	x										8

Anmerkung: [1)] Summe der SEE (soweit analytisch erfaßt)

Literatur: 1 SCHOELLER, et al. (1980); 2 PROCHASKA, W. (1988); 3 NIEDERMAYR, G. (1989); 4 TUFAR, W. et al. (1989); 5 FRIMMEL, H. & NIEDERMAYR, G. (1991); 6 KRALIK, C. (1993); 7 SPÖTL, C. et al. (1994); 8 POHL, W. & SIEGL, (1988), technische Analysen.

nalen Metamorphose vor (DULSKI, P. & MORTEANI, G., 1989). Der SEE-Bestand der Magnesite erscheint dem der ultrabasitischen Gesteine angepaßt. Der SEE-Gehalt in zwei unterschiedenen Dolomitgenerationen ist höher als im Magnesit und die SEE-Verteilung wenig fraktioniert. Dolomite im Talk haben eine negative Eu-Anomalie, die auf eine Verunreinigung mit Talk zurückzuführen sein könnte (siehe 2.18.). Kluftcalcit ist an SSEE angereichert (Muster 3), wie dies einer Bildung aus fluiden Phasen entspricht.

Tab. 15 bringt eine Übersicht über zugängliche geochemische Daten.

2.13. Siderit

Siderit bildet mit Magnesit eine isomorphe Mischreihe. Zum Unterschied vom Magnesiumkarbonat kann Siderit deutlich mehr Mn ins Gitter einbauen. Im sedimentären Protosiderit werden einige Prozente Ca^{+2} aufgenommen (SCHROLL, E., 1978). Der Ca-Gehalt der Siderite ist auf Verwachsungen mit Ankerit oder anderen Ca-haltigen Mineralen zurückzuführen.

Als Gastelement bieten sich in erster Linie jene Elemente aus der Gruppe der Ferriden an, die keine allzugroße Abweichung in der Wertigkeit aufweisen, wie Mn^{+2}, Co^{+2} und Ni^{+2}. Sporadisch nachweisbar sind Sc^{+3}. Cr^{+3}, V^{+3}, oder Ti^{+4} und dürften eher Fremdphasen zuzu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

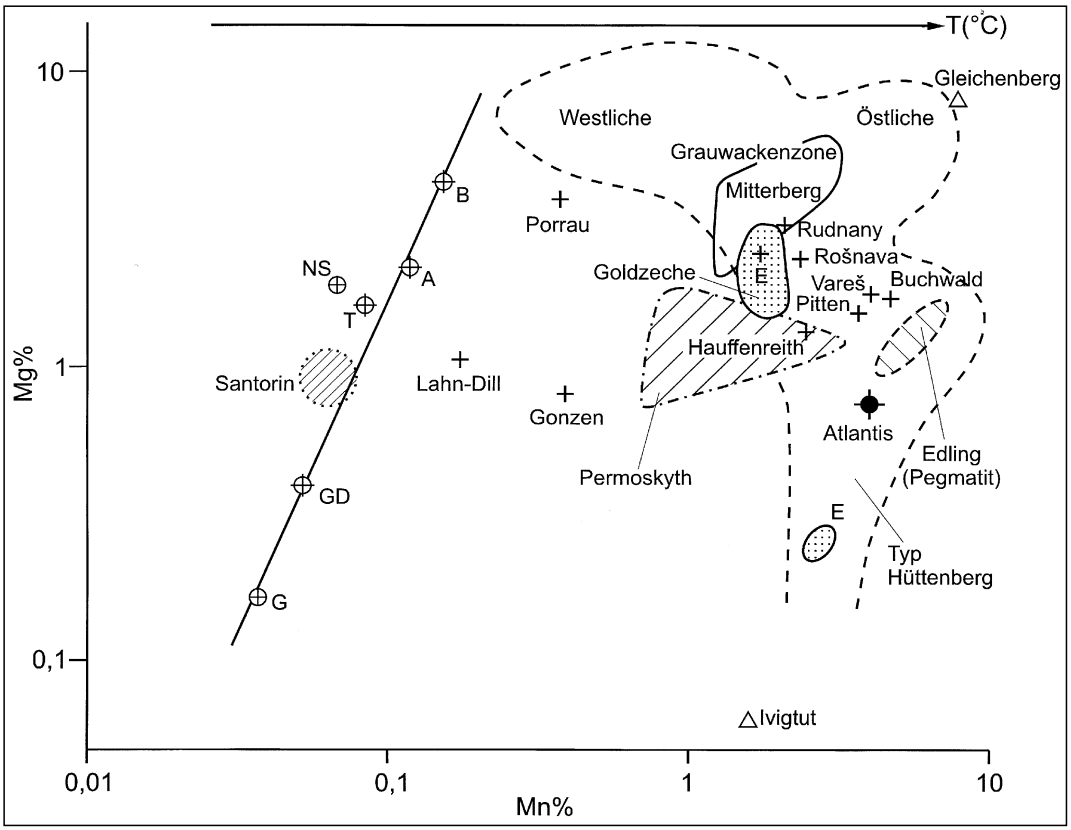


Abb. 350.
Variationsdiagramm Mg – Mn von Sideriten nach SCHROLL, E. & DOLEZEL, P. (1979).
E = Steirischer Erzberg; NS = Neusiedler See; B = durchschnittliche Mg/Mn-Verhältnisse in Basalten; A = in Andesiten; T = in Tonsteinen; GD = in Granodioriten; G = in Graniten.

ordnen sein. Von der Gruppe der SEE könnten nur die SSEE und Y^{+3} das Fe^{+2} in geringen Konzentrationen im Gitter ersetzen.

Mit den Daten von Tab. 16a lassen sich die untersuchten Siderite gut charakterisieren. Dies wird in Abb. 350 am Beispiel des Mg/Mn-Variationsdiagrammes gezeigt.

Das Mg/Mn-Verhältnis läßt einen starken Einfluß des Temperaturparameters erkennen, der primär von der Laugungstemperatur bestimmt wird. Das Mg/Mn-Verhältnis verschiebt sich von geochemischen Durchschnittswerten in Gesteinen (Mg/Mn um 40) in Tieftemperaturbildungen bis zur Dominanz des Mn in hochhydrothermalen Sideriten. Häufig anzutreffen ist ein Mg/Mn-Wert um 1, wie beim Sideriterz vom Steirischen Erzberg.

Das Fe/Mg-Verhältnis ist wohl vorwiegend durch das geochemische Milieu determiniert, in dem die erzbringenden Lösungen entstanden sind.

Die Analyse der Neben- und Spurenelemente ermöglicht die Gruppierung der Sideritvorkommen und vermag Hinweise auf die Herkunft des Eisens zu geben, da sich die Elementverteilung der Ferriden in basischen und sauren, auch tonigen Gesteinen signifikant unterscheidet. Über die Durchschnittshäufigkeiten von Elementkonzentrationen gibt Tab. 16b Auskunft.

Die Sideritvorkommen der Kalkalpenbasis im Osten zeichnen sich durch niedrige Ca-Gehalte (unter 1 %), erhöhte Sc-Werte und geringe Ni- und Co-Gehalte (Ni/Co 2 bis 10) aus. Eine Ausnahme bildet die Gangvererzung im Skyth von Gollrad mit hohen Mg-Gehalten und bemerkenswerten Konzentrationen an Ni und Co. Maximale Sc-Konzentrationen (bis 170 ppm Sc) wurden in Sideritpro-

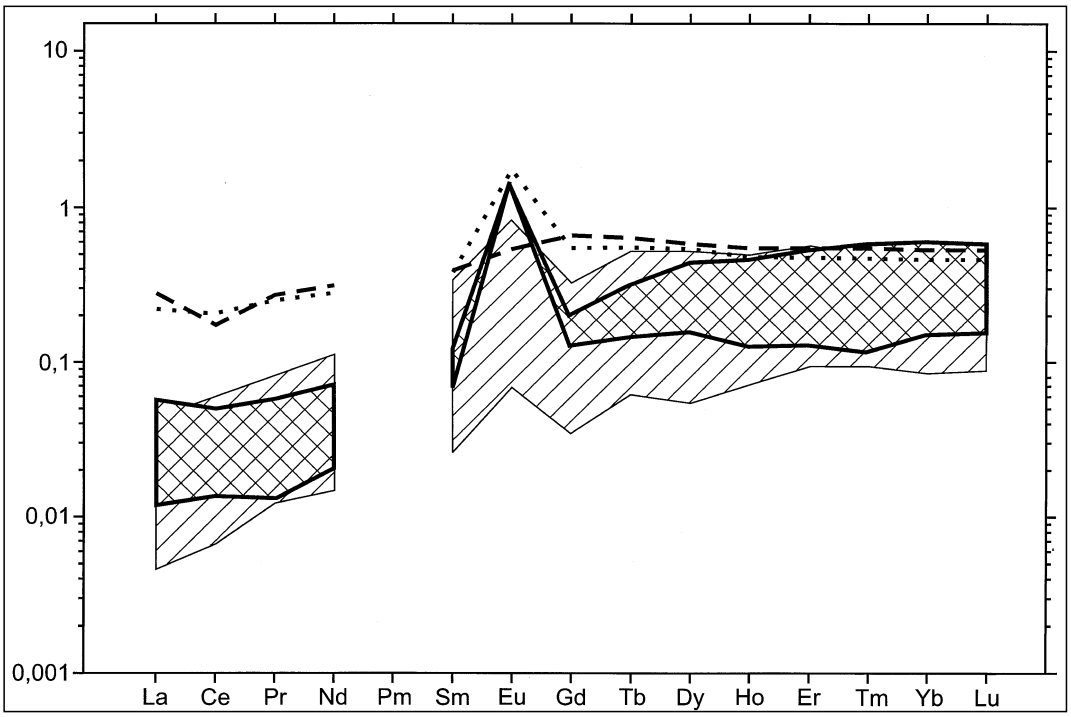


Abb. 351.
Beispiele PAAS-normierter SEE-Muster von Sideriten.
Steirischer Erzberg (schwach liniiert) nach SPINDLER, P. (1991/92); neue Analysen mit ICP-MS-Analytik.
Hüttenberg (stark liniiert) nach BAU, M. & MÖLLER, P. (1992). Zum Vergleich Kalkmarmor (punktiert) und Calcit (strichliert) von Hüttenberg aus der gleichen Veröffentlichung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 16a.
Geochemische Charakteristik von Sideriten (verschiedene Probenanzahl bei Haupt- und Spurenelementen).

Vorkommen		*Mg%*	*Mn%*	*Ca%*	*Sc ppm*	*Ni ppm*	*Co ppm*	*Lit*
Penninikum								
Engadiner Fenster								
Serfaus		5,4	0,5	0,9	0,4	32	6	1
Tauernfenster								
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)								
Goldzeche		2,5	1,8	0,2	2,2	60	14	1
Ostalpines Kristallin								
Sideritbezirk Schwazer Augengneis								
Schwader-Eisenstein	(n=2)	0,8-2,4	2,2-2,3	0,3-0,5	0,1-0,4	6-20	2-20	1
Sideritbezirk Hüttenberg								
Friesach		1,7	4,2	1,1	0,3	0,3	0,3	1
Hüttenberg	(n=7)	0,3-2,1	2,6-3,7	0,3	<2,8	0,3-5	0,3-5	1
ø		1,7	2,9	1,3	2	2	1	
Olsa bei Silberberg		1,1	2,8	0,2	13	73	49	1
Hämatit-("Eisenglimmer-")bezirk Waldenstein								
Waldenstein	(n=3)	0,2-1,3	2,5-3,5	0,2-4,1	0,2-2,2	4-16	0,3-0,6	1
ø		1,2	2,9	1	2	9	0,3	
Wölch		1,8	3,3	0,4	2	14	3	1
Eisenerzbezirke Grobgneisserie und Wechselfenster								
Buchwald ob Waldbach		1,7	4,6	0,2	0,5	17	2	1
Hallwachsschmiede		8,1	1,8	0,5	1,2	5	2	1
Pitten	(n=2)	1,3-1,8	3,0-4,5	0,8-5,2	0,2	2	0,2	1
Sonstige Vorkommen im ostalpinen Kristallin:								
Edling/Spital Pegmatit	(n=3)	1,2-2,0	4,5-7,2	<0,1-1,4	<0,7-15	6-17	0,3-4	1
Ostalpines Paläozoikum								
Innsbrucker Quarzphyllit								
Arztal/Brenner *		4,8	2,1	0,2	9	51	4	1
Arztal/Ellbögen		1,6	1,4	0,8	2	6	0,6	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 16a (Fortsetzung).

Vorkommen		*Mg%*	*Mn%*	*Ca%*	*Sc ppm*	*Ni ppm*	*Co ppm*	*Lit*
Eisenspatbezirk Wagrain-Flachau								
Flachau		7,6	0,3	0,3	1	120	38	1
Wagrain	(n=4)	0,9-8,4	0,4-2,0	0,2-1,7	0,4-9	1-112	1-3	1
ø		7,4(M)	1,3	0,7	2	40	2	1
Westliche Grauwackenzone								
Bereich östl. des Saalachtals								
Filzmoos		4,1	0,5	0,9	1	81	21	1
Hochkönig	(n=2)	3,0-4,1	1,0-1,4	0,3-0,4	2-5	38-100	5-10	1
Mitterberg (Mühlbach)	(n=7)	2,4-6,6	1,0	<3,1	0,2-0,6	<0,2-15	2-141	1
ø		5,0	1,7	0,3	2(M)	60	3	
Saalfelden	(n=2)	4,1-5,4	0,5-0,9	0,9-2,1	6-11	0,3	0,3	1
Kupfer-Eisenerzbezirk Jochberg-Einheit								
Gebra/Lannern	(n=3)	3,1-4,4	1,4-2,8	0,3-1,3	0,8-4,3	19-112	0,7-22	
ø		3,8	1,9	0,7	2	50	10	1
Magnesit- (Eisenkarbonat) bezirk Dienten								
Kollmannsegg Dienten	(n=2)	5,8-11,8	0,8-0,9	0,4	0,3-4	33-408	31-367	1
Östliche Grauwackenzone Eisen-(Kupfer)erzbezirk Norische Decke								
Radmer	(n=2)	2,4-2,5	2,0-2,2	0,6-1,2	0,7-1	24-42	1	1
Kaisersberg		3,0	0,8	1,6	13	2,6	6	1
Neuberg/Arzfels		3,4	1,0	8,6	4	28	18	1
St. Leonhard		2,1	3,1	3,2	0,1	0,3	0,2	1
Steir. Erzberg	(n=10)	0,3-3,2	1,5-2,9	0,3-4,2	<0,1-3	24-42	0,3-14	1
ø		1,9	1,9	1,3	<1	40	1	
In-situ-Analyse								
ø		2,1	2,9	0,4	-	-	-	4
Grazer Paläozoikum								
„Grazer Paläo-zoikum“	(n=2)	1,4-1,8	1,8-4,6	0,2-0,4	0,5-4	17-27	2-14	1
Gurktaler Decke								
Turrach		2,2-6,4	0,7-1,9	0,2-1,9	0,3	8,3	37	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 16a (Fortsetzung).

Vorkommen		*Mg%*	*Mn%*	*Ca%*	*Sc ppm*	*Ni ppm*	*Co ppm*	*Lit*
Ostalpines Mesozoikum								
Nördliche Kalkalpen								
Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis								
Admont	(n=2)	0,3-2,8	2,1-2,8	0,2-3,5	1-3	20-59	10-63	1
Altenberg	(n=2)	2,0-2,4	1,7-1,8	0,2-0,4	1-2	49-65	1-6	3
Feistereck	(n=12)	n.b.	n.b.	n.b.	<1-4	4-42	<1-77	2
ø					2	30	10(M)2)	
Gollrad	(n=6,9)	2,9-8,1	1,5-2,4	0,6-1,2	<1-11	20-76	37-50	1,2
ø		5,6	2,0	1,0	2	40	60	
Grillenberg	(n=1)	1,6	1,9	0,4	9	51	4	1
Hirschwang,								
Knappenberg	(n=8,12)	0,3-3,2	1,6-2,9	0,1-0,5	2-6	5-68	<1-29	1,3
ø		2,0	1,9	0,3	10	35	8	
Prigglitz		0,1	2,5	0,2	4	69	8	1
Teltschen	(n=3)	0,3-3,5	1,6-3,9	0,2	0,2-0,5	2-28	0,2-3	1
ø		1,6	3,0	0,2	0,3	14	1	
Zentralalpines Mesozoikum								
Fröschnitz	(n=2)	0,9-7,1	2,7-3,3	0,3	0,3-5	1-6	1	1
Innerkrems		1,8	2,8	0,6	0,3	4	0,4	1
Andere Vorkommen								
Gleichenberger								
Klause *		2,4	2,3	4,0	52	375	49	1
Porrau *		3,6	0,4	2,8	1,5	12	2	1

Anmerkungen: 1) Verschiedene Probenanzahl bei Haupt- und Spurenelementen
2) (M) Medianwert

Lit.: 1 DOLEZEL, P. (1976), 2 WEBER, L. (1973), 3 BAUMGARTNER, W. (1973), 4 BERAN, A. (1979).

ben von Schendleck nachgewiesen. Die erhöhten Sc-Gehalte dürften als ein indirektes Erbe aus dem kambrischen andesitisch-basaltischen Inselbogenvulkanismus anzusprechen sein, wie die positive Anomalie des Troiseck-Kristallin-Zuges im Kartenblatt „Scandium“ des Geochemischen Atlas von Österreich nahelegt. Das Sideriterz vom Typ Erzberg hebt sich mit Mg>Mn und niedrigen Sc- und Co-Gehalten (Ni<Co) deutlich ab. Die Siderite vom Typ Hüttenberg sind manganreicher (Mg<Mn) und besitzen eher durchschnittliche Konzentrationen an den anderen Elementen der Ferridengruppe. Metamorphe Siderite in Paragenese mit Magnetit fallen durch extrem hohe Mn-Werte, wie Buchwald (4,6 % Mn), oder Pitten (3–4,5 % Mn) auf.

Die Verteilung der SEE ist mit der des Magnesites vergleichbar. Der Gehalt an SEE ist eine Funktion der Ca-Konzentration. Ankerite zeigen höhere Gehalte.

Ebenso wie beim Magnesit wird die SEE-Analytik zur Lösung für genetische Probleme herangezogen. Zur Zeit liegen erst wenige Daten vor. Siderit von Hüttenberg ist durch eine deutliche positive Eu-Anomalie ausgezeichnet, die mit der des Magnesites von Radenthein vergleichbar ist. Dies wird als Beweis für die Herkunft des Eisens aus metamorphen Prozessen angesehen (BAU, M. & MÖLLER, P., 1992).

Wie explorative Daten zeigen, sind in hydrothermal gebildeten Sideriten häufig positive Eu-Anomalien vorhanden, wie im Siderit vom Schendleck, Radmer oder Wagrein. Oft ist damit auch eine Abreicherung der SSEE verbunden. Der sedimentäre Siderit von Porrau zeichnet sich durch eine erhöhte Anreicherung an SSEE bei fehlenden Ce- und Eu-Anomalien aus. Fluide „Schwarzer Raucher“ oder Siderite der archäischen Eisenformation haben positive Eu-Anomalien (BAU, M. & MÖLLER, P., 1991).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 16b.
Durchschnittskonzentrationen einiger Elemente in Sideriten der Ostalpen (Werte in ppm; n = 196).
Nach DOLEZEL, P. (1976).

Element	Minimum	Maximum	Durchschnitt (arithm. Mittel)
Co	<0,1	67	12
Cr	<1	23	3
Ni	<0,3	408	40
Mn	<0,1	71.000	23.000
Sc	<0,1	170	5
Ti	<1	942	100
V	<1	144	13
Zn	<10	(10.000)	230
(n=196) in ppm nach DOLEZEL, P. (1976)			

Das Eisen des Steirischen Erzberges dürfte auf Grund der niedrigen Gehalte an anderen Ferriden (Sc, Ni, Co) von sauren Gesteinen abzuleiten sein, etwa von Keratophyren der Grauwackenzone, während andere, wie Schendleck eher eine Affinität mit dem basischen Milieu erkennen lassen. Es wurde daher eine Gruppierung in einem „Keratophyrtyp“ (Erzberg), „Diabastyp“ (Neuberg, Grillenberg, Schendleck und andere Vorkommen in der westlichen Grauwackenzone), sowie in einem „Hüttenbergtyp“ erwogen (DOLEZEL, P. & SCHROLL, E., 1972, 1979).

Derbspätige Siderite vom Erzberg zeigen eine Abreicherung an Sm und Eu, während Siderite aus der Basisbreccie des Erzberges und Ankerite Verluste an SEE und eine positive Eu-Anomalie erkennen lassen (SPINDLER, P., 1991). Positive Eu-Anomalien wurden auch bei Sideriten aus dem Zwischenschiefer („Schiefererze“) gefunden. Der SEE-Bestand des karbonatischen Nebengesteines entspricht dem mariner Karbonatsedimente. Beispiele von SEE-Mustern zeigt Abb. 351.

Sideritproben aus der westlichen Grauwackenzone unterscheiden sich von denen aus der östlichen Grauwakkenzone durch hohe Mg-Gehalte, geringe Mn-Gehalte, oft hohe Ni-Konzentration und wechselnde Co-Werte. Es handelt sich dabei um alpidische Vererzungen der Kalkalpenbasis und in der Grauwackenzone, wie die Gangvererzungen von Mitterberg/Mühlbach (DOLEZEL, P. & SCHROLL, E., 1972). Auch die geochemische Charakteristik von Sideriten der als altpaläozoisch eingestuften Vorkommen, wie Gebra/Lannern bei Kitzbühel, Schwader Eisenstein u.a. weicht durch geringere Ca-Gehalte (unter 1 % Ca) und höhere Mg-Werte von Sideriten aus der östlichen Grauwackenzone und dem Altkristallin ab (DOLEZEL, P., 1976).

Jungalpidische Siderite aus den Gangvererzungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern sind chemisch mit solchen aus der östlichen Grauwackenzone vergleichbar, so daß man bei alleiniger Kenntnis der chemischen Daten verleitet werden könnte, auf eine gemeinsame zeitliche Genese zu schließen.

2.14. Halit

Das Kristallgitter des Halites (Steinsalz) gibt nur beschränkte Möglichkeiten zur Substitution von Na^{+1} und Cl^{-1}, am ehesten noch in Spurenkonzentrationen durch K^{+1} und Br^{-1}. Meist handelt es sich um Elemente der Tonsubstanz, die das Salz verunreinigen: Si, Al, Mg, Ca, K, Li, Fe, Mn u.a., oder andere evaporitische Mineralphasen. Radioaktive Bleiisotope, wie ^{210}Pb, verursachen eine Verfärbung („Blaues Steinsalz“).

In österreichischen Steinsalzproben wurden Maximalwerte über 100 ppm Sr, 100 ppm Pb und Cu sowie 200 ppm Mn nachgewiesen, Sr vornehmlich im Kernsalz, Pb im Blättersalz und Cu im Fasersalz (REINOLD, P., 1965).

Von praktischer Bedeutung ist die Indikatoreigenschaft des Broms. Die absolute Höhe des Bromgehaltes im Steinsalz stellt ein Maß für den Eindampfungsgrad des Meerwassers dar. Das mittlere Cl/Br-Verhältnis des Meerwassers (289) verringert sich im Verlauf evaporitischer Salzabscheidungen auf 100. Für die primären Salzausscheidungen des mitteleuropäischen Zechsteins wurden folgende Bromgehalte ermittelt (KÜHN, R., 1955):

Anhydritregion 130 bis 170 ppm Br
Polyhalitregion 170 bis 230 ppm Br
Kieseritregion 230 bis 280 ppm Br
Carnallitregion 280 bis 450 ppm Br

Die ersten Br-Werte ostalpiner Steinsalze wurden von SCHAUBERGER, O. & KÜHN, R. (1959) veröffentlicht. Ziel dieser Untersuchungen war es, die Genese des sogenannten Augensalzes im alpinen Haselgebirge zu klären. Die meist dunkler gefärbten Einsprenglinge („Salzaugen“) wurden auf Grund des hohen Br-Gehaltes als mechanisch verformte Relikte eines Primärlagers identifiziert, das bereits durch Polyhalitabscheidung gekennzeichnet ist. Die Mittelwerte von K und Br werden wie folgt, angegeben (REINOLD, P., 1965):

Kernsalz	1515 ppm K	156 ppm Br
Augensalz	1283 ppm K	153 ppm Br
Salzlauge	408 ppm K	156 ppm Br

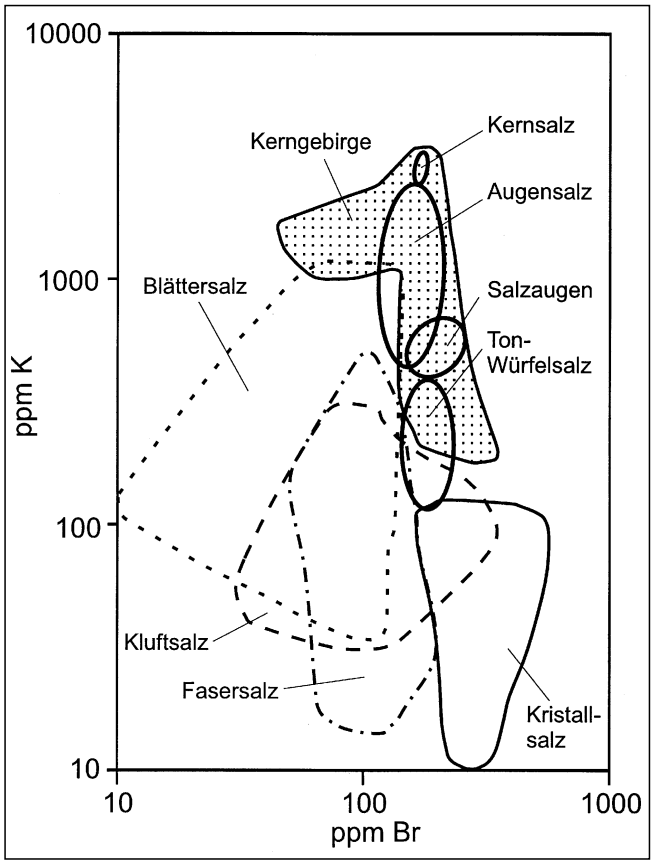


Abb. 352.
K/Br-Diagramm primärer und sekundärer Halite.
Nach REINOLD, P. (1965).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die ostalpinen Salzlagerstätten sind folglich der Anhydritregion zuzuordnen, in der gerade noch Polyhalitabscheidungen zustande gekommen sind.

Sekundäre Halitbildungen, wie Blätter-, Kluft-, Faser-, Tonwürfel- und Kristallsalze zeigen deutliche Veränderungen im K/Br-Verhältnis (<1) (Abb. 352). Aus dem Cl/Br Verhältnis ergibt sich eine Abreicherung des Broms.

2.15. Turmalin

(M.A. GÖTZINGER & E. SCHROLL)

Zur Turmalingruppe zählt man elf Minerale, die z.T. Teilglieder von Mischkristallreihen sind (FLEISCHER, M. & MANDARINO, I.A., 1995). In Österreich findet man Turmaline in Graniten, Pegmatit(oid)en, in Glimmerschiefern und Marmoren, in alpinen Klüften sowie als stratiforme Begleitmineralisation von Scheelitmineralisationen.

Am bekanntesten sind Turmalinfunde in Granitpegmatiten, Li-Pegmatiten und in pegmatitähnlichen Anatexiten. Makroskopisch erscheinen die meisten Turmaline schwarz, erst im Pulver oder im Dünnschliff sind braune, grüne und blaue Farben erkennbar. Gitterkonstanten-Messungen an rund 60 Turmalinen, darunter auch mehrere Vorkommen aus der Böhmischen Masse und aus dem Altkristallin, zeigten, daß die überwiegende Mehrzahl der „schwarzen" Turmaline als Mischkristalle der Reihe Dravit-Schörl einzuordnen sind, wobei meist der Dravitanteil überwiegt (SCHÜMATSCHEK, E., 1989). Aufgrund der Fluorgehalte zeichnen sich zwei Gruppen ab: eine mit hohen Gehalten (3052±1637 ppm F, n = 5) und eine mit niedrigen Gehalten (503±271 ppm F, n = 6). Zu ersteren gehören mineralreiche Pegmatite, wie Artholz, Maigen, Mieslingtal und Königsalm, zur letzteren teilweise desilifizierte Pegmatit(oid)e, wie Felling und Klein Heinrichschlag. Turmaline aus Pegmatit(oid)en des Altkristallins enthalten 1023±425 ppm F (n = 13) und liegen damit ähnlich den Turmalinen aus Glimmerschiefern mit 958±687 ppm F (n = 6) (SCHÜMATSCHEK, E., 1989).

Wesentlich seltener sind hell gefärbte Turmaline, etwa in Pegmatiten (rosa, hellgrün bis farblos). Es handelt sich um andere Mischkristalle, wie Elbait, Olenit und Dravit (ERTL, A., 1995).

Von besonderer Bedeutung erweist sich die chemische Zusammensetzung von Turmalinen als geochemischer Indikator für schichtgebundene Wolfram-Lagerstätten. Turmaline aus Turmalinitgesteinen oder Scheelit führenden Vererzungen (Felbertal, Schellgaden) sind Mg-betont und Fe-arm. Es handelt sich um Mischglieder der Reihe Schörl – Dravit. Die Abb. 353 zeigt die charakteristische Position dieser Turmaline im MgO-FeO-Na_2O-Diagramm (PLIMER, I.R., 1987; RAITH, J.G., 1990).

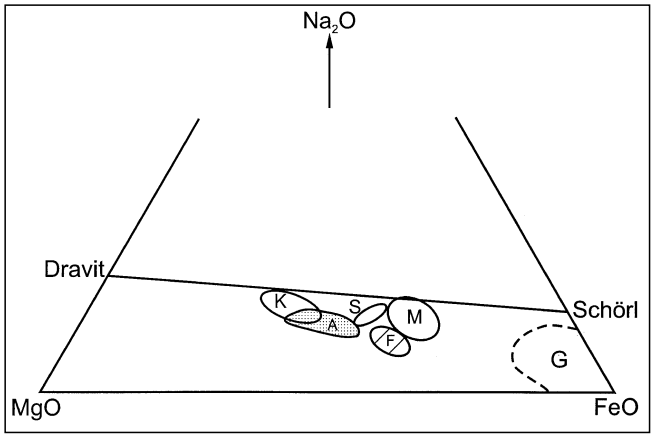


Abb. 353.
Na_2O-MgO-FeO-Diagramm von Turmalinen aus Scheelitvorkommen und Graniten.
G = Turmaline aus Graniten, A = Turmaline aus dem ostalpinen Altkristallin, F = Turmaline aus der Scheelitlagerstätte Felbertal, K = Turmaline von Klammalm (Tirol), M = Turmaline der W(Au)-Vererzung Mühlbach-Neunkirchen (Sbg), S = Turmaline von Schellgaden.
Nach RAITH, J.G. (1991).

2.16. Bauxit

Bauxit ist eine Bodenbildung humid-tropischer Klimate. Autochthon bilden sich auf alumosilikathaltigen Gesteinen eisenoxidhaltige, kaolinitische Lateritböden. Bei intensiver Verwitterung wird in einem schwach alkalischen Milieu das Silizium abgeführt, wobei der Kaolinit in $Al(OH)_3$ (Hydrargillit) und/oder in die beiden Modifikationen von AlO(OH) (Diaspor, Böhmit) umgewandelt wird. Die sogenannten bauxitophilen Elemente, wie Be, Co, Cr, Fe, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, SEE, V, Ta, Ti, Th, U und Zr, bleiben an die schwerlöslichen Hydroxylverbindungen des Aluminiums und Eisens gebunden. Bezogen auf Al, werden allerdings nur Cr, Ga, Mo, Nb, Ni, Ti, V und Zr angereichert.

Mit Hilfe der Elemente ist es möglich, die Ausgangsgesteine des Lateritbauxites zu identifizieren und bei den genetisch problematischeren Karst- bzw. Kalkbauxiten das geochemische Milieu der Muttergesteine einzugrenzen.

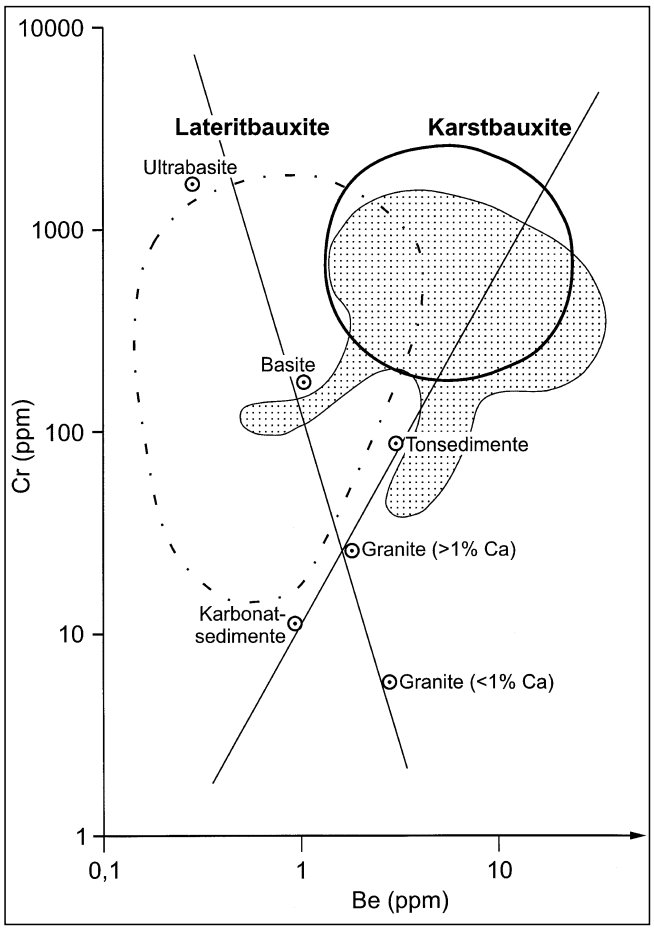


Abb. 354.
Be/Cr-Diskrimination von Laterit- und Karst-(Kalk-)Bauxiten.

Aus dieser Darstellung ist die stoffliche Herkunft der Karstbauxite aus zwei geochemisch markanten Gesteinsgruppierungen (basischen und sauren Magmatiten) unter Einschluß der Tongesteine zu ersehen.
Das flächig markierte Feld beinhaltet ungarische Karstbauxite (SCHROLL, E., 1975).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 17.
Geochemische Daten von Bauxiten.

	Dreistätten (n=3)	Unterlaussa[1] (n=43)	Untersberg (n=2)	Brandenberg (n=6)	Wildschwendter Alm (n=2)
Al (%)	25,2	26,5 (17,0–30,2)	30	29,7	29
Fe	14,6	13,7	17	12,6	17,3
Si	4,4	5,3	1,6	3,3	2,3
Ti	1,8	1,2	2,3	2,0	1,5
B (ppm)	120	105	125	65	6–11
Be	9	9	15	8	6–11
Co	105	42	50	60	104
Cr	970	865	720	610	476
Ga	36	39	64	48	63
Mo	10	14	15	26	–
Nb	(max.125)	(370)	130	64	52
Ni	500	280	515	255	236
V	120	350	130	157	259
Y	240	280	230	94	108
Zr	590	415	305	490	518

1) lokal höhere Gehalte an Th und U unter Einschluß kaolinitischer Proben

SAUER, D. (1985), SCHULZ, O. & HEISSEL, W. (†) (1996)

Die genetischen Unterschiede der Herkunft der Bauxite lassen sich auf einfachste Weise mit Hilfe von binären Variationsdiagrammen darstellen, wie dies beispielsweise für das Elementpaar Be/Cr die Abb. 354 zeigt.

Die in den Ostalpen auf die Oberkreide der nördlichen Kalkalpen beschränkten Vorkommen von Karstbauxiten sind aufgrund des geochemischen Vergleiches der Spurenelementverteilung mit denen Ungarns oder Sloweniens weitgehend ident. Bei einigen mediterranen Karstbauxiten sind intensive Einflüsse der Verwitterung basischer oder auch ultrabasischer Magmatite unverkennbar. Im Chemismus sind die alpinen Karstbauxite von Tongesteinen, bzw. von Verwitterungsprozessen alter Landoberflächen granodioritscher Pauschalzusammensetzung abzuleiten. Ablagerung und Reifung des Bauxites erfolgte in Dolinenlandschaften, oft auch unter dem Einfluß hangender kohleführender Sedimentablagerungen.

Durchschnittsgehalte (arithmetisches Mittel) bauxitophiler Elemente in österreichischen Bauxiten sind in Tab. 17 zusammengestellt. In lateritähnlichen Verwitterungsbereichen über Serpentiniten kann Nickel angereichert sein (z.B. Kraubath/Stmk., Waldkirchen/NÖ).

2.17. Kohle und Graphit

Kohle und Bitumen sind Kollektoren seltener Elemente. Die humosen Kohlengesteine befinden sich vorwiegend im limnischen Milieu beim mikrobiologischen und thermischen Abbau von Zellulose und Lignin der Landpflanzen. Aus Plankton, pflanzlichen und tierischen Resten, wo Lipide überwiegen, bildet sich Faulschlamm (Sapropel) vorwiegend in marinen Bereichen. Erdöl und Erdgas unterscheiden sich in der Ausgangssubstanz, Genese und in der Anreicherung an Spurenelementen. So konzentrieren Kohlengesteine über Huminsäurekomplexe und andere organische Bindungen vornehmlich As, Be, Ge, Ga, Cr, B, Se, Sb, Ti, U, V und W, während Sapropele und deren Derivate, die organischen Metallkomplexbildner, wie Prophyrine enthalten, Co, Cu, Ga, Mg, Mo, Ni, U, V und Zn bevorzugen.

Die Anreicherung der anorganischen Komponenten ist durch biologisch-geologische und hydrologische Faktoren bestimmt. Bei Kohlen ist der biologische Faktor nur bei geringen Aschengehalten (unter 5 %) meßbar. Es handelt sich dabei um essentielle Bestandteile der Pflanzen, wie Ca, Mg, K, P und S sowie B, Cl, Cu, Fe, Mn, Mo und Zn. Bei höheren Aschengehalten überwiegt der Einfluß des detritären Materials, das nach Transport im Wasser oder über die Luft sedimentiert wird.

Ferner spielen die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Torfbildung, beim Inkohlungsprozeß, Sorption sowie Prozesse der Diagenese und Epigenese eine maßgebliche Rolle. Die Kohle wirkt wie ein Filter und sorbiert Elemente, wie As, Be, Ge, Mo, Ni, Sb, V und U.

Mikrobiologische Prozesse erfassen jene Elemente, die Redox-Eigenschaften aufweisen, wie Fe, Mn, Se, S und U. Im Vergleich zu Tongesteinen sind in Kohlen die Hauptelemente K, Mg und Na unterrepräsentiert, während Be, Ba, Fe, P, Pb, V, Y u.a. angereichert erscheinen (FINKELMAN, R.B., 1993). Über die Bindungsverhältnisse

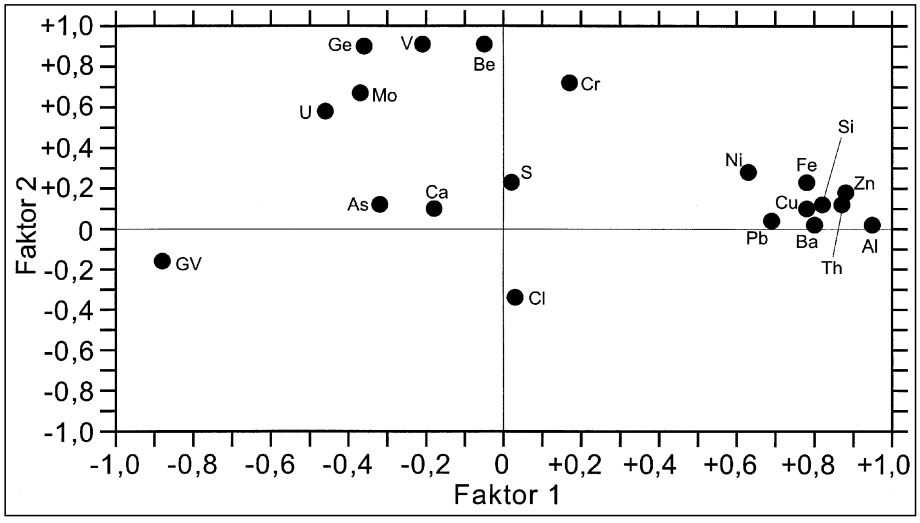


Abb. 355.
Hauptkomponentenanalyse chemischer Daten österreichischer Braunkohlen.
Faktor 1 vs Faktor 2 (GV Glühverlust).
Es wird eine Gliederung in drei Elementgruppen erkennbar: vornehmlich an die Tonsubstanz gebundene Elemente (Cluster mit Al und Si), stärker an die organische Substanz gebundene Spurenelemente (As, U, Mo, V, Ge, ?Be, ?Cr) und Elemente ohne signifikante Beziehungen (S, Cl).
Nach AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1992).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18a.
Spurenelemente in Torfen und Kohlen (Werte in ppm bzw. %).

Vorkommen	*Art*	*Asche (%)*	*n*	*As*	*Be*	*Cr*	*Ge*	*Ni*	*V*	*U*	*Pb*	*Zn*	*Lit*
Böhmische Masse													
Jüngere (kohleführende) Sedimente auf der Böhmischen Masse													
Karlstift *	Torf	1,7		70	20	30	<1	25	50	x	500	800	1
Reichenau,Groß-Pertholz *	Torf	1,7		<10	<1	10	<1	10	<1	x	200	100	1
Langau	Weichbraunkohle	20,9		65	-	7	8	1	1	x	-	1	1
Ausbiß (Maximalwerte)	Weichbraunkohle									**0,53%**			5
NE-Feld	Weichbraunkohle		(6)							**78**			
N-Feld (Bohrung)	Weichbraunkohle		(10)							**21**			5
	Weichbraunkohle		(2)							**39-45**			2
Autochthone, allochthone Molassezone													
Oligozänkohlen:													
Baumgarten, Mautern *	Glanzbraunkohle	11,0		7	0,1	6	28	28	6	x	1	55	1
Mauer, Melk	Glanzbraunkohle	14,0		14	10	17	70	11	14	x	1	21	1
Mursberg, Ottensheim	Glanzbraunkohle	16,0		-	5	13	50	3	8	x	1	1	1
Sarnstetten, Amstetten *	Glanzbraunkohle	29,9		6	9	-	18	75	15	x	9	30	1
Starzing	Glanzbraunkohle	18,3		13	0,6	3	6	-	13	x	6	4	1
Braunkohlenbezirk Salzachkohle (Baden)													
Trimmelkam	Weichbraunkohle	20,0		200	2	300	10	30	300	x	10	80	1
	Weichbraunkohle	24,2		350	8	700	150	40	1500	x	20	400	1
	Weichbraunkohle	**30**	(12)	**69**	**0,4**	**35**	**15**	**9**	**443**	**82**	**9**	**32**	3
	Maximalgehalte			**192**	**28**	**753**	**106**	**33,5**	**2875**	**2500**	**98**	**112**	
	Weichbraunkohle	x	(15)							**363**			5
	Weichbraunkohle	x								**87**			2
	Kesselasche									**47,2**			5
Braunkohlenbezirk Hausruck (Pannon)													
Ampflwang	Schwelkohle	3,1		50	3	200	-	300	200	x	6	6	1
	Schwelkohle	7,3		10	8	100	-	300	50	x	20	6	1
	Kohlenschiefer	57,1		10	10	200	6	80	500	x	10	20	1
Hinterschlagen	Braunkohle	**26,5**	(3)	**17,8**	**0,2**	**35**	**1,2**	**11,7**	**46,2**	**2,5**	**16,9**	**17,9**	3
Schmitzberg		**20,1**	(4)	**38,5**	**1,1**	**129**	**0,4**	**9,3**	**42,9**	**1,3**	**8,6**	**32,0**	3
"Timelkam"		x	(3)							**8-10**			2
Parautochthone Molasse (Unterinntal-Tertiär)													
(Glanz-)braunkohlenbezirk Häring (Eozän)													
Häring	Glanzbraunkohle	4,3		9	0,1	-	-	2	13	x	5	1	1
	Glanzbraunkohle	6,3		-	-	1	0,3	0,6	1	x	75	0,2%	1
	Glanzbraunkohle	**43,7**	(9)	**6,3**	**(1)**	**34,2**	**0,9**	**7,0**	**49,1**	**4,5**	**17,4**	**61,5**	3

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18a (Fortsetzung).

Vorkommen	*Art*	*Asche (%)*	*n*	*As*	*Be*	*Cr*	*Ge*	*Ni*	*V*	*U*	*Pb*	*Zn*	*Lit*
Inneralpine Tertiärbecken													
Braunkohlenbezirk Wiener Becken													
Berndorf	Braunkohle	x	(3)							**0,054-0,1%**			5
		x	(6)							**25**			5
Zillingdorf	Weichbraunkohle	9,2		500	-	30	7	5	150	x	30	7	1
	Weichbraunkohle	11,2		0,2%	-	20	2	2	20	x	20	120	1
	Weichbraunkohle	48,7		700	-	70	1	2	200	x	30	5	1
	Weichbraunkohle	70,4		250	1	30	2	2	100	x	15	12	1
	Weichbraunkohle	x	(2)							**77-100**			2
Südrand des Wiener Beckens und Bucklige Welt													
Leiding	Glanzbraunkohle	14,4		10	4	7	1	-	3	x	3	2	1
	Glanzbraunkohle	21,8		15	0,7	2	-	4	2	x	1	2	1
	Brandschiefer	60,1		-	-	6	4	12	6	x	-	-	1
Zöbern	Glanzbraunkohle [1)]	3,5		55	11	4	<1	<1	<1	x	-	-	1
Oberpullendorfer Becken (Landseer Bucht)													
(Glanz-)Braunkohlenbezirk Landseer Bucht													
Brennberg, Helenenschacht	Glanzbraunkohle	7,3		75	1,5	4	1	6	2	x	1	2	1
Ritzing	Glanzbraunkohle [3)]	1,4		28	0,1	1	-	1	1	x	1	1	1
Ritzing, Angerschacht	Mattbraunkohle	22,2		440	-	11	1	14	4	x	6	14	1
Ritzing	Weichbraunkohle	3,6		200	-	5	40	7	11	x	6	35	1
	Weichbraunkohle	13,7		0,1%	2	100	-	10	-	x	10	70	1
Steirisches Becken													
Glanzbraunkohlenbezirk Wies-Eibiswald (Ottnang/Karpat)													
Bergla	Glanzbraunkohle [3)]	4,1		-	1	7	5	9	17	x	24	21	1
Braunkohlenbezirk Köflach-Voitsberger (Karpat)													
Barbararevier	Braunkohle	**25**	**(11)**	**75**	**2**	**53**	**1,5**	**29,8**	**74**	**1,9**	**10,9**	**47,8**	4
Bärnbach	Braunkohle	**31**	**(15)**	**69**	**2**	**62**	**1,1**	**39,7**	**81**	**2,3**	**11,2**	**57,2**	4
Rosenthaler Mulde	Braunkohle									**15**			2
	Braunkohle			-	-	1	-	-	1	x	1	2	1
	Brandschiefer	**46,9**		**20**	**-**	**9**	**0,1**	**40**	**14**	**x**	**9**	**45**	1
Schiller	Braunkohle	**21**	**(7)**	**79**	**1,0**	**23**	**0,9**	**18,0**	**38**	**4,3**	**5,2**	**31,6**	4
"Voitsberg"	Braunkohle	x	(3)							**9**			2
Braunkohlenbezirk Rein-Stiwoll (Baden)													
Gratwein	Kohlenschiefer	68,9		345	-	140	3	50	20	x	8	8	1
Rein	verwitterte Braunk.	13,3		-	10	10	-	300	70	x	35	70	1
Pirka	Kohlenschiefer	44,6		180	-	90	6	65	22	x	13	2	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18a (Fortsetzung).

Vorkommen	*Art*	*Asche (%)*	*n*	*As*	*Be*	*Cr*	*Ge*	*Ni*	*V*	*U*	*Pb*	*Zn*	*Lit*
Braunkohlenbezirk Tauchen-Mariasdorf													
Bubendorf	Weichbraunkohle	12,6		0,3%	20	30	10	200	100	x	1	50	1
Tauchen-Mariasdorf (Miozän, Badenien)													
Tauchen	Weichbraunkohle [3]	1,4		200	25	150	2	400	600	x	100	600	1
	Weichbraunkohle	8,0		100	40	30	1	1	20	x	4	60	1
	Weichbraunkohle	x								**(8-78)**			5
Klagenfurter Becken													
Braunkohlenbezirk Karawankenvorland													
Gradisnik*	Mattbraunkohle	9,2		700	25	30	10	80	50	x	15	350	1
Loibach	Mattbraunkohle	15,4		0,1	8	35	2,6	16	35	x	2,5	5	1
	Kohlenschiefer	82,3		10	7	60	0,1	21	25	x	5	60	1
Lavanttaler Tertiärbecken													
Braunkohlenbezirk Lavanttal													
St. Stefan	Mattbraunkohle	11,0		44	-	3	1	6	6	x	11	10	1
	Mattbraunkohle	18,1		80	-	16	1,5	8	16	x	4	30	1
	Mattbraunkohle	26,1		110	1	35	2,6	18	35	x	5	21	1
St.Stefan, Kuchlerflöz	Mattbraunkohle	x	(6)							**(5-10)**			5
St.Stefan, Hangendflöz	Mattbraunkohle	x	(6)							**2-10**			5
St.Stefan, Liegendflöz	Mattbraunkohle	10,5								**7,8**			5
"St.Andrä"	Mattbraunkohle	x	(3)							**11-17**			2
Norische Senke													
Braunkohlenbezirk Norische Senke													
Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	14,4		-	1	29	-	22	7	x	1	4	1
	Glanzbraunkohle	27,0		40	0,8	5	4	27	55	x	11	30	1
	Glanzbraunkohle	42,7		85	1,7	85	13	110	130	x	35	110	1
	Glanzbraunkohle	43,7		30	0,4	30	9	9	4	x	22	-	1
	Glanzbraunkohle	45,7		45	0,5	9	-	18	90	x	18	45	1
	Glanzbraunkohle	49,9		15	0,5	100	4	40	100	x	15	40	1
	Brandschiefer	x								**50**			5
	Maximalwerte Kohle		(2)							**150-280**			5
Ostfeld	Glanzbraunkohlen		(24)							**26**			5
Westfeld	Glanzbraunkohle	x	(5)							**<10**			5
Kapfenberg	Glanzbraunkohle	15,7		120	-	3	-	6	16	x	2	8	1
Oberzeiring (St.Oswald)	Glanzbraunkohle	11,9		60	60	6	17	10	24	x	1	140	1
Ratten	Weichbraunkohle [3]	3,6		-	1	<1	<1	4	<1	x	4	40	1
	Weichbraunkohle	11,4		9	5	6	0,8	9	11	x	3	14	1
	Weichbraunkohle	7,5								**45**			5
	Weichbraunkohle [3]	4,4								**17**			5
	Weichbraunkohle	x								**21**			2

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18a (Fortsetzung).

Vorkommen	*Art*	*Asche (%)*	*n*	*As*	*Be*	*Cr*	*Ge*	*Ni*	*V*	*U*	*Pb*	*Zn*	*Lit*
Norische Senke													
Braunkohlenbezirk Norische Senke													
Seegraben	Glanzbraunkohle	7,8		40	-	2	1	3	4	2	4	6	1
	Brandschiefer	49,9		15	-	70	1	40	150	**x**	19	19	1
	Glanzbraunkohle	x	(2)							**2,0-6,8**			2
Tamsweg	Glanzbraunkohle	39,5		-	12	12	2	4	120	x	16	30	1
Tollinggraben	Brandschiefer	74,6		26	11	224	11	15	60	x	30	30	1
Pannonisches Becken													
Höll-Deutschschützen	Weichbraunkohle	22,2		100	18	150	20	250	300	x	6	100	1
	Weichbraunkohle	8,4	(5)							**(9-87)**			5
südlich Rechnitz	Weichbraunkohle		(5)							**25**			
Helvetikum													
Steinkohlen- (Glanzbraunkohlen-) Bezirk Lias (Grestener Kohle)													
Bernreith	Glanzbraunkohle	41,9		100	40	400	20	15	400	x	10	2	1
Gresten	Glanzbraunkohle	5,3		50	300	300	10	600	700	x	100	30	1
	Kohlenschmitze	1,3		100	500	700	150	800	300	x	300	600	1
diverse Vorkommen [2]:		**19**	(6)	**x**	**18**	**302**	**x**	**210**	**421**	**x**	**52**	**205**	4
Ostalpines Paläozoikum													
Anthrazitbezirke Gurktaler Decke, Steinacher Decke													
Turrach	Anthrazit [3]	2,3-9,1	(2)	-	31	5-7	-	5-12	2-5	x	**4**	7-16	1
Nößlach, Friedrichstollen	Anthrazit	**21,9**		**12**	**6**	**100**	**3**	**49**	**132**	**8**	**32**	**61**	3
Ostalpines Mesozoikum													
Steinkohlen- (Glanzbraunkohlen-) Bezirk Lunzer Schichten (Karn)													
Annaberg	Steinkohle	38,7		25	10	70	3	50	400	x	80	80	1
Gaming	Steinkohle	9,2		-	80	30	-	15	400	x	10	2	1
	Steinkohle	x								**2,8**			4
Lunz	Steinkohle	21,1		-	-	100	25	30	100	x	60	20	1
Schrambach	Steinkohle	15,4		-	150	100	200	10	300	x	30	100	1
	Steinkohle	19,8		-	70	7	100	30	-	x	100	100	1
	Steinkohle	25,3		200	20	50	120	100	70	x	20	250	1
	Steinkohle	32,5		300	1	30	70	100	70	x	300	0,3%	1
	Steinkohle?	58,7		100	-	5	0,2	10	15	x	10	200	1
	Steinkohle	75,6		200	2	100	40	100	200	x	50	100	1
St.Anton	Steinkohle	14,3		800	100	70	200	80	15	x	100	40	1
	Steinkohle	42,2		400	4	50	15	100	200	x	100	25	1
St.Georgen, Gr.Hollenstein	Steinkohle	9,4		180	-	30	75	30	20	x	100	70	1
38 Vorkommen	Steinkohle	**20,6**	(43)	-	**17,5**	**94**	**x**	**110**	**171**	**x**	**68**	**531**	4

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18a (Fortsetzung).

Vorkommen	Art	Asche (%)	n	As	Be	Cr	Ge	Ni	V	U	Pb	Zn	Lit
Glanzbraunkohlenbezirk Grünbach (Kreide)													
Grünbach-Neue Welt	Glanzbraunkohle 3)	3,6		18	-	7	-	3	4	x	1	1	1
	Glanzbraunkohle	8,1		10	3	24	0,3	8	20	x	2	2	1
	Glanzbraunkohle	20,4		18	2	140	1	20	40	x	5	5	1
	Glanzbraunkohle	47,1		30	-	95	7	24	95	x	19	45	1
	Glanzbraunkohle	52,7		55	16	530	26	55	100	x	16	55	1
	Brandschiefer	x	(2)							**3-6**			5
Zweiersdorf	Glanzbraunkohle	6,8		14	0,1	20	0,7	14	3	x	2	10	1
	Glanzbraunkohle	8,1		10	0,3	24	0,3	8	24	x	2	16	1
	Glanzbraunkohle	11,8		60	1,8	8	2	4	4	x	2	1	1
andere Gosaukohlen:													
Laussa, Sonntagsberg	Glanzbraunkohle	52,2		210	-	370	210	260	450	x	16	26	1
Unterlaussa	Glanzbraunkohle	50,6		50	2,5	350	5	200	260	x	8	10	1
diverse Vorkommen 1)		**7,5**	(11)	**-**	**14,1**	**99**	**-**	**169**	**341**	**x**	**102**	**247**	4

Anmerkungen: 1) Piesting, Magdalenenstollen, Grünbach, Reitzenberg, Lanzing, Frohnberg, Gams, Unterlaussa, Lauferwald, Eisenbachtal, St. Wolfgang.
2) Bernreith, Gresten, Grossau, Buchschachen, Pechgraben
3) Niedriger Aschegehalt aus Kleinprobe

Literatur: 1 BRANDENSTEIN, M. et al. (1956), 2 BRODA, E., et al. (1952), 3 AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1992), 4 RANTITSCH, G. et al. (1995), 5 Archiv Geol. B.-A.

Tabelle 18b.
Spurenelemente in Ölschiefern (Werte in ppm).

Vorkommen	n	Asche (%)	As	Be	Cr	Ge	Mo	Ni	V	U	Cu	Pb	Zn	Lit
Nördliche Kalkalpen														
Kleiner Plansee		x	x	x	x	x	x	**43**	x	x	**12**	x	**9**	2
Schröfeln *	(10)+	x	x	x	x	x	**10–153**	**11–133**	**81–255**	**11–42**	**24–92**	**6–33**	**8–110**	2
Seefeld		53,9	20	–	200	1	100	100	0,2%	x	x	50	200	1
		47,7	–	–	20	–	8	–	80	x	x	30	50	1
		48,5	–	–	200	0,2	120	100	300	x	x	30	200	1
	(12)+	x	x	x	x	x	**7–378**	**29–127**	**8–413**	**5–17**	**2–158**	**28–80**	**11–195**	2
Drauzugmesozoikum														
Kreuth, Woschakgraben		73,8	–	–	100	–	20	300	300	x	x	15	35	1
Silbergraben, Gailbergsattel *	(2)+	x	x	x	x	x	**7,5–148**	**43**	**16–747**	**x**	**x**	**x**	**x**	2
Mittelwerte Ölschiefer	(83)+	x	x	x	x	x	**124**	**56**	**287**	**17**	**66**	**19**	**33**	2

Anmerkung: + nicht bei allen Analysendaten

Literatur: 1 BRANDENSTEIN, et al. (1960); 2 FRIES, W. (1988);

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 18c.
Temporale Verteilung der Spurenelemente in Torfen und Kohlgesteinen Österreichs.

Alter der Kohle	Elementanreicherungen	Einzugsgebiet des Sedimentationsraumes
Rezent	im Torf As, Be, Cu, Pb, U, Zn	Hochmoore auf der Böhmischen Masse
Jungtertiär	in Braunkohle As, Ga, Ge, Mo, Pb, U, Zn	Abtragung ostalpiner Gesteine und Lagerstätten
Alttertiär	in Glanzbraunkohle As, Be, Ga, Ge, Pb, Sn, U, Zn	Abtragung von Gesteinen aus dem Raum der Ostalpen und der Böhmischen Masse
Kreide	in Glanzbraunkohle As, Cr, Mo, Ni, Pb, Sn, Ti, V, U, Zn	Abtragung saurer und (ultra–) basischer Massengesteine (Gosau)
Jura	in Steinkohle As, Be, Cr, Cu, Ga, Ge, Pb, V, Zn	Abtragung saurer und basischer Massengesteine
Trias	in Steinkohle As, Be, Ga, Ge, Pb, Tl, V, Zn	Abtragung vorwiegend saurer Massengesteine der Böhmischen Masse
Karbon	in Anthrazit und Graphit As, Ag, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Zn	Basische Massengesteine (Grünschiefer usw.), paläozoische Vererzungen und Einfluß der alpidischen Metamorphose

Literatur: SCHROLL, E. (1961).

vermag die Faktoranalyse Hinweise zu geben, wie dies am Beispiel von Braunkohlen zu ersehen ist (Abb. 355).

Im allgemeinen werden die Spurenelemente mit der Erniedrigung des Aschengehaltes der Kohle erheblich angereichert. Es gibt jedoch auch Fälle, wo aschenreiche Kohlengesteine (Brandschiefer) sich als Akkumulatoren erweisen. Extreme Konzentrationen kommen, wie schon erwähnt, durch sekundäre Prozesse zustande, oft in Hangend- und Liegendflözen und in Form von Nestern. Aschen aus Kraftwerken zeigen daher wesentlich niedrigere Werte, die den tatsächlichen Durchschnittsgehalten eher nahe kommen.

Die geochemische Analyse von Kohlen ist nicht nur aus technischen und umweltrelevanten Gründen von Interesse, sondern man erhält auch Hinweise auf die Rekonstruktion des Milieus des Ablagerungsraumes, wie Salinität, Sedimentationsmilieu oder Liefergebiet der anorganischen mineralischen Komponenten.

Elementverhältnisse werden als Faziesindikatoren in Betracht gezogen, wie das Ca/Mg-Verhältnis zur Unterscheidung von „marin“ <5 und „limnisch“ >5 (WERNER, H., 1963), das V/Cr-Verhältnis als Kriterium für „anaerob“ 2–10 und „aerob“ 1–2 (ERNST, W., 1970), oder das Mn/Ni-Verhältnis als Indikator für die Durchlüftung des Ablagerungsraumes 5–10 „gut durchlüftet“ und 0,5–1,5 „schlecht durchlüftet“. Der erste Versuch, angewandt auf österreichische Kohlenvorkommen, mit Hilfe des Borgehaltes limnische von marinen Bildungen zu unterscheiden, erwies sich als erfolgversprechend (JANDA, I. & SCHROLL, E., 1959). Interpretationen, die sich aus der Anwendung solcher geochemischen Indikatoren ergeben können, bedürfen aber stets der Kontrolle durch sedimentologische und kohlenpetrographische Untersuchungen.

Die geochemischen Daten sind in Tab. 18a kompiliert.

Verglichen mit ausländischen Kohlen, sind keine spektakulären Konzentrationen gefunden worden. Die österreichischen Kohlen sind eher arm an seltenen Elementen.

Geochemische Untersuchungen neueren Datums österreichischer Braunkohlen haben nur in einzelnen Partien der Braunkohlen von Trimelkam (Salzach-Kohlenrevier, SAKOG) als maximale Konzentration in der Asche von 110 ppm Ge, 2900 ppm V und 375 ppm U ergeben (AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E., 1988). Als Ge-reich haben sich sonst noch die Glanzbraunkohlen aus den Melker Sanden am Südrand der Böhmischen Masse sowie vorzugsweise Kohlen aus dem Jura und der Trias (maximal 200 ppm Ge) erwiesen. Der einmalige Fund einer Kohlenschmitze im Raibler Schiefer in Bleiberg-Kreuth erbrachte den Höchstgehalt von 400 ppm Ge (BRANDENSTEIN, M. et al., 1960).

Erhöhte Urangehalte wurden in den Ligniten von Zillingdorf (bis 100 ppm U in der Asche), in der Weichbraunkohle von Langau, in einer gezielt gezogenen Einzelprobe sogar 0,53 % U, im inneralpinen Bereich in Fohnsdorf nur mehr 0,028 % U nachgewiesen.

Wo klastische Sedimente granitischer Herkunft vorliegen, werden höhere Berylliumgehalte gefunden. Die wenigen Daten deuten an, daß schon im Torfzustand ebenso wie beim Uran eine erste Anreicherung stattfindet. Bemerkenswerte Konzentrationen an diesem Element zeigen vor allem die pannonen Braunkohlen des Hausrucks, die miozänen von Tauchen-Mariasdorf, einige Glanzbraunkohlen, vor allem aus dem Jura sowie Glanzbraunkohlen und Steinkohlen aus der Trias. Die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 19.
Spurenelementverteilung in Graphiten.
Werte in ppm.

	Mikrographite Kaisersberg 1) (13)	Kaisersberg 2) (36)	Makrographite Sunk 1) (1)	Zettlitz 1) (1)	Zettlitz 3) (1)	Elsenreith 3) (13)
C S	7–97 % 0,23 %	50–87%	63 %	60 % 1,2 %	40 % 8 %	32 %
As	44	n.b.	70	20	8	29
B	102	56	40	7	n.b.	n.b.
Be	1,4	1,7	1,7	0,3	n.b.	n.b.
Co	6	4	10	10	10	29
Cr	210	160	30	80	63	76
Cu	14	n.b.	30	0,7	16	40
Ga	15	n.b.	16	7	16	(1–34)
Ge	2	n.b.	2	10	n.b.	n.b.
Mn	226	n.b.	170	25	0	(0,04–1,4 %)
Mo	2	2,8	2	8	13	23
Ni	26	10	25	10	38	134
Pb	34	n.b.	60	7	n.b.	n.b.
Ti	1520	1070	1000	2300	2800	0,03–0,8 %)
V	118	68	150	350	207	257
Zn	39	n.b.	33	1	4	10
Zr	71	22	70	150	212	(47–339)

Literatur: 1 JANDA,I. (1959); 2 WENINGER, M. (1966); 3 SCHRAUDER,M. et al (1993)

Maximalgehalte der einzelnen Vorkommen können 100 ppm Be in der Asche überschreiten (Lunzer Steinkohle 112 ppm Be).

Cr, Ni und V sind indikativ für die Herkunft dieser Elemente aus basischen und ultrabasitischen Magmatiten. Wie aus Analysen von Ölschiefern (Tab. 18b) hervorgeht, erfährt V eine Anreicherung in organischem Material sapropelitischen Ursprungs. Über den Durchschnittsgehalt basischer und ultrabasischer Gesteine wird nur V konzentriert. Maximalgehalte betragen für Cr rund 1000 ppm, für Ni 900 ppm und von V 2500 ppm. Anreicherungen an diesen Elementen sind in der tertiären Salzachkohle sowie in den kretazischen, jurassischen und triassischen Kohlen zu vermerken.

Molybdän gehört, wie V und Ni, zu jenen Elementen, die im Bitumen angereichert werden. Die Gehalte in Kohlen erreichen höchstens 10 ppm, in Ölschiefern werden bis zu 120 ppm Mo (und mehr) gefunden, in bituminösen Karbonatgesteinen bis über 5 ppm. Dies erklärt auch positive Mo-Anomalien im Bereich der Lienzer Dolomiten (THALMANN, F. et al., 1989), die diagenetische Bildung von Jordisit und Molybdänit sowie von Wulfenit in der Oxidationszone der triassischen Pb-Zn-Lagerstätten.

Die Verbreitung des Arsens in den ostalpinen Kohlenvorkommen ist je nach Liefergebiet des sedimentären Materials auf erhöhte As-Gehalte in Metapeliten des Kristallins zurückzuführen, die im Geochemischen Atlas durch großflächige positive As-Anomalien ausgewiesen sind. Maximale As-Konzentrationen sind in den Aschen von Kohlen aus dem Pannon der Eisenstädter Bucht (Zillingdorf bis zu 0,2 % As) und in der Landseer Bucht (bis zu 0,1 %) nachgewiesen, ferner im Miozän in den Revieren von Tauchen – Mariasdorf (0,3 %) und triassischen Kohlen (bis zu 800 ppm).

Blei und Zink können Maximalgehalte von 0,05 % Pb und mehr als 1 % Zn in triassischen Kohlen erreichen. Die Extremwerte stammen aus Schrambach, wo auch Sphalerit gefunden worden ist (SCHROLL, E., unveröffentlicht). Diese Anreicherung entspricht dem stofflichen Angebot von Feldspäten und Glimmern im klastischen Material aus granitischen Liefergebieten.

Die Affinität zu den kalkalpinen Pb-Zn-Vorkommen ist eher mit dem Stoffangebot während des Inkohlungsprozesses zu erklären, als im unmittelbaren genetischen Zusammenhang mit benachbarten Pb-Zn-Vorkommen zu sehen.

Ein Versuch, mit Hilfe der geochemischen Daten von Faziesindikatoren und Spurenelementen Unterschiede im Sedimentationsraum der triassischen Steinkohlen im Karn darzustellen, ist in Abb. 356 wiedergegeben. Die im Kriging-Verfahren hergestellte regionale Verteilungskarte, die ein Gebiet mit etwa 150 km Längserstreckung umfaßt, zeigt in der Region Gaming – Moosau markante Anreicherungen von Be, Cr, Pb und V und für die Region von Türnitz – Lilienfeld die höchsten Konzentrationen an Ba, Tl und Zn. Die Region von Weissenbach im Westen fällt nur durch hohe P-Werte verbunden mit steigenden Ca-Gehalten auf. Die Anreicherungen der für Kohlen typischen Spurenelemente erscheint an die tonige (illitische) Fazies des Sedimentationsraumes gebunden.

Aus Tab. 18c ist die temporale Verteilung der charakteristischen Spurenelemente, ergänzt durch weitere Elemente, ersichtlich.

Kohle wird durch die Metamorphose über den noch amorphen Anthrazit in den in seiner Kristallstruktur noch wenig geordneten dichten Mikrographit übergeführt, wie dies in der Grünschieferfazies des Oberkarbons der Grauwackenzone zu beobachten ist. Unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen wird der gut kristallisierte Makrographit (Flinzgraphit) gebildet, wobei allerdings humitisches Ausgangsmaterials nicht in Frage kommt.

In Tab. 19 wird die Spurenelementverteilung der Mikro- und Makrographite gegenübergestellt. Die Mikrographite von Kaisersberg und Sunk entsprechen in ihren Spurenelementgehalten Kohlengesteinen, wie oben ausgeführt worden ist. Jedoch korrelieren im Graphit die an die organische Substanz gebundenen Elemente nicht mehr positiv mit dem C-Gehalt. Man darf daher annehmen, daß die Bindung an die organische Substanz zerstört worden ist (JANDA, I., 1959).

Die kryptokristallinen Graphite (Mikrographite bzw. Semigraphite) des Karbons der Grauwackenzone weisen wie die Anthrazite verringerte Elementkonzentrationen auf. Indikativ sind die für Kohlengesteine typischen Elemente B, Be, Ge Cr und Zn.

Die geologisch älteren Flinzgraphite (Makrographite) der Böhmischen Masse enthalten auf Grund ihrer sapropelitischen Natur vorzugsweise Ni, Co, Mo und V. Die-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

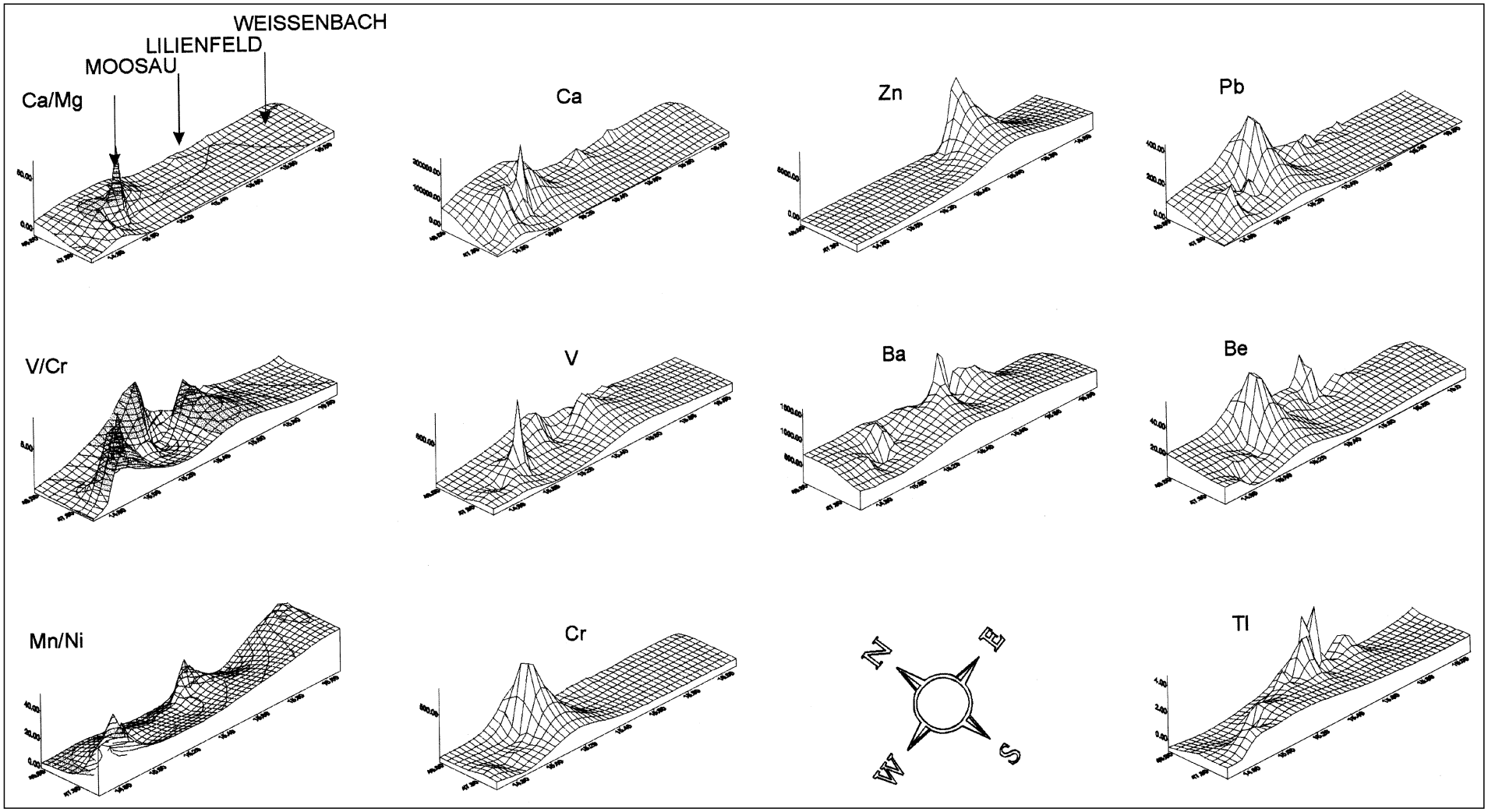


Abb. 356.
Regionale Verteilung (mit geographischer Länge und Breite) der Faziesindikatoren (Ca/Mg, V/Cr und Mn/Ni) und ausgewählten chemischen Daten (n = 42) in den Lunzer Kohlen.
Der Ca-Gehalt nimmt nach Westen zu. Be, Cr, Pb und V haben ihr Verbreitungsgebiet im Bereich Gaming – Moosau, Ba, Tl und Zn in der Region Türnitz – Lilienfeld.
Aus RANTITSCH, G. et al. (1995).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mo-Führung kann auch durch Molybdänit in der Mineralparagenese sichtbar werden (JANDA, I. & SCHROLL, E., 1960).

2.18. Talk, Kaolinit und Bentonit

Im Schichtsilikat Talk stehen anstelle von Mg^{+2} vornehmlich nur zweiwertige Kationen, wie Fe^{+2}, Mn^{+2}, Ni^{+2}, Co^{+2} oder Zn^{+2}, zum Einbau ins Gitter zur Verfügung. Dreiwertige Kationen wie Al^{+3} oder Cr^{+3} sind daher auf Verwachsung mit Chloriten zurückzuführen.

Talke sind Metamorphoseprodukte Mg-reicher Ultrabasite (und Basite) bzw. dolomit- oder magnesitführender Karbonatsedimente. Talke ultrabasitischer Herkunft haben stets höhere Konzentrationen an Fe, Mn, Ni, Co, Zn und Cr, während Talkschiefer in Metasedimenten relativ arm an diesen Elementen sind. Chloritschiefer sind meist durch höhere Spurenelementgehalte gekennzeichnet.

Die unterschiedliche Herkunft ist geochemisch leicht nachzuweisen (WENINGER, M., 1965, 1966; PROCHASKA, W., 1988).

Als Richtwerte für ultrabasitische Talke werden angegeben: Fe 3,1 %, Mn 250 ppm, Ni 1200, Co 90, Zn 60, Cr 900, Li <10; für „magnesiumkarbonatische" Talke: Fe 1,6 %, Mn 60 ppm, Ni 20, Co 5, Zn 60, Cr 20, Li >10. Binäre Variationsdiagramme, wie Cr/Ni, Ni, Co, Zn/Ni u.a., reichen zur Unterscheidung aus (PROCHASKA, W., 1988). Ultrabasitische Talke enthalten Germanium im Rahmen der vorgegebenen geochemischen Häufigkeit (um 2 ppm Ge), während Talke magnesitführender Gesteinsserien der Grauwackenzone Gehalte über 4 ppm Ge aufweisen, in einer Probe aus Mautern maximal 13 ppm. Eine Ausnahme ist eine Probe aus Rabenwald mit 1,3 ppm Ge. Bei Silifizierungsprozessen wird Ge im Verhältnis zu Si angereichert (WENINGER, M., 1965).

SEE und andere mit der Neutronenaktivierungsanalyse erfaßbare Elemente wurden in Talken von Lassing, Oberndorf, Eichberg, Sunk, Rabenwald und Radenthein analysiert (KIESL, W. et al., 1986; KRALIK, C. et al., 1992). In allen Proben wurde eine negative Europiumanomalie gefunden, die auf die Zufuhr von Kieselsäure aus einem sauren Gesteinsmilieu (Gneise) deutet.

Ebenso wie Bauxit oder Talk ist Kaolinit aus der Spurenelementverteilung der Bezug zum Ausgangsgestein erkennbar. Kaolinit, der durch hydrothermale Alteration aus Basalt hervorgegangen ist, wie in Bonisdorf (Südburgenland), hat höhere Gehalte an Ti (bis 2,6 %) Cu, Sc und V, wobei nicht oder nur teilweise zersetzte Akzessorien des Ausgangsgesteines hiefür verantwortlich zu machen sind. Der Einsatz von Sc^{+3} und V^{+3} im Gitter des Kaolinites ist kristallchemisch möglich (ASSAREH, A.R., 1969).

Kaolinite mit granitischen Ausgangsgesteinen sind durch Konzentrationen an Ba, Sr und Pb als Erbschaft aus den Feldspäten kennzeichnend. Daten liegen von den Vorkommen in Schwertberg, Kriechbaum, Weinzirl, Mallersbach und Niederfladnitz vor. Als Maximalgehalte werden für Ba 0,09 %, Sr 0,01 und Pb 0,12 % angegeben (ASSAREH, A.R., 1969).

Bentonite enthalten technisch interessante Tonminerale der Montmorillonitgruppe. Im Gitter ist die Substitution von Mg^{+2} und Al^{+3} durch Fe^{+2}, Fe^{+3}, Cr^{+3}, und andere kristallchemisch verwandte Kationen möglich. Montmorillonite besitzen ein hohes Sorptions- und Basenaustauschvermögen. Es findet ein Austausch von Na^{+1} gegen einwertige Kationen, wie K^{+1}, Rb^{+1}, Cs^{+1} oder NH_4^{+1}, und vor allem zweiwertige Kationen, wie Ca^{+2}, Sr^{+2} oder Ba^{+2} statt. Sorptiv können u.a. Metalle wie Cu, Zn oder Pb gebunden werden. Bentonite sind daher interessante Kollektorgesteine. Der Gehalt an Ferriden, das V/Cr-Verhältnis, Ba und Zr ermöglichen eine zeitliche Zuordnung der sedimentären Bentonitlagen zu vulkanischen Ereignissen, wie Untersuchungen burgenländischer Bentonite (Breitenbrunn, St. Margareten oder Oberpullendorf) erkennen ließen (ASSAREH, A.R., 1969). Von steirischen Bentoniten liegen Daten von Bauschanalysen vor (HÖLLER, H. et al., 1976).

2.19. Flüssigkeitseinschlüsse (Crush-and-Leach-Methode)

(W. PROCHASKA)

Die Entwicklung der Ionenchromatographie und Amperometrie hat es ermöglicht, die einwertigen Alkaliionen Na und K die Halogenide F^{-1}, Cl^{-1}, Br^{-1}, J^{-1} sowie NO_3^{-1}, PO_4^{-3} und SO_4^{-2} unter Einsatz von Proben mit einer Einwaage von 1 g zu messen. Es eignet sich dazu vor allem Quarz, aber auch Karbonatminerale, Baryt, Fluorit u.a., diese Elemente mit hoher Empfindlichkeit (bis ppb) zu analysieren. Da die Proben vor dem Laugungsprozeß im Achatmör-

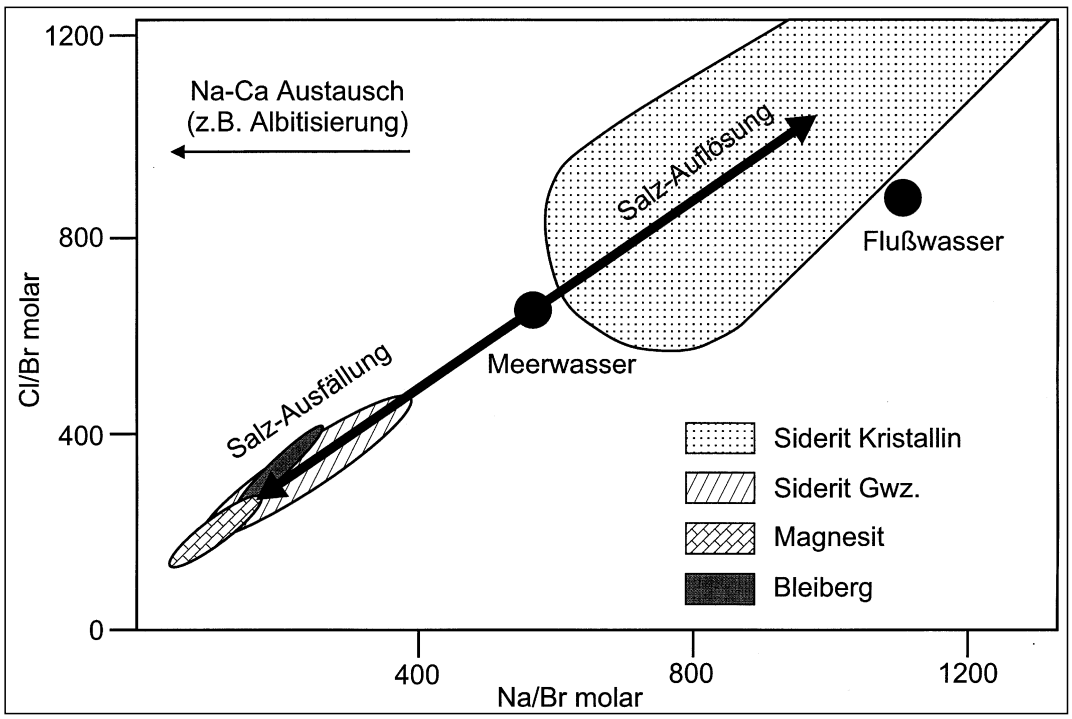


Abb. 357.
Cl/Br- vs. Na/Br-Diagramm von Flüssigkeitseinschlüssen nach der Crush-and-Leach-Methode.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 20.
Geochemische Daten von Flüssigkeitseinschlüssen.

Probe	*Na*	*K*	*F*	*Cl*	*Br*	*J*	*SO_4*
Hansenalm/Sölkpaß	20800	3760	15	24701	50	7,9	210
Hüttenberg (Siderit)	19220	5140	20	26299	83	5,5	440
Nußdorf (Quarz)	920		26	2297	2	0,5	954
Oberzeiring (Dolomit)	1730		24	4644	3	1,2	2825
Schmölz (Quarz) *	4570		68	14847	19	1,9	146
Waldenstein (Quarz)	7380			17773	27	0,7	107
Gollrad (Siderit)	5720	460	82	13052	85	2,1	574
Grillenberg (Siderit)	1240		52	2971	40	0,7	268
Sohlenalm (Quarz)	7770		69	17957	135	1,2	244
Erzberg (Siderit)	6110		72	18424	313	1,8	279
Schendleck (Siderit)	12180	960	15	25072	244	2,3	144
Radmer (Siderit)	14560	1380	11	29598	448	2,7	213
Oberdorf (Magnesit)	8300		343	16741	286	14,0	152
Eichberg (Magnesit)	11340		576	22751	348	2,8	454
Leoben (Magnesit)	5360	740	7	19169	541	14,3	84
Wald/Schober (Magnesit)	8280	1040	32	21880	594	2,9	46
Kaswassergraben (Magnesit)	6460	2960	43	20360	304	1,1	4020
Kaswassergraben (Dolomit)	2940	880	259	5510	28	1,2	2329
Hall (Magnesit)	10520	3940	216	25202	407	3,2	56156
Hall (Dolomit)	6120	4560	390	23548	600	3,7	2306
Bleiberg (Calcit)	3740	400	2312	9351	49	0,2	3205

ser aufgemahlen werden, hat die Methode die Bezeichnung „Crush and Leach“ erhalten. Die verwendete Methode wurde von BOTTRELL, S. et al. (1988), beschrieben und vom Autor ein wenig modifiziert PROCHASKA, W. (in Druck).

Zur Zeit liegen bereits Daten von 200 Proben vor, hauptsächlich von Sideriten und Magnesiten, aber auch bereits einige Daten von Gangvererzungen aus dem ostalpinen Kristallin und von Proben aus der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg.

Die Methode hat die Zielsetzung, Hinweise zu erhalten, woher und wie die Paläofluide ihre Salinität erlangt haben. Tab. 20 bringt Beispiele der Datensätze.

Die folgenden Auswertungen stützen sich auf die Analysenelemente Na, Cl und Br. Aufgrund des nur sehr untergeordneten Einbaus von Br in Halit sind die molaren Verhältnisse von Na/Br und Cl/Br sehr indikativ für Fluide, die von evaporitischen Prozessen erfaßt wurden. Diese salinaren Wässer unterscheiden sich von jenen Fluiden, die ihre Salinität dadurch erlangten, daß sie im Zuge ihrer Migration Salz aufgelöst haben (vgl. 2.14.). Ausgehend von der Zusammensetzung des Meerwassers kann man zwei Trends erkennen. Der „Salz-Ausfällungstrend“, der einsetzt, sobald aus eindampfendem Meerwasser Halit ausfällt und durch diesen Prozeß Br im residualen Fluid im Verhältnis zu Na und Cl angereichert wird. Im Gegensatz dazu wird bei Salzauflösung im durch das Gestein migrierenden Fluid der Br-Gehalt im Verhältnis zum Na und Cl verdünnt („Salz-Auflösungstrend“).

Die Darstellung erfolgt in einem Na/Cl-Cl/Br-Diagramm (Abb. 357). Es sind die Bereiche der Fluidzusammensetzung von Probengruppen wiedergegeben.

Die Zusammensetzung der Magnesiteluate liegt in einem sehr engen Bereich im sogenannten „Salz-Ausfällungstrend“, sowohl bei Magnesiten aus salinarem Milieu (Haselgebirgsmagnesit, z.B. Hall in Tirol und Kaswassergraben) als auch bei Spatmagnesiten im Typ Veitsch. Es kommt zur Br-Anreicherung gegenüber Cl (vgl. 2.12.; KRALIK, C., 1993).

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Typen von Magnesitvorkommen wird jedoch in der chemischen Zusammensetzung der Laugungsprodukte aus den Nebengesteinen erkennbar. Während die Nebengesteine salinarer Magnesite (d.s. dunkle Dolomite) dieselbe Zusammensetzung im Eluat wie die Magnesite zeigen (extrem fraktioniert hinsichtlich Halit), sind die karbonen Karbonatgesteine der Grauwackenzone, die üblicherweise Nebengesteine der alpinen Spatmagnesite sind, Bildungen im normalen marinen Milieu. Die Magnesite der Grauwackenzone sind daher metasomatische Produkte evaporitischer Lösungen, die einem Migrationsprozeß unterlagen.

Die Siderite der Grauwackenzone folgen ebenfalls der „Salzausfällungstendenz“ mit einem größeren Streubereich als die Magnesite (Abb. 357). Untersucht wurden Proben vom Steirischen Erzberg, Radmer, Grillenberg, Schendleck, Gollrad und Sohlenalm/Niederalpl. Die Eluate aller Siderite sind einander sehr ähnlich, unabhängig, ob es sich um Lager oder Gänge aus dem Permomesozoikum oder um Vererzungen in paläozoischen Karbonatgesteinen handelt.

Diese Identität würde für eine gemeinsame epigenetische Entstehung sprechen, wobei die Ähnlichkeit mit Formationswässern auffällig ist. Es könnte sich um Formationswässer handeln, denen durch „Ultrafiltrationsprozesse“ Salz entzogen worden ist.

Ganz andere Zusammensetzungen findet man bei Mineralisationen aus dem Kristallin. Siderite vom Typ Hüttenberg fallen im Vergleich mit den Sideriten aus der Grauwackenzone durch einen gegensätzlichen Trend auf. In die Untersuchung einbezogen wurden Proben von Hüttenberg, Waldenstein, Schmölz, St. Nikolai am Sölkpaß, Oberzeiring und Nußdorf im Murtal. Zum Teil handelt es sich um Hämatitvererzungen mit untergeordneten Karbonatmineralisationen.

Alle diese Vorkommen scheinen an tiefgreifende Störungen im Kristallin gebunden zu sein. Aufgrund der Altersbestimmung von neugebildeten Hellglimmern der Alterationszonen werden sie als jungalpidische Lagerstättenbildungen eingestuft.

Weitere Daten gibt es von der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg, die ebenso in die Abb. 357 einbezogen sind. Auffällig ist eine gewisse Ähnlichkeit mit den Sideriten der Grauwackenzone. Die Analysendaten unterscheiden sich von den anderen durch ihre sehr hohen Fluoridkonzentrationen. Es besteht auch kein Zweifel, daß diese Formationswässern zuzuorden sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.20. Lithogeochemie

Die Methodik zur Erfassung und genetischen Klassifizierung der Massengesteine, vor allem der Magmatite und ihrer metamorphen Äquivalente ist weiter fortgeschritten, als dies für Erz- und Minerallagerstätten der Fall ist. Es gibt zwar nicht unbedeutende Ansätze zur Erforschung der Lithogeochemie Österreichs, diese reichen jedoch noch nicht aus, um eine zusammenfassende Darstellung zu ermöglichen. Im Hinblick darauf, daß die Lithogeochemie eine eigene Arbeitsrichtung mit umfangreichem Datenmaterial darstellt, kann im Rahmen der „Metallogenetischen Karte“ nur kurz darauf hingewiesen werden. Der stoffliche Inhalt des geologischen Raumes und sein geotektonisches Schicksal ist für die Bildung von Stoffkonzentrationen und letztlich Lagerstätten von grundlegender Bedeutung.

Der stoffliche Inhalt eines Krustenanteiles und dessen geotektonisches Schicksal ist für die Bildung von Stoffanreicherungen durch magmatische, sedimentäre und metamorphe Prozesse von grundlegender Bedeutung.

Ein erster Überblick über die Lithogeochemie des österreichischen Bundesgebietes ist für den Bereich des kristallinen Anteiles dem „Geochemischen Atlas der Republik Österreich – Böhmische Masse und Zentralzone der Ostalpen – Bachsedimente“ zu entnehmen. Die 35 Einzelkarten enthalten nicht nur jene selteneren Elemente, die in Lagerstätten im Vergleich zu ihrer geochemischen Häufigkeit extrem angereichert werden, wie die Elemente Ag, As, Be, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, U, W und Zn, sondern auch die gesteinsbildenden Hauptelemente (ausgenommen Silizium), Neben- und Spurenelemente wie Al, Ba, Ca, Ce, Cr, Fe, Ga, K, La, Mg, Mn, Na, Nb, P, Rb, Sc, Sr, Th, Ti, V, Y und Zr. Viele dieser Elemente sind Bausteine akzessorischer Minerale, die als Schwerminerale in den Bachsedimenten angereichert werden. Allerdings spielen für die Anreicherung in Bachsedimenten die Korngröße der Akzessorien, die Verwitterungsbedingungen und die Landschaftsmorphologie eine große Rolle.

Mit Hilfe der geochemischen Einzelelementkarten des Atlas kann man nur großflächig Gesteinskörper identifizieren, obwohl durch markante große Konzentrationsdifferenzen (wie bei Cr) auch kleinere Ultrabasitkörper erkennbar sind.

In den Erläuterungen zum geochemischen Atlas (THALMANN, F. et al., 1989) ist eine charakteristische Sc-Anomalie vom Troiseckzug bis zur Gleinalm dem spätproterozoischen bis kambrischen Inselbogenmagmatismus zugeordnet worden, dessen andesitisch-basaltischen Gesteine auch altersmäßig datiert worden sind (FRANK, W. et al., 1976). Die Kombination der Sc- und Mn-Verteilung (Abb. 385, 386) läßt die Domänen dieses Ereignisses im spätkaledonischen Grundgebirge der Ostalpen markant erkennen, wie dies geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen ergeben haben (FRISCH, W. et al., 1987). Hypabyssische Basalte und Andesite sind geochemisch durch maximale Gehalte an Scandium und Mangan ausgezeichnet. Dies soll nur als ein Beispiel der lithogeochemischen Auswertemöglichkeiten erwähnt sein.

Darüberhinaus gibt es eine Reihe lokaler und regionaler geochemischer Arbeiten zur geotektonischen Einordnung von Magmatiten und deren Metagesteinen. Am spektakulärsten war der Nachweis von MORB-Basalten (Ozeanrückenbasalten) im Penninikum als Beweis für das alpidische Rifting (BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A., 1975; HÖCK, V.S. & MILLER, Ch., 1987; KOLLER, F., 1985).

Im Paläozoikum handelt es sich fast durchwegs um Intraplattenbasalte (HEINISCH, H. et al., 1988; SCHLAEGEL-BLAUT, P., 1990; WEBER, L., 1990; THALMANN, F. et al., 1989).

Auf Grund umfangreicher geochemischer Gesteinsdaten konnte im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal die Zuordnung zu einem ozeanischen Inselbogen oder zu einem aktiven Kontinentalrand nicht entschieden werden. Insgesamt lieferten lithogeochemische Untersuchungen jedoch einen wichtigen Beitrag zur Klärung der Genese der sauren und basischen Magmatite mit der Schlußfolgerung eines variszischen Assimilationsprozesses, der eine Konzentration an Wolfram aus präexistenten Voranreicherungen bewirkt hat (EICHHORN, R., 1995).

Die Granodiorite und Granite des Penninikums werden auf eine variszische Plattenkollision zurückgeführt. Im Gasteiner Raum werden die Siglitz-Granitgneise als S-Typ (sedimentäre Assimilation) und alkalireiche als I-Typ, primär stark differenziert, aus einem fortgeschrittenen Subduktionsgürtel angesprochen (FINGER, F. et al., 1988; REDEN, G., 1991). In einer Studie des Molybdänglanzvorkommens Alpeiner Scharte in den Zillertaler/Tuxer Alpen wurden die Zentralgneise im Bereich Alpeiner Scharte – Olperer als I-Granite mit Übergängen zum S-Typ klassifiziert (MELCHER, F. et al., 1996).

In der südöstlichen Böhmischen Masse wurde jüngst ozeanisches Krustenmaterial (metamorpher Peridotit, Metagabbros und Metabasalte) identifiziert, das in der Raabser Serie als Rest einer paläozoischen Krustenextension enthalten ist (FRITZ, H., 1996). Eine erste umfassende Darstellung der Lithogeochemie granitischer Gesteine liegt bereits vor (VELLMER, G., 1992).

Zur Geochemie der Sedimentgesteine und ihrer metamorphen Äquivalente gibt es zur Zeit nur Ansätze. Zu erwähnen sind Arbeiten über Schwarzschiefer, so über metallreichere (Fe, Pb, As, Cr, Ni, V) in den Wildschönauer Schiefern in der nördlichen Grauwackenzone (HIRSCHMANN, G. et al., 1990) oder über die Carditaschiefer im Karn des Drauzuges (SCHROLL, E., 1967; PHOLIADIS, D., 1984, 1985; RUSSEGGER, B. et al., 1997).

Von besonderem Interesse wäre eine eingehendere Bearbeitung der karbonen und permoskythischen Klastika, die als größter Paläoaquifer in den Ostalpen zu bewerten sind und deren stofflicher Inhalt durch einen mehr oder weniger lokalen Schutt aus dem damaligen Abtragungsrelief gekennzeichnet sind. Die Klastika sind selbst Träger intraformationeller Mineralisationen und könnten spätere Mineralisationen im Grundgebirge und in darüberliegenden Sedimentschichten stofflich beeinflußt haben.

3. Isotopendaten

Grundsätzlich sind zwei Gruppen von Isotopen zu unterscheiden: Stabile Isotope, die einer Fraktionierung durch physikalische, chemische und biogene Prozesse unterliegen, wie Isotope des Wasserstoffs, Kohlenstoffs, Sauerstoffs oder Schwefels, und stabile Tochterisotope, die Produkte radioaktiver Zerfallsprozesse darstellen, wie ^{87}Sr, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb oder ^{147}Nd. Die letzteren erfahren einen zeitlich stetigen Zuwachs und werden auf Isotopen bezogen, deren Konzentrationen seit der Nukleosynthese unverändert geblieben sind wie ^{86}Sr, ^{146}Nd oder ^{204}Pb. In

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den Isotopenverhältnissen spiegeln sich die Unterschiede des geochemischen Milieus wieder, in dem die radioaktiven Prozesse abgelaufen sind, wie im Mantel, in der Unter- oder Oberkruste.

Die Anwendung dieser Methoden in den Erdwissenschaften fällt in den Bereich der Isotopengeochemie. In Verbindung mit den geochronologischen Methoden, die die instabilen Isotopen zur Datierung benutzen, hat sich das umfassendere Fachgebiet der Isotopengeologie etabliert.

Isotopendaten verstärken und erweitern die Aussagemöglichkeiten chemischer Daten und tragen wesentlich zur Auflösung genetischer Unterschiede bei. Die Isotopenmeßdaten basieren auf einer Meßtechnik, die präzisere Daten als die chemische Analytik liefert. In der regionalen Lagerstättenforschung kommen Daten von Schwefelisotopen in Sulfaten und Sulfiden, Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen in Karbonaten, von Sauerstoffisotopen in Oxiden und Silikaten, Bleiisotopen in Bleierzen und anderen Erzmineralen, in Neben- und Muttergesteinen und in steigendem Maße auch von Strontiumisotopen zum Einsatz.

Die Anwendung der Isotopenmethoden ist damit nicht erschöpft. Die Messung der Wasserstoffisotopen in Flüssigkeitseinschlüssen und Hydroxylwasser gewinnen in Verbindung mit der Sauerstoffisotopenanalyse von Quarz, Silikaten, Oxiden oder Karbonaten für die Frage nach Beschaffenheit und Herkunft des Wassers mineralisierender Lösungen an Bedeutung. Die Bestimmung der Neodymisotopen erweist sich als wertvolle Erweiterung der Isotopengeochemie.

Die Charakterisierung von Lösungen, bzw. von Fluiden, die zur Konzentration der meist geochemisch weniger häufigen Elemente geführt haben, ist für die lagerstättengenetischen Arbeiten von maßgeblicher Bedeutung. Zur Erforschung diagenetischer und metamorpher Prozesse sind Isotopendaten unentbehrlich.

Unter Gleichgewichtsbedingungen ist die Fraktionierung eines Isotopes zwischen der Mineralphase und fluider Phase (H_2O, CO_2, HCO_3^{-1}, etc.) durch den Fraktionierungsfaktor (Fraktionierungskonstante) α bestimmt:

$$\alpha = \frac{R_{Mineral}}{R_{Lösung}}$$

$$\alpha' = \frac{R_{Mineral\ A}}{R_{Mineral\ B}}$$

$$R_{(Isotopenverhältnis)} = \frac{Isotop_{(schwer)}}{Isotop_{(leicht)}}$$

Im Gegensatz zum analogen Verteilungskoeffizienten chemischer Gleichgewichte ist der Fraktionierungsfaktor unabhängig vom Druck. Wenn die Bildungstemperatur anderweitig bestimmt werden kann, ist die Isotopenzusammensetzung in der fluiden Phase berechenbar. Kogenetische Mineralpaare eignen sich für geothermometrische Messungen (siehe Kap. 3.6. Geothermobarometrie).

Die gemessenen Isotopenverhältnisse werden auf einen Standard bezogen, wie in der Folge gezeigt wird. Für die erhaltenen logarithmischen R-Werte ist in erster Annäherung die Subtraktion zulässig.

In erster Annäherung ist die Subtraktion der logarithmischen Isotopenwerte (δ_N, δ_M) durch

$$1000\ \ln_\alpha \quad \delta_N - \delta_M = \Delta_{N-M}$$

gesetzt.

Die temporalen Änderungen der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers erlaubt chronostratigraphische Einstufungen mittels der Schwefelisotopen des Meerwassersulfates, der Strontiumisotopen und in beschränkteren Maße mit den Isotopen des Kohlenstoffs und Sauerstoffs.

Die Untersuchung der Tochterelemente instabiler Kernarten leitet zur Geochronologie über, deren Aufgabenstellung es ist, Altersdaten von Gesamtgesteinen und Mineralen, nicht zuletzt auch Mineralalter von Erz- und Gangartmineralen zu liefern (siehe geochronologische Daten).

Aus der umfangreichen Literatur sei auf J. HOEFS (1980, 1996), CLAUER, N. & SAMHU CHAUDURI (1992), HOLSER, W.T. et al. (1995) u.a. verwiesen.

3.1. Wasserstoff- und Sauerstoffisotope

(E. SCHROLL & W. PROCHASKA)

Die Isotopen des Wasserstoffs und Sauerstoffs machen es möglich, aus dem in Mineralen gebundenen Wasser wie Kristallwasser oder Hydroxylwasser auf die Herkunft der wässerigen Lösungen, bzw. Fluide zu schließen. Dies gilt im besonderen für die Wasserstoffisotopenzusammensetzung von Lösungseinschlüssen. Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung der Fluide kann nur auf indirektem Wege über sauerstoffhältige Mineralphasen, wie Quarz, erhalten werden.

Die massenspektrometrische Bestimmung der Isotopenzusammensetzung des Wasserstoffs (D/H) erfolgt mit Hilfe des SMOW-Standards (Standard Mean Ocean Water):

$$\delta D = \left(\frac{R_{Probe}}{R_{Standard}} - 1 \right) \times 1000\ [‰]$$

$$R = D/H$$

Derselbe Standard gilt auch für den Sauerstoff:

$$\delta^{18}O = \left(\frac{R_{Probe}}{R_{Standard}} - 1 \right) \times 1000\ [‰]$$

$$R = {}^{18}O/{}^{16}O$$

Die Kenntnis der beiden Isotopenwerte gestattet es, wenn auch nicht problemlos, Aussagen über die Herkunft des Wassers zu machen. Die Daten rezenter Wässer oder von Fluideinschlüssen und Hydroxylwässern lassen folgende Zuordnungen zu: Niederschlagswasser (vadoses Wasser), auch meteorisches Wasser, Ozeanwasser (Meerwasser), Porenwasser oder connates Wasser (fossil), metamorphes bzw. metamorphogenes Wasser, magmatisches (juveniles) Wasser und schließlich auch organogenes Wasser, das als Produkt der Zersetzung organischer Stoffe frei wird. Kritisch anzumerken ist allerdings, daß in vielen Fällen allein aus den Isotopendaten eine eindeutige Zuordnung nicht möglich ist.

Abb. 358 zeigt das $\delta D/\delta^{18}O$-Diagramm. Ein klarer Fixpunkt ist das Meerwasser. Die Niederschlagswässer entsprechen der Dansgaard-Geraden

$$\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10\ ‰.$$

Klimatische Bedingungen bestimmen die Varianz des meteorischen Wassers. Sie ist von der geographischen Breite, Jahreszeit und Höhenlage abhängig. Am Äquator ist das Niederschlagswasser isotopisch annähernd mit dem Meerwasser ident. In mittleren Breiten liegt das Jahresmittel des $\delta^{18}O$-Wertes etwa bei –10 ‰, am nördlichen Polarkreis etwa bei –20 ‰. Unter dem Einfluß von Ver-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vorkommen	Mineral (Rohstoff)	δD‰(SMOW)	$\delta^{18}O$‰(SMOW)	Lit
Klingfurt	Glimmer (Leukophyllit)	–8	+5	7
Rabenwald	Chlorit (Leukophyllit)	–10	+7	7
Rabenwald	Quarz (Talk)	–10 bis –15	+8	2
Waldenstein	Quarz (Eisenglimmer)	–15 bis –30	+6 bis +7	4
Steirischer Erzberg	Quarz (Siderit)	–24 bis –45	+13	11
Kleinkogel	Quarz (Baryt)	–20	+6,5	3
Hüttenberg	Quarz (Siderit)	max. –20	+13	3
Weißkirchen	Quarz (Leukophyllit)	–30	+3	2
Gollrad	Quarz (Siderit)	–32	+12	11
Hollersbachgraben	Glimmer (Leukophyllit)	–33	+7	7
Rottrasten	Quarz (Cinnabarit)	–37	+8	10
Gastein	Quarz (Gold)	–40	+6 bis +7	2
Tux–Lanersbach	Quarz (Scheelit,Magnesit)			5
präalpidisch		nicht meßbar	nicht meßbar	
kretazisch		–45	+8 bis +9,5	
postkretazisch		–80 bis –90	+3	
Schlaining	Quarz (Stibnit)	–40	+14	3
Gurskerkammer	Quarz (Nebengest.)	–43	+12	10
Stockenboi	Quarz (Cinnabarit)	–43	+5	10
Guginock (n=4)	Quarz (Stibnit)	–44 bis –63	+12	10
St.Jakob/Walde	Glimmer (Leukophyllit)	–44	+5	7
Steir. Erzberg	Quarz (Mobilisat)	–45	+12	11
Schendleck	Quarz (Siderit)	–48	+12	11
Strieden (n=2)	Quarz (Stibnit)	–49	+11	9
Schendleck	Quarz (Siderit)	–50	+8 bis +10	2
Lessnig	Quarz (Stibnit)	–51	+10	10
Gurskerkammer (n=2)	Quarz (Stibnit)	–52	+12 bis +13	10
Edengang (n=2)	Quarz (Stibnit)	–53	+12,5	10
Fraunbachgraben *	Glimmer (Leukophyllit)	–54	+8	7
Ausseregg *	Glimmer (Leukophyllit)	–54	+8	7
Alpine Klüfte				
westl Tauernfenster (n=22)	Quarz	–56±2	+6 bis +10	1
Rottrasten	Quarz	–57	+8	10
St.Jakob/Walde	Glimmer (Leukophyllit)	–59	+6	7
S–Pacher	Glimmer (Leukophyllit)	–66	+7	7
Lessnig	Quarz ± Stibnit	–66	+10	10
Tallackkogel/Gratwein	Quarz (Cinnabarit)	–68 bis –78	+17	10
Ratten	Glimmer (Leukophyllit)	–68	+7	7
Aspang	Glimmer (Leukophyllit)	–71	+13	7
Mariengrube	Quarz (Stibnit)	–71	+13	10
Edengang	Quarz (Stibnit)	–71	+13	10
Steir.Erzberg	Quarz (Cinnabarit)	–74	+12	10
Veitsch–Sattlerkogel	Quarz (Fahlerz)	–78 bis –110	+8 bis +9	10
		–80	+10 bis +12	2
Kothgraben	Quarz (Arsenopyrit)	–80 1)	+8	2
Draßnitz (n=2)	Quarz (Gal., Sphal.)	–80 bis –86	+4 bis +5	8
Niederpolster	Quarz (Cinnabarit)	–83	+11	10
Plattach	Quarz (Gal.,Sphal.)	–84	+5	8
Radlberg (n=2)	Quarz (Stibnit)	–85 bis –86	+12	10
Grakofl	Quarz (Feldspat)	–86 bis –90	+6	8
Lassing	Quarz (Talk)	–85 bis –90	+10 bis +12	2
Mitterberg (Mühlbach)	Quarz (Chalcopyrit)	–90	+10 bis +12	2
Veitsch (Sattlerkogel)	Quarz (Fahlerz)	–90	+6	10
Veitsch (Dürrkogel) (n=2)	Quarz (Fahlerz)	–103 bis –109	+10	7
zum Vergleich:				
Bad Gastein	Thermalwässer (n=8)	–96	–13	6
	kalte Quellwässer (n=10)	–79	–12	6
Bad Kleinkirchheim	Thermalwässer	–85	–12±0,5	9

1) möglicherweise auf sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse zurückzuführen!

Literatur: 1 FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G. (1979); 2 PROCHASKA, W. (1993); 3 BELOCKY, R. (1992); 4 PROCHASKA, W. et al. (1995); 5 RAITH, J.G. et al. (1995); 6 EGLE, S. (1991); 7 HUBER, H. (1994); 8 FEITZINGER, G. et al. (1995); 9 CLAR, E. et al. (1995); 10 MALI, H. (1996); 11 PROCHASKA, W. (unveröffentl. Daten).

Tabelle 21.
Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen (geordnet nach δD-Werten) von Fluiden einiger ostalpiner Erz- und Mineralvorkommen.

dunstungsprozessen wird die Isotopenzusammensetzung zu Gunsten des Deuteriums verändert.

Tiefenwässer, im kontinentalen Bereich der Herkunft nach meteorischen Wässern, werden durch Isotopenaustausch des Sauerstoffs in Reaktion mit dem Gestein geprägt. Die Zusammensetzung des chemischen Stoffinhaltes von Grundwässern unterliegt ebenso wie das Sediment diagenetischen Prozessen. Wenig bekannt noch ist die Rolle des Kristallwassers. Immerhin enthält Gips ca. 20 % H_2O. Bei der Dehydratisierung von 1 Million t Gips können theoretisch rund 200.000 m^3 Wasser freigesetzt werden.

Connate Wässer (Erdölformationswässer) leiten sich genetisch vom Meerwasser ab und zeigen $\delta^{18}O$-Werte zwischen –10 ‰ und +10 ‰. Der Abbau organischer Substanz beeinflußt die Isotopenzusammensetzung.

Die von der Erdoberfläche stammenden Wässer werden vornehmlich als Hydroxylwasser in Metagesteinen gebunden. Es kann eine weiträumige Homogenisierung der Isotopendaten zwischen koexistenten Mineralphasen erfolgen. Veränderungen der Temperatur bewirken Reäquilibrierungen. Die Fluide folgen Wegsamkeiten im Intergranulare, in Scherzonen, kanal- oder gangförmigen Systemen und führen wieder zu einer heterogenen Isotopenverteilung. Lokal herrschen niedrige Wasser/Gesteins-Verhältnisse vor, die erst im Verlauf tektonischer Prozesse in hohe übergehen. Im oberen Krustenniveau dringen Wässer meteorischer oder mariner Herkunft als Folge des hydrostatischen Druckes ein. In orogenen Zonen wird Wasser, das aus der Erdoberfläche stammt, bis in große Tiefen eingebracht. Progressive Metamorphose führt zur Dehydratisierung. Hinweise über die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

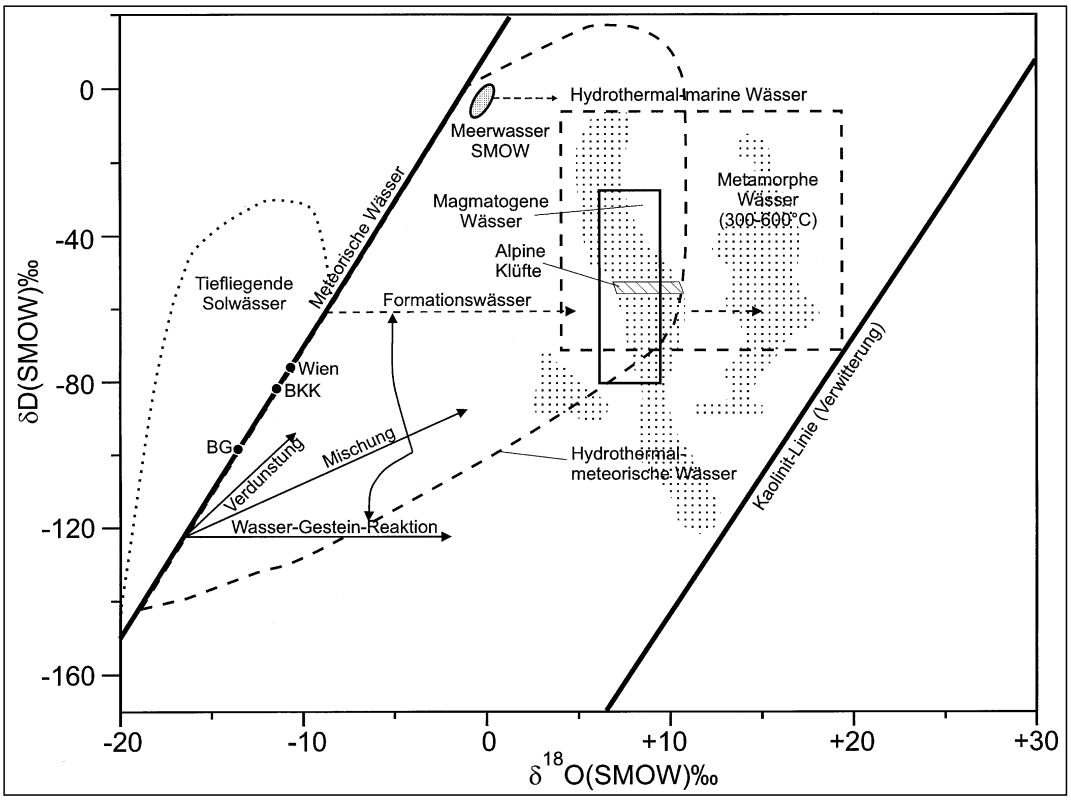


Abb. 358.
$\delta^{18}O$- vs. $\delta^{13}D$-Diagramm (modifiziert nach SHEPARD, S.M., 1977 und anderen Quellen) mit der Eintragung der δD- und $\delta^{18}O$-Werte von in den Ostalpen mineralisierenden Fluiden.
Auf der Linie der Niederschlagswässer BKK = Bad Kleinkirchheim und BG = Bad Gastein.

Herkunft des Wassers sind nur durch die Messung der δD-Werte zu erwarten, da beim Wasserstoff kein Isotopenaustausch stattfindet.

Magmatogenes (juveniles) Wasser kann aus dem Mantel stammen oder aus tieferen Krustenniveaus wie aus dem Bereich von Subduktionszonen. Sogar die formal trockenen (Eklogit-) minerale Granat, Klinopyroxen und Disthen enthalten Hydroxyl-Wasser im Zehntel-% Bereich. Demgemäß variant ist δD, während $\delta^{18}O$ nur eine geringe Bandbreite (+6 bis +9 ‰) aufweist.

In hydrogeologischen Systemen überwiegt die Mischung von Wässern verschiedener Herkunft. Die Mischungslinie von zwei Wässern ist jener beim Verdunstungsprozeß ähnlich.

Bisher bekannte Isotopendaten ostalpiner Lagerstätten sind in Tab. 21 zusammengefaßt. Diese ersten, allerdings statistisch oft noch unzureichend abgesicherten Werte, lassen eine große Streuung der δD-Werte von –10 bis –90 ‰ und in geringerem Umfange bei den Sauerstoffisotopen $\delta^{18}O$ +3 bis +14 ‰ erkennen. In die Abb. 358 sind die bekannten Daten in Form von Feldern eingetragen. Die meisten Daten fallen auf ein schmales Band, das sich vom Maximalwert δD –8 ‰ mit $\delta^{18}O$ +5 ‰ (Leukophyllitvorkommen Klingfurth) bis zum tiefsten D-Wert von –118 ‰ mit $\delta^{18}O$ +10 ‰ hinzieht.

δD-Werte bis –30 ‰ lassen auf die Herkunft aus Meer- oder Formationswässer schließen und solche eher ab –80 ‰ auf den Einfluß meteorischer Wässer. Zwischenwerte (–40 bis –60 ‰) entsprechen dem Bereich metamorpher Fluide oder Wässer, die eine starke Beeinflussung durch die Metamorphose erfahren haben. Ein besonderes Feld zeichnet sich mit $\delta^{18}O$-Werten über +10 ‰ ab, wobei die D-Werte zwischen –8 und –90 ‰ variieren. Es ist mit Fluidwerten aus Siderit-, Cinnabarit- und Stibnitvorkommen sowie aus dem Aspanger Leukophyllit besetzt. Der Einfluß von Niederschlagswässern kennzeichnet das dritte Feld mit Proben vom Kothgraben, Plattach, Draßnitz und Grakofel oder Leukophyllitvorkommen wie bei Ratten. Im Falle der polymetamorphen Lagerstätte von Tux-Lanersbach sind kretazische und postkretazische Fluide deutlich unterscheidbar.

Die bisherigen Untersuchungen sind ein vielversprechender Ansatz zur Klärung paläohydrogeologischer Prozesse und ein weiteres Kriterium zur genetischen Gliederung der ostalpinen Vererzung, vor allem in Hinsicht auf postvariszische Ereignisse.

3.2. Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

Die Kohlenstoff- und Sauertoffisotopenverteilung in Karbonaten verlangt nach einer gemeinsamen Darstellung. Zum besseren Verständnis werden aber die Eigenarten der beiden Elemente gesondert betrachtet.

Die Mehrzahl der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten wurden vom Geotechnischen Institut des Bundesforschungs- und Prüfzentrums Arsenal (BFPZ Arsenal) in Wien (Dr. W. PAPESCH) durchgeführt und sind dort registriert.

Kohlenstoff

Die Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffes $^{13}C/^{12}C$ in Karbonaten wird auf den PDB-Standard (Peedeeformation Belemnitella) bezogen: ^{13}C (PDB).

$$\delta^{13}C = \left(\frac{R_{Probe}}{R_{Standard}} - 1 \right) \times 1000\ [‰]$$

$$R = {}^{13}C/{}^{12}C$$

Kohlensäure magmatischer und atmosphärischer Herkunft ($\delta^{13}C$ –1 bis –10 ‰) sind isotopisch praktisch nicht unterscheidbar.

Bei der anorganischen Karbonatbildung ist die Fraktionierung der Kohlenstoffisotopen durch die Erscheinungsform des Elementes (Spezies) CO_2, HCO_3^{-1} und CO_3^{-2} maßgeblich. Bei niedrigen Temperaturen findet die stärkste Fraktionierung zwischen CO_2 und HCO_3^{-1} statt.

Bei marinen Sedimenten wird der $\delta^{13}C$-Wert primär von der im Meerwasser gelösten Kohlensäure bestimmt. Dieser ist von der Aktivität der Photosynthese abhängig, bei der Kohlenstoff zu organischen Verbindungen reduziert

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

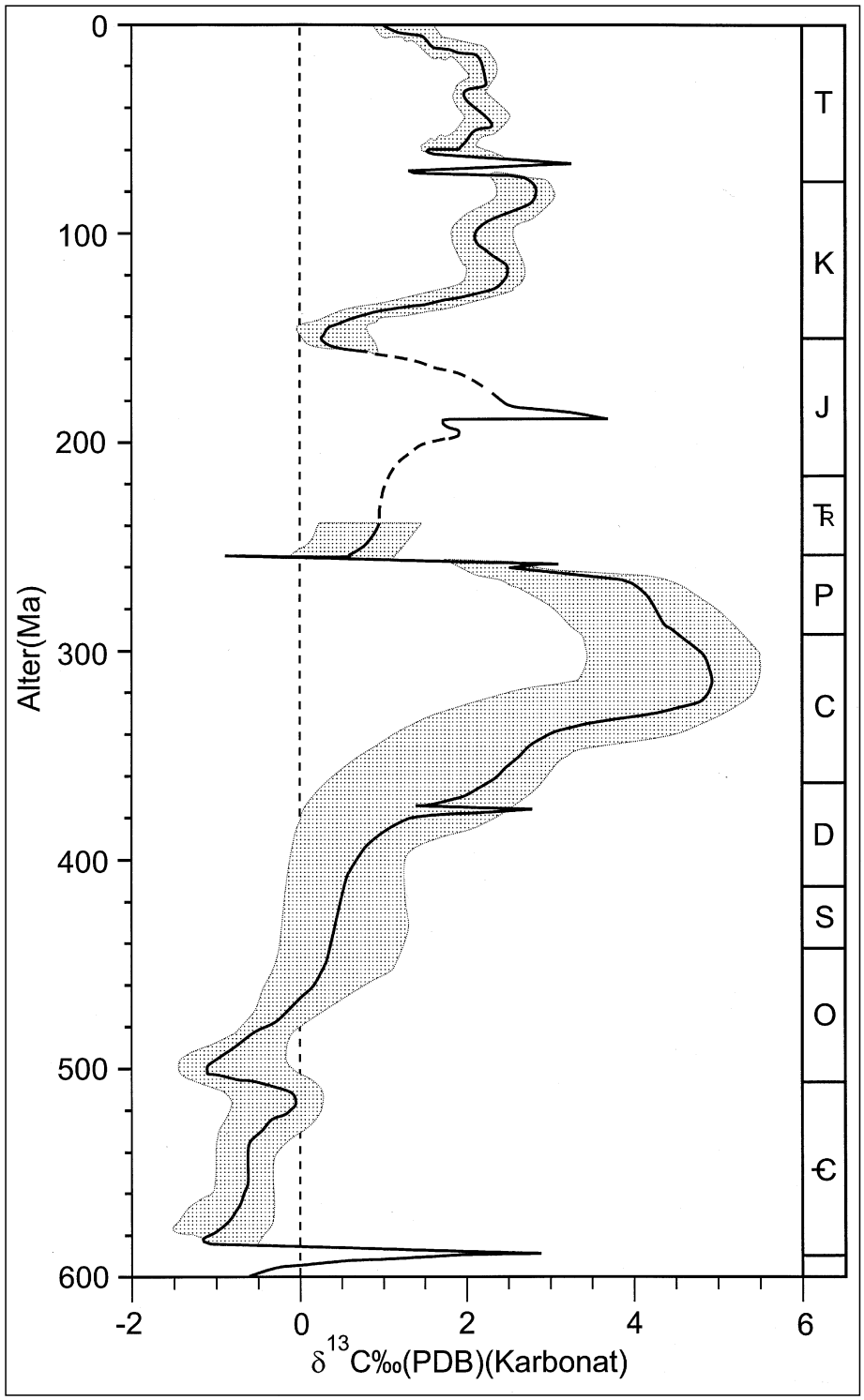


Abb. 359.
Zeitabhängigkeit der Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung mariner Karbonate. Nach HOLSER, W.T. et al. (1995).

wird. Das schwerere Kohlenstoffisotop wird im Bikarbonat angereichert. Die durchschnittliche Verweilzeit des karbonatgebundenen Kohlenstoffs im heutigen Ozean ist mit 55.000 Jahren im Vergleich zur Verweilzeit des im organisch gebundenen Kohlenstoffes relativ groß (HOLSER, W.T. et al., 1995). Die Zeitabhängigkeit der $\delta^{13}C$-Werte in marinen Karbonaten ist in Abb. 359 dargestellt. Im Karbon wird ein maximaler $\delta^{13}C$-Wert von +5 ‰ erreicht. Die Wende Perm/Trias ist durch einen steilen Abfall gekennzeichnet. Die triassischen Karbonate weisen Werte um +2 bis +3 ‰ auf.

Im aeroben Milieu kann durch den bakteriogenen Prozeß der Fermentation eine erhebliche Fraktionierung der Kohlenstoffisotope stattfinden. Im Methangas kann das leichte Isotop bis zu $\delta^{13}C$-Werten von –60 ‰ angereichert werden, während das schwere Isotop in den nichtflüchtigen Kohlenwasserstoffen zurückbleibt. Die Variation der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung sedimentärer Karbonatgesteine, im besonderen der Karbonatzemente, ist daher beachtlich groß (+30 bis –35 ‰).

Bei der Metamorphose wird ab etwa 400°C als Produkt von Reaktionen der Karbonate mit Silikaten gasförmige CO_2-Phase aktiv. Organische Substanz kann oxidiert werden. Als Folge der Dissoziation von H_2O kann auch der Wasserstoff mit Graphit unter Bildung von CH_4 reagieren. Metamorphogenes CH_4-Gas weist schwereren Kohlenstoff ($\delta^{13}C$ –20 bis –35 ‰) auf als das biogene Methan diagenetischer Prozesse. Der Restkohlenstoff ist isotopisch schwerer. Juveniles CO_2 fällt in die Spanne von $\delta^{13}C$ –4 bis –8 ‰. In Fluiden der Metamorphose ($\delta^{13}C$-Werte zwischen –1 bis –10 ‰), ist daher die Existenz einer juvenilen Komponente nicht nachzuweisen.

Die ersten Isotopen-Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen von Kluftquarzen wurde im westlichen Tauernfenster im Metamorphosebereich von 450 bis 600°C durchgeführt (HOEFS, J. & MORTEANI, G., 1979).

Sauerstoff

Die Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs in Karbonaten ist varianter. Sie wird entweder auf den bereits erwähnten PDB-Standard oder auf den SMOW bezogen.

Zur Umrechnung ^{18}O (PDB) = vc. ^{18}O (SMOW) werden folgende Gleichungen (COPLEN et al., 1983) verwendet:

$$\delta^{18}O\ (SMOW) = 1{,}03091 \cdot \delta^{18}O\ (PDB) + 30{,}91$$

$$\delta^{18}O\ (PDB) = 0{,}97002 \cdot \delta^{18}O\ (SMOW) - 29{,}98$$

Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Karbonates ist spezifisch für jede Karbonatmineralphase vom $\delta^{18}O$-Wert des Wassers und der Temperatur abhängig. Voraussetzung für die Ermittlung der Bildungstemperatur ist ein Gleichgewicht zwischen Lösung und Kristallisat sowie ein ausreichendes Lösungsvolumen ab einem Gesteins-Wasserverhältnis von wenigstens 1 : 1. Die Temperaturbestimmung kann über einen bekannten $\delta^{18}O$-Wert des Wassers oder mit Hilfe koexistenter Mineralpaare er-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

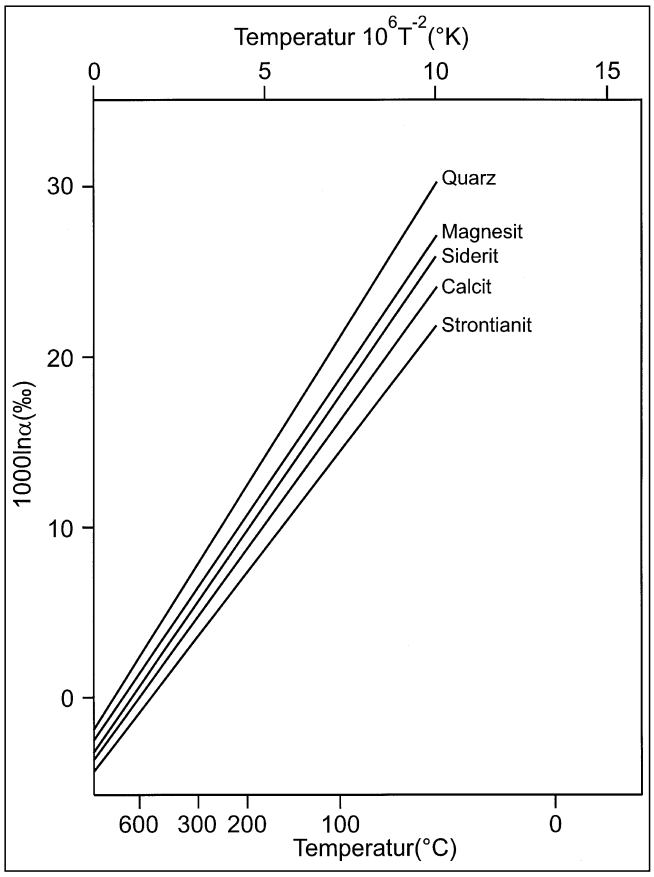


Abb. 360.
Experimentelle Fraktionierungskurven von Quarz, Siderit, Magnesit, Calcit und Strontianit mit H_2O.
Nach O'NEILL, J.R. (1969).

folgen. Andererseits kann aus der Bildungstemperatur der $\delta^{18}O$-Wert des Wassers erhalten werden, wenn diese mikrothermometrisch bestimmt oder anderwertig bekannt ist.

Die Isotopenfraktionierung nimmt mit steigender Bildungstemperatur ab. Bei Temperaturen höher als 500°C besteht praktisch kein Unterschied mehr zwischen den $\delta^{18}O$-Werten von Karbonat und Fluid, da sich die Gleichgewichtskurven der einzelnen Karbonatphasen einander annähern (Abb. 360).

Im marinen Bildungsmilieu ist die Position des $\delta^{18}O$-Wertes des Wassers fixiert. Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Meereswassers normaler Salinität hat $\delta^{18}O$-Werte um Null.

Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Wassers ist zeitlich variabel. In älteren geologischen Epochen war der Sauerstoff leichter als heute.

Die beiden Isotopenwerte der Karbonatisotopen werden zweckmäßiger Weise bivariant $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ dargestellt. Gesteinstypen, wie marine Flachsee- und Tiefseesedimente oder Süßwassersedimente, zeichnen sich im Diagramm $\delta^{13}C$ – $\delta^{18}O$ in definierbaren Feldern ab (Abb. 361).

Dieses Diagramm gibt einen Überblick über genetische Gruppierungen. Bei einer mit Temperaturzunahme verbundenen raschen Tiefenversenkung ist eine deutliche Zunahme an leichtem Sauerstoff zu beobachten, während der Kohlenstoff nur in geringem Maße leichter wird. Allerdings kann in mesozonalen Marmoren die ursprünglich sedimentär geprägte Isotopenzusammensetzung erhalten bleiben, wenn keine Aktivitäten diagenetischer und metamorphogener Lösungen hinzukommen.

Hydrothermal gebildete Karbonate fallen in den Bereich des leichten Kohlenstoffs. Mischung von Wässern verschiedener Herkunft läßt sich an kontinuierlichen Veränderungen der $\delta^{18}O$- und $\delta^{13}C$-Werte der ausgeschiedenen Karbonate ablesen (Abb. 361).

3.2.1. Calcit und Dolomit

Die Daten der $\delta^{13}C$- und $\delta^{18}O$-Werte sind in Tab. 22 aufgelistet. Das $\delta^{13}C/\delta^{18}O$-Diagramm (Abb. 362) zeigt entlang der Abzisse eine Abhängigkeit von der Bildungstemperatur: oben die marinen karbonatischen Sedimente, die bei Oberflächentemperaturen ausgeschieden sind und unten das Feld der hydrothermalen Karbonate mit Bildungstemperaturen über 300°C und der aus Karbonatmagmen gebildeten Karbonatite. Die $\delta^{18}O$–Skala ist nur in erster Annäherung mit einer Temperaturskala gleichzusetzen, da die Differenz $\delta^{18}O$-Mineral-/$\delta^{18}O$-Lösung durch die varianten $\delta^{18}O$-Werte der Lösung festgelegt ist und für die Karbonatite CO_2 am Gleichgewicht beteiligt ist. Wenn nur eine geringe Menge an Lösung zur Verfügung steht, kann die Differenz zwischen den $\delta^{18}O$-Werten von Karbonatgestein und Karbonatmineralisation geringer als 1 ‰ werden.

Im Diagramm in Abb. 362 ist das Feld der marinen Karbonatgesteine einschließlich des Bereiches der Dia-

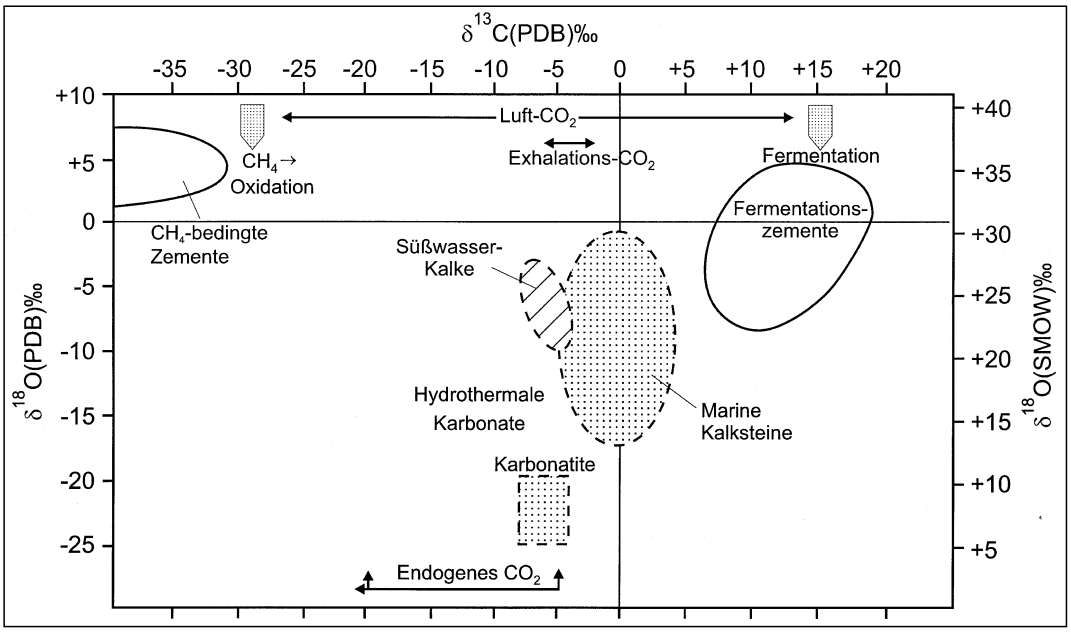


Abb. 361.
Generelles Diagramm $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$. Gegenüberstellung der Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung des exogenen CO_2 und der biogenen Fraktionierung der Kohlenstoffisotope durch Fermentationsprozesse.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

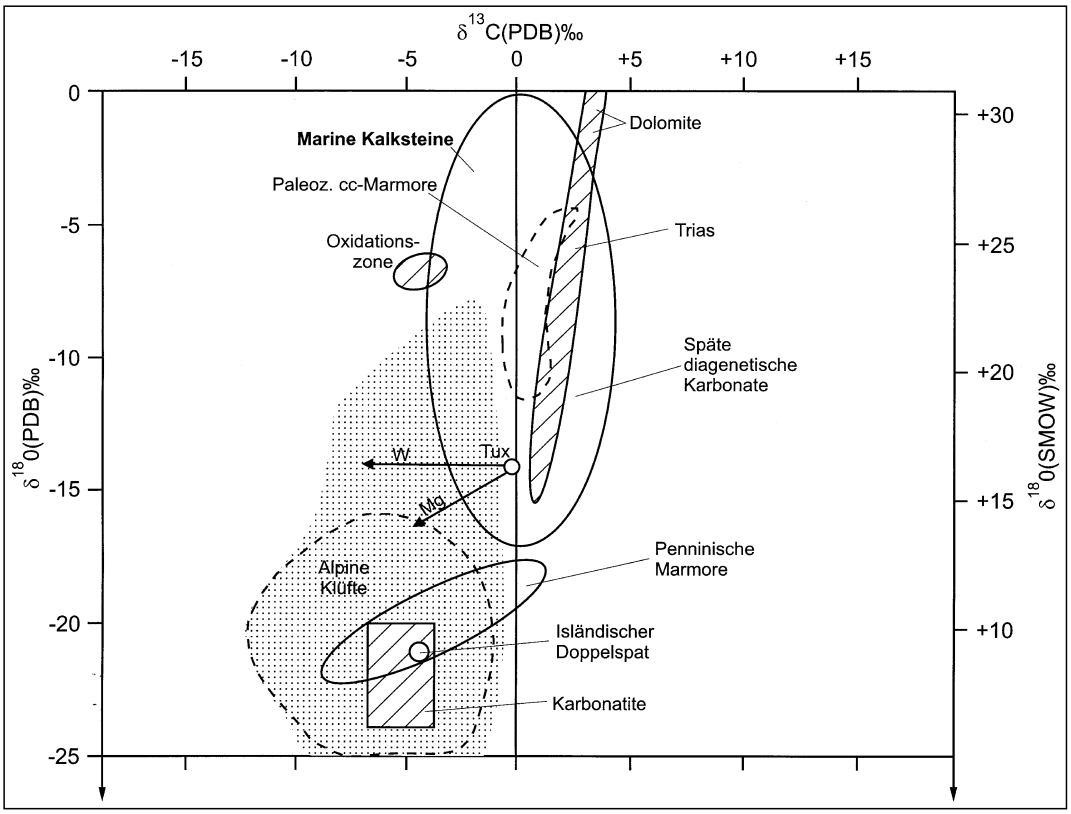


Abb. 362.
$\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$-Diagramm vorzugsweise von Calciten und Kalksteinen aus den Ostalpen.
Die Karbonate der scheelitführenden Magnesit-Lagerstätte Tux-Lanersbach unterscheiden sich isotopenmäßig nach den Paragenesen mit Scheelit (W) und mit Magnesit (Mg).

genese und der Süßwasserkarbonate eingezeichnet (nach HUDSON, J.D., 1977).

Die Karbonatsedimente der Trias und des Paläozoikums liegen allesamt in dem durch die temporale Zusammensetzung des Meerwassers vorgegebenen Bereich, soweit nicht durch Fluide der Diagenese oder der Metamorphose wesentliche Veränderungen eingetreten sind. Die zahlreichen Daten anisischer und karnischer Karbonatgesteine und diagenetischer Karbonate folgen dem Trend einer geringen Veränderung der Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs, soweit nicht eine Beeinflussung durch meteorische oder hydrothermale Wässer eingetreten ist.

Im speziellen Fall der triassischen Pb-Zn-Vererzungen ist die Isotopenzusammensetzung der Karbonate ausschließlich durch Wässer der Diagenese bestimmt. Zumischung anderer Wässer ist, im Gegensatz zu den klassischen Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs nicht feststellbar (SCHROLL, E., 1996). Niederschlagswässer werden erst nach erfolgter Heraushebung mit der Ausbildung einer Oxidationszone wirksam. Nur das $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$-Diagramm der Lagerstätte Mezica läßt die Interpretation zu, daß die ältere Wulfenitmineralisation und der koparagenetische Calcit bei erhöhter Temperatur unter Einfluß meteorischen Wassers gebildet worden ist (DOLENEC, T. et al., 1983).

Die Isotopenentwicklung in Bleiberg zeigt Abb. 363. Unvererzte Nebengesteine, vererzte Gesteine, einschließlich des für die Vererzung typischen Calcites mit skalenoederischer Tracht, sind von der erzfreien Calcitmineralisation mit säuliger Trachtentwicklung (Kanonenspat) unterscheidbar. Die Grenze liegt bei etwa $\delta^{18}O$ –10 ‰ (PDB) in Bleiberg. Allerdings gibt es auch Kanonenspäte mit niedrigeren $\delta^{18}O$-(PDB-)Werten, sodaß in diesen Fällen die Kristallisation aus wässerigen Lösungen bei hohem Angebot von Karbonat aus dem Wettersteinkalk erfolgt sein muß, beispielsweise in Hohlräumen, deren Oberfläche mit Kristallrasen überzogen ist. Zwischen der Bildungszeit der Erz- und Posterzcalcite muß ein zeitlicher Hiatus bestanden haben. Dasselbe gilt auch für den Übergang der erzfreien Calcitmineralisation zu den durch Verwitterungslösungen ausgeschiedenen Calciten der Oxidationszone.

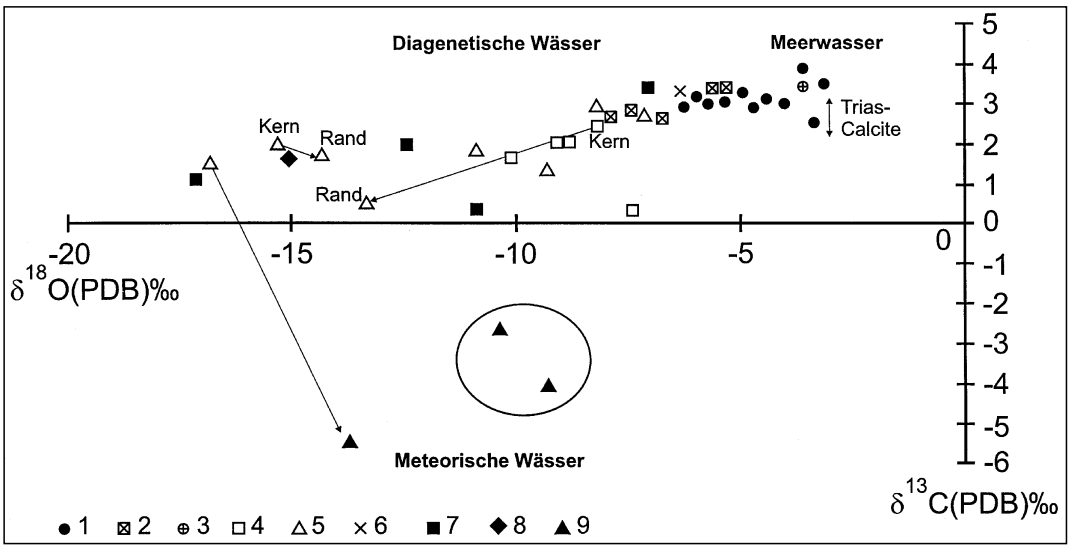


Abb. 363.
Isotopenverteilung in Calciten und Dolomiten (Gesteine und Gangart) in der Blei-Zinklagerstätte Bleiberg.
1 = Wettersteinkalk (unvererzt und vererzt); 2 = Carditadolomit; 3 = Stromatolith (Dolomit); 4 = Skalenoederspat; 5 = Kanonenspat (Posterz-Calcit); 6 = fibriger Calcit; 7 = derber Calcit; 8 = Strontianit; 9 = rhomboedrischer Calcit (Oxidationszone).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 22.
Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Karbonatgesteinen und -mineralen.

Abkürzungen: rc=Kalkstein, rd=Dolomitgestein, cc=Calcit, ccm= Kalkmarmor, d=Dolomit, dm=Dolomitmarmor, Sr=Strontianit, WK=Wettersteinkalk, WD=Wettersteindolomit, CD=Carditadolomit

Vorkommen	*Mineral*	*n*	$\delta^{13}C$(PDB)‰	ϕ	$\delta^{18}O$(PDB)‰	ϕ	*Lit*
Ostalpen							
Penninikum							
Bereich Zillertaler Alpen, Zentralgneis:							
Zentralgneis	ccm	(25)	−8,8 bis −3,3	−6,1	−23,1 bis −20,3	−22,2	1
Ochsner (Serpentinit)	d	(7)	−5,1 bis −3,3	−3,9	−23,1 bis −19,6	−22,5	1
Schieferhülle:	rcc (Kalksilikat-marmor)	(6)	−2,6 bis −0,6		−21,5 bis −11,5		1
Totenkopf (Serpentinit)	d	(6)	−7,3 bis −5,2	−6,6	−22,9 bis −22,4	−22,6	1
Bereich Felbertal:							
Felbertal, Bergbau	ccm	(3)	−10,1 bis −6,7		−22,5 bis −21,6		
	cc (Kluft)	(2)	−9,2 bis −8,9		−25,5 bis −24,6		
	cc (Quarz-klüfte)	(6)	−5,7 bis −4,8	−5,4	−19,4 bis −18,0	−18,9	
Hachelkopf *	ccm	(2)	+1,0 bis +1,1		−5,4 bis −5,2		18
Obersulzbachtal	ccm (Metasedimente der Habachformation)	(2)	−2,5 bis −0,2		−20,6 bis −19,5		
Bereich Siglitz (Tauerngoldgänge)							
Angertalmarmor	ccm (ohne Silikate)	(3)	+1,8 bis +2,4		−11,2 bis −5,5		11
	ccm (mit Silikaten)	(7)	−6,3 bis +2,1		−19,8 bis −6,0		
Prasinitserie	ccm		−1,9		−14,9		
	rd		−0,5		−5,3		
Hinteres Hapt	ccm (Ophi-calcit)	(2)	+1,1		−11,7		
Maria-Theresien-stollen	cc Kluft	(4)	−8,2		−21,4		
Schleierfall, Romaten	cc Kluft		+0,3		−10,8		
cc-Kluftmineralisationen verschiedener Trachten aus dem Bereich des Tauernfensters und der Habachserie							
	cc (Blätter-späte)	(8)	−8,7 bis −2,7	−4,1	−25,1 bis −16,3	−20,5	19
	cc (Rhombo-eder)	(5)	−9,9 bis −5,1	−5,2	−21,9 bis −20,1	−20,5	
	cc (Skaleno-eder)	(3)	−3,7 bis −2,0	−3,1	−20,1 bis −18,7	−19,2	
Gesamtdaten cc Kluftmineralisationen:							
		(20)	−9,9 bis −5,1		−25,1 bis −16,3		19
Bad Gastein, Josefquelle	cc	(2)		−4,4		−19,4	9
Rechnitzer Fenstergruppe							
Goberling	ccm (mit Erzimpr.)	(3)	−3,7 bis −2,6		−18,9 bis −10,9		6
Schlaining	cc (Gang-vererzung)	(2)	−5,3 bis −5,0		−13,2 bis −13,0		6
Schlaining	cc (Wurzel-zone)		−6,1		−13,1		13

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 22 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*δ13C(PDB)‰*	*ϕ*	*δ18O(PDB)‰*	*ϕ*	*Lit*
Ostalpines Kristallin							
Marmore							
Gummern	ccm		+1,2		−6,2		4
Gstoder, Seetal*	d(cc)m	(2)	−2,0 bis 0,0		−12,9 bis −11,5		4
Oberzeiring	ccm		+2,7		−4,1		4
Pörtschach *	ccm		+0,1		−8,5		4
Prössinggraben, Koralpe *	ccm		+1,4		−11,0		4
Koralpe *	ccm		+3,5		−5,4		4
Krakaberg, Koralpe *	dm		+0,6		−10,0		4
Ramingstein	ccm		+1,8		−7,5		4
Schloßgraben, Treffen *	ccm (weiß)		+0,7		−6,5		4
	ccm (grau)		−0,5		−6,0		4
Weinebene	ccm		+2,2		−5,7		4
Karbonatgesteine aus Sideritvorkommen							
Hüttenberg	ccm (Gipsmarmor)		−0,5		−11,1		20
	ccm (Marmor, vererzt)	(3)	−6,7		−12,6 bis −12,4		20
Löllinger Revier (Julius Hangendlager)	ccm (unvererzt)		−5,6		−11,3		20
Karbonatgesteine mit Scheelit:							
Gstoder, Seetal *	ccm	(2)	−2,0 bis 0,0		−12,9 bis −11,5		4
Hirschegg	ccm	(2)	−3,4 bis 0,0		−16,2 bis −14,8		4
Klammalm, Navis	dm	(3)	−4,1 bis −3,1		−13,8 bis −13,0		19
Kleinarltal, GH Alpenrose	d	(2)	−4,0 bis −3,5		−14,8 bis −13,5		4
Mallnock	d	(4)	−4,3 bis −0,9	−2,6	−14,6 bis −13,7	−13,5	4
Mühlbach	d		+1,2		−3,3		4
Neunkirchen	dm		−4,0		−14,8		4
Schloßgraben, Koralpe *	ccm	(2)	+0,4 bis +3,5		−13,0 bis −5,4		4
Ramingstein	ccm		+1,8		−7,5		4
Tux–Lanersbach	rc (unvererzt)		−0,8		−15,4		14
	cc (Mobilisat)		−4,5		−14,8		14
	rd (unvererzt)	(3)	−1,2 bis −0,5	−0,9	−17,2 bis −13,6	−15,0	14
	rd	(5)	−8,3 bis −1,2	−4,4	−17,4 bis −13,8	−15,5	14
	rd (Mob.)	(4)	−7,7 bis −3,5	−5,1	−18,6 bis −13,6	−16,1	14
	d (Gang)	(2)	−4,6 bis −3,6		−16,3 bis −15,9		14
	rd (Marmor + Scheelit)	(6)	−6,5 bis −4,6	−5,8	−15,2 bis −13,6	−14,0	14
	rd (Marmor + Magnesit)	(3)	−4,3 bis −3,7	−3,9	−18,1 bis −16,5	−17,5	14
Ostalpines Paläozoikum							
Grauwackenzone							
Brixlegg	rd	(48)	−1,2 bis +3,1		−9,8 bis −2,4		10
	cc		−3,5		−4,5		
	Sr		−4,1		−13,3		
Entachen	Sr		−5,6		−10,2		8
Oberdorf, Laming	Sr	(2)	−4,1 bis −1,9		−13,9 bis −12,5		8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 22 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*δ13C(PDB)‰*	*ϕ*	*δ18O(PDB)‰*	*ϕ*	*Lit*
Ostalpines Paläozoikum							
Grauwackenzone							
Steirischer Erzberg	rcc (Sauberger Kalk)	(2)	−0,7 bis +1,4		−14,0 bis −10,6		12,19
	rcc (feinkörnig)	(10)	−2,0 bis +2,1	−0,5	−15,3 bis −9,0	−12,3	16
	rcc, rd (rekrist.)	(2)	−4,2 bis −3,8		−14,7 bis −13,3		16
	Basisbreccie:						
	d	(2)	−3,7 bis −2,4		−14,5 bis −13,6		16
	cc	(2)	−2,4 bis −2,2		−11,7 bis −10,0		16
	cc (Gang)		−2,7		−9,9		16
	Aragonit (Eisenblüte)		+0,3		−7,6		19
Veitsch	d	(2)	−3,3 bis −2,3		−16,7		7
	d (Roßzahn)		−3,3		−15,8		16,19
	d		−7,2		−12,6		16,19
Gurktaler Decke							
Turrach, Kothalm	cc		−1,8		−13,0		4
Ostalpines Mesozoikum							
Nördliche Kalkalpen							
Anis:							
Annaberg, Hocheck	rd		+2,1		−5,8		5
Annaberg, Spindelhof *	rd		−0,6		−8,5		5
Arikogel	rd		+2,5		−2,5		5
	d		+2,6		−4,8		5
	cc		−3,6		−12,6		5
Arzriedel	rd		+1,9		−5,4		5
	d		+1,7		−7,5		5
Dambachtal	rc		+1,5		−9,4		5
	cc		+0,5		−8,1		5
Gams	rc	(2)	+1,7 bis +4,3		−10,5 bis −2,5		5
	cc		+1,5		−10,9		5
Halltal	rd	(2)	+0,5 bis +1,5		−8,6 bis −7,6		5
	cc		+1,7		−10,2		5
Laussa-Platzl	rc	(6)	+0,8 bis +1,5	+1,2	−8,1 bis −6,6	−7,5	5
	cc	(9)	+0,2 bis +1,1	+0,6	−8,1 bis −6,6	−7,8	5
	d	(2)	−1,5 bis +1,9		−7,3 bis −6,3		5
	rd	(2)	+1,5 bis +2,5		−5,8 bis −4,6		5
Schwarzenberg	rc		+3,2		−2,2		5
	cc		+3,3		−2,2		5
	rd		+2,7		−8,8		5
Trübenbachtal	rc		+2,0		−6,5		5
Karn:							
Lafatsch	rcc (WK)	(2)	+2,8 bis +2,9		−9,0 bis −6,0		19
	cc (derb)	(5)	+2,0 bis +2,9	+2,6	−12,3 bis −9,5	−10,2	
	cc (Skalenoeder)		+2,7		−9,0		
Drauzug							
Anis:							
Graschenitzen	rc		−1,9		−6,4		5
	cc		−1,2		−16,0		5
Kellerberg	rd	(2)	+1,6 bis +2,6		−11,0		5
	d		+1,7		−9,8 bis −8,3		5
	cc		+1,6		−11,0		5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 22 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	$\delta^{13}C$(PDB)‰	ϕ	$\delta^{18}O$(PDB)‰	ϕ	*Lit*
Drauzug							
Anis:							
Pöllan	rd	(6)	+0,1 bis+1,7	+0,7	−12,2 bis −11,2	−11,7	5
			−0,7 bis −0,1		−10,4 bis −5,7	−9,3	5
Stein/Dellach	(3)rc		+1,7		−6,7		5
	cc		+1,6		−11,5		5
zum Vergleich:							
Topla (SLO)	rd	(8)	+2,1 bis +2,5		−6,3 bis −4,8		3
	rc	(4)	+2,7 bis +2,8		−8,1 bis −5,4		3
	d (gangf.)	(4)	+2,2 bis +2,8		−9,4 bis −6,5		3
	cc (gangf.)		+1,1		−14,7		3
	rd (vererzt)		−2,7		−7,0		14
Karn:							
Bleiberg	rc(WK)		+2,9		−6,2		2
	rc(WK)	(7)	+2,7 bis +3,2	+2,9	−8,1 bis −6,3	−7,3	17
	rd (WD)	(2)	+3,9		−3,6		19
	rd(WD)	(4)	+3,0 bis +3,4	+3,3	−6,8 bis −3,3	−5,8	17
	rd(CD)	(3)	+2,4 bis +3,8	+3,2	−5,8 bis −5,0	−5,4	17
	rd (Stromatolith)		+3,4		−4,7		19
	cc (Skalenoeder	(4)	+3,4 bis +2,0	+1,6	−10,4 bis −7,4	−8,8	2,19
	cc (Kanonenspat)	(4)	+1,3 bis +2,7	+1,9	−10,8 bis −8,9		2,19
	cc (derb)	(6)	+0,3 bis +3,4	+1,5	−17,5 bis −6,3	−11,8	19
	cc (konk.)	(2)	+3,3 bis +3,4		−7,0 bis −6,3		16
	cc (gangf.)	(2)	+1,1 bis +1,5		−17,5 bis −16,8		16
	cc (netzf.)		+0,3		−10,9		19
	cc (Breccienzement)		+1,9		−12,8		19
	Aufwachsungen:						
	rc (WK)		+2,4		−9,1		2
	cc (Skalenoeder)		+1,6		−10,9		2
	cc (Kanonenspat)		+1,8		−10,8		2
	cc (Skalenoeder)						
	Kern:	(2)	+2,0 bis +3,7		−9,1 bis −8,2		19
	Hülle:		+0,5		−13,8		
	cc (Kanonenspat)						
	Kern:		+2,0		−15,4		19
	Hülle		+1,7		−14,3		
	cc (Rhomboeder)						
		(2)	−4,1 bis −2,7		−10,4 bis −9,3		2,19
	Sr		+1,6		−15,0		19
Dobratsch (Südseite)	cc		+2,5		−3,5		19
	cc (derb)		−1,3		−8,7		
	cc (xx)	(3)	−5,0 bis −0,7		−13,1 bis −9,3		
Jauken	cc (Skalenoeder)		+0,9		−14,0		19
Windisch-Bleiberg	cc		+1,6		−15,2		19
zum Vergleich: Mesica	cc (früh- u.						
	spätdiagen.		+2,2 bis +3,4		−9,8 bis −3,6		3
	cc (spätdia-						
	genetisch		+2,0 bis +2,9		−11,3 bis −7,8		
	cc (Erzgänge)		−5,3 bis +3,0		−19,3 bis −7,2		3
	cc (Calcit I						
	mit Wulfenit)		−4,3 bis +2,2		−21,3 bis −15,4		3
	cc (Calcit II						
	mit Wulfenit)		−4,6 bis −2,4		−10,2 bis −8,8		3

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 22 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*δ13C(PDB)‰*	*ϕ*	*δ18O(PDB)‰*	*ϕ*	*Lit*
Nördliche Kalkalpen und Drauzug:							
	Karbonatzemente d (klare Sattel–dolomite)	(2)	+3,4 bis +3,8		–5,8 bis –6,6		15
	cc (zonierte Blockcalcite)	(5)	+2,0 bis +3,2	+2,7	–7,7 bis –5,8	–6,8	15
	d (wolkige Sattel–dolomite)	(6)	+1,3 bis +3,3	+2,7	–11,2 bis –7,2	–8,4	15
	cc (postkorrosive Blockcalcite		+2,4		–5,9		15
	cc (uniforme Blockcalcite)	(2)	+1,8 bis +2,3		–14,7 bis –11,3		15
Zentralalpines Mesozoikum:							
Deutsch–Altenburg (Steinbruch)	Mineralisation im Triaskalk:						
	cc (weiß)		–6,2		–9,0		19
	cc (braun)		–7,7		–10,2		19
	cc (rötlich)		–7,7		–10,1		19
	cc (rötlich)		–4,5		–15,6		
Obernberg	cc	(2)	+0,7 bis +1,1		–14,8 bis –13,5		19
Trixen *	cc (Trias–marmor)		+2,9		–4,4		4
Tertiär							
Bad Fischau *	cc (Mineralisation im Kalksandstein des Sarmat:		–3,8		–13,4		19

Literatur: 1 SCHOELL, M. et al. (1975); 2 SCHROLL, E. & EICHER, U. (1978); 3 DOLENEC; T. et al. (1983); 4 RAITH, J.G. et al. (1988); 5 GÖTZINGER, M.A. & PAPESCH, W. (1990); 6 NAWARATNE, M. (1989) 7 KRALIK, M. et al. (1989); 8 SCHROLL, E. et al. (1989); 9 EGLE, S. (1989); 10 FRIMMEL, H. & PAPESCH, W. (1990); 11 REDEN, G. (1991); 12 SPINDLER, P. (1991/1992); 13 BELOCKY, R. (1992); 14 RAITH, J.G. et al. (1995); 15 ZEEH, S., et al. (1995); 16 LAUBE, N. et al. (1995); 17 SCHROLL, E. et al. (1996); 18 HÖLL, R. (unveröffentl. Daten); 19 SCHROLL, E. unveröffentl. Daten)

Die Isotopenverteilung der Gesteinszemente (ZEEH, S. et al., 1995) deckt sich im übrigen mit der der beiden Typen der Gangartcalcite. Allerdings sollte man bei Gesteinszementen erwarten, daß wegen varianter Gesteins/Wasser-Verhältnisse eine größere Spanne an $\delta^{18}O$-Werten registriert werden sollte, wie dies auch von Karbonaten des Anis berichtet wird (GÖTZINGER, M.A. & PAPESCH, W., 1989).

Ausscheidungen niedrig temperierter Tiefenwässer, wie Calcite von Deutsch-Altenburg, oder epithermaler Paragenesen wie Schlaining fallen in ein signifikantes Feld.

Calcite aus alpinen Klüften, für die Bildungstemperaturen über 300°C anzunehmen sind, erweitern den Bereich der hydrothermalen Mineralisationen. Diese Isotopenwerte überlappen sich mit denen mesozonaler Marmore aus dem Tauernfenster, deren $\delta^{18}O$-Werte sich dem Metamorphosegrad angepaßt haben (HOEFS, J. & MORTEANI, G., 1979; REDEN, G., 1991).

Geothermal erwärmte Niederschlagswässer können mit ihren niedrigen $\delta^{18}O$-(SMOW-)Werten zur Bildung von Calcitkristallisationen Anlaß geben, die mit den Sauerstoffisotopenwerten von Calciten aus alpinen Klüften koinzidieren (siehe 4.5.1.).

3.2.2. Magnesit

Die zugehörigen Daten sind der Tab. 23 zu entnehmen. Aus dem $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$-Diagramm der Magnesite ergibt sich ebenso eine Temperaturbeziehung der $\delta^{18}O$-Werte (Abb. 364).

Die an Ultrabasite gebundenen krypto- und makrokristallinen Magnesite („Gelmagnesite“ bzw. „Spatmagnesite“) setzen sich kaum von den mit ostalpinen Spatmagnesiten besetzten Feldern ab.

Die Genese des Gelmagnesites von Kraubath konnte mit Hilfe der Isotopenanalyse abgeklärt werden (KRALIK, M. et al., 1989). Seine Bildung erfolgte in Klüften des Ultrabasitmassives durch oberflächennahe, deszendente Verwitterungslösungen, deren Temperatur 40°C nicht wesentlich überschritten haben kann (siehe auch Abb. 364).

Von den spätigen, mit Ophiolithen vergesellschafteten Magnesiten ist das Vorkommen von der Erzwies (Hinteres Hapt) bei Temperaturen der Grünschieferfazies gebildet worden (REDEN, G., 1991), während das vom Ochsner (Greiner, Zillertal) im Bereich einer mesozonalen Metamorphose Sauerstoffisotopenwerte aufzuweisen hat, die denen der Karbonatite entsprechen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 23.
Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope in Magnesiten.

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*$\delta^{13}C$(PDB)‰*	*ø*	*$\delta^{18}O$(PDB)‰*	*ø*	*Lit*
			Kryptokristalline Magnesite:				
Kraubath	Ultrabasit	(4)	-14,1 bis -12,5	-13,3	-7,2 bis -5,6	-6,6	3,6
			-14,1		-4,8		5
			Spatmagnesite:				
Ostalpen							
Penninikum							
Magnesite in Ophiolithen:							
Hinteres Hapt, Erzwies		(2)	-0,4 bis +1,0		-13,8 bis -11,4		3,12
Ochsner, Mayrhofen (Zillertal)		(8)	-4,1 bis -3,7	-3,8	-22,4 bis -21,5	-22,0	1
Ostalpines Kristallin							
Amberger Alm, Ötztaler Alpen			-3,8		-18,5		14
Rabenwald		(4)	-3,6 bis +2,4	-1,5	-19,7 bis -17,1	-18,3	5,10
Radenthein			-1,0		-19,9		14
		(5)	-4,8 bis -1,2	-2,6	-19,6 bis -11,7	-16,5	8
		(4)	-3,1 bis +1,3		-17,4 bis -9,2		14
		(10)	-4,8 bis +1,3		-20,2 bis -9,2		8,14
Rupertiberg *			-4,2		-18,5		15
Ostalpines Paläozoikum							
Innsbrucker Quarzphyllit							
Tux, Hosergraben			-4,2		-18,0		11
Tux, Lanersbach		(3)	-4,5 bis -2,6	-3,8	-18,1 bis -14,3	-15,6	2,11
		(14)	-4,5 bis -2,5	-3,3	-18,9 bis -13,9		11
Westliche Grauwackenzone (Bereich Kitzbühel-Saalachtal)							
Entachen			-3,4		-11,6		3
Fieberbrunn			-7,5		-11,6		3
Hochfilzen		(3)	-0,2 bis +1,4		-13,1 bis -9,8		1,6
Jetzbachgraben			-0,2		-13,6		3
Östliche Grauwackenzone							
Eichberg			-1,0		-14,9		3
Lassing		(2)	-1,5		-13,9 bis -12,6		6,14
Oberdorf/Laming		(2)	-0,6 bis +0,5		-15,4 bis -12,7		2,14
Sunk/Trieben			+0,0		-15,4 bis -13,3		2
Veitsch		(3)	-2,8 bis +1,3	-2,8	-16,7 bis -17,2	-16,0	2
Grazer Paläozoikum							
Breitenau		(4)	+0,2 bis +1,6	+0,9	-13,2 bis -12,2	-12,5	2,3
Gurktaler Decke							
Mallnock		(5)	-0,5 bis +3,5		-17,0 bis -7,2		11
Ostalpines Mesozoikum							
Nördliche Kalkalpen							
			Magnesite im Salinar:				
Kalkalpenbasis							
Burgsteinpalfen		(2)	-3,2 bis -0,9		-10,5 bis -4,2		3
Digrub		(5)	+2,1 bis +3,1	+2,9	-10,6 bis -6,4	-8,7	3,4
Elmau			-1,2		-9,3		7
	Mobilisat		-10,6		-18,1		7
Hall/Tirol		(2)	+2,5 bis +2,9		-6,2 bis -4,1		3
		(3)	+0,6 bis +2,2		-8,2 bis -6,3		13
Hütten/Leogang	Concretion		-12,2		-7,9		3

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 23 (Fortsetzung).

Vorkommen	Mineral	n	$\delta^{13}C$(PDB)‰	ø	$\delta^{18}O$(PDB)‰	ø	Lit
Kalkalpenbasis							
Kaswassergraben		(2)	+1,7		-6,2		3
		(3)	+1,7 bis +2,0		-9,3 bis -7,8		4
	Kern		+2,1		-7,6		4
	Rand		+1,7		-8,7		4
Kundler Klamm *	körnig		-4,4		-5,0		13
Mühlbachgraben *	Concretion	(2)	-6,3		-5,2 bis -4,9		13
	lagig	(3)	-6,5 bis -6,2		-6,5 bis -4,8		13
	Zement	(3)	-9,6 bis -8,8		-9,5 bis -8,9		13
Pfennigbach/Puchberg	Concretion		+0,3		-13,6		7
Reißkofelbad, Reisach		(2)	-6,4 bis -6,1		-11,7 bis -11,1		7
Sandtal *	Concretion	(4)	-5,6 bis -4,3		-5,1 bis -3,4		13
	feinkörnig		-4,5		-4,4		13
Steinrinnengraben *	spätig	(3)	-4,7 bis -4,2		-5,9 bis -5,4		13
	körnig	(2)	-4,9 bis -3,2		-8,3 bis -6,2		13
Weißenbach	Concretion		-3,8		-3,6		3
Wochenauergraben	Concretion		-1,2		-10,5		7
Drauzug							
Birnbaum/Lesachtal *			-2,8		-11,8		7
Laas (Kötschach)			-10,3		-19,6		7
Lammergraben (Laas)			+2,7		-15,6		7
Reichl *	(Gang)		-6,6		-16,8		7
Reichl *	(Sediment)	(2)	-6,1 bis -1,4		-16,6 bis -11,7		7

Literatur: 1 SCHÖLLER, . et al. (1986); 2 GUILLOU, J.J. & LETOLLE, R. (1986); 3 SCHROLL, E. et al. (1986); 4 GÖTZINGER, M.A. et al. (1987); 5 ZACHMANN,. et al. (1989); 6 KRALIK, M. et al. (1989); 7 NIEDERMAYR, G. et al. (1989); 8 TUFAR, W. et al. (1989); 9 SCHROLL, E. et al. (1989); 10 PROCHASKA, W. (1988); 11 RAITH, J.G. et al. (1988); 12 REDEN, G. (1991); 13 SPÖTL, C. et al. (1994); 14 unveröffentl. Daten

Das Feld der sedimentären Magnesite aus dem Perm der Nordalpen reicht von konkretionären, diagenetischen Bildungen bis zu anchimetamorphen Kristallisaten. Die Umbildung vom feinkörnigen syndiagenetischen Magnesit zu grobspätigen Aggregationen oder diskordanten Mineralisationen geht mit einer deutlichen Veränderung der Isotopenzusammensetzung einher.

Eine tiefere Position im Diagramm (Abb. 364) nimmt das Feld der salinaren, permoskythischen Magnesitbildungen des Drauzuges ein. Dieses ist mit dem Feld der devonischen, oft fein-

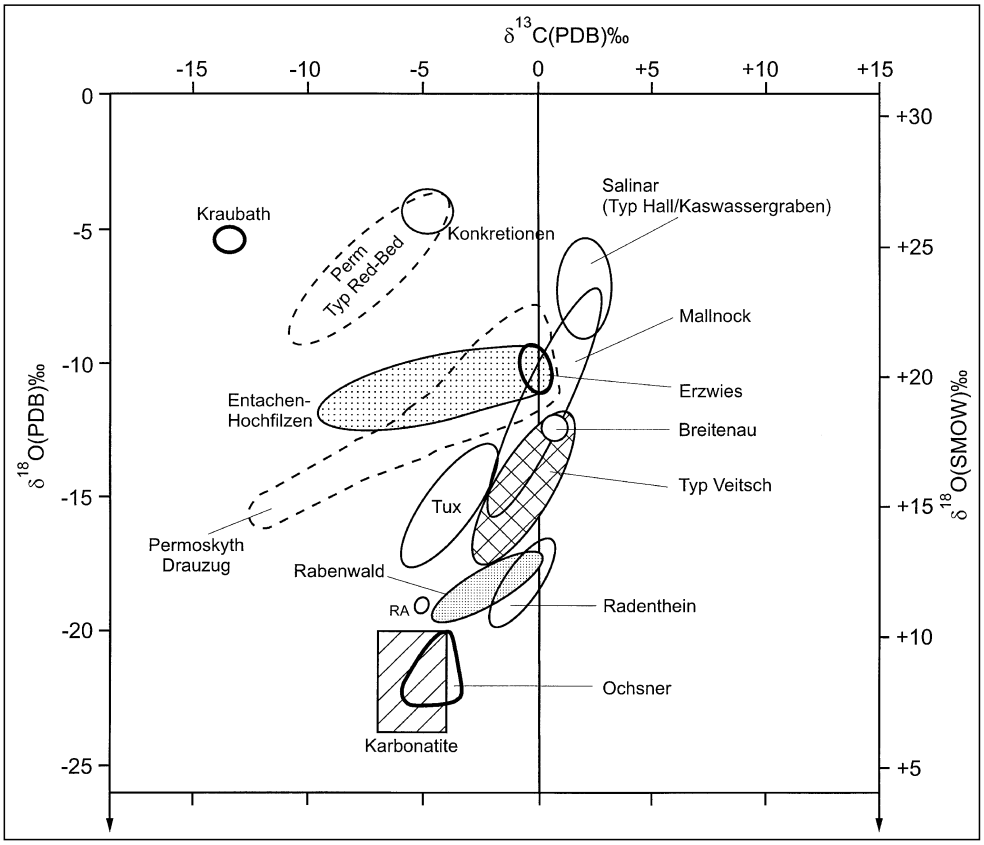


Abb. 364.
$\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$-Diagramm der Magnesite.
Die mit Ultrabasiten assoziierten Magnesite sind durch stärkere Konturen hervorgehoben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

körnigen Spatmagnesite vom Typ Entachen – Hochfilzen, die teilweise ausgeprägt sedimentäre Gefüge aufweisen, vergleichbar (SCHULZ, O. & VAVTAR, F., 1989).

Magnesite aus dem alpinen Salinar zeichnen sich durch positive $\delta^{13}C$-Werte aus, wobei die Probe aus der Gipslagerstätte Pfennigbach als Ausnahme erscheint. Das Feld der Magnesite vom Mallnock überdeckt diesen Bereich. Mit zunehmendem Metamorphosegrad nehmen auch die $\delta^{18}O$-(PDB-)Werte der typischen Spatmagnesite aus der Grauwackenzone, aus dem übrigen Paläozoikum und Altkristallin deutlich ab, während die $\delta^{13}C$-Werte eher eine geringere Änderung zu leichtem Kohlenstoff erkennen lassen. Auffällig ist die Parallelversetzung des Feldes Tux-Lanersbach zum Feld Typ Veitsch in Richtung negativer $\delta^{13}C$-Werte. Die $\delta^{18}O$-Werte der Spatmagnesitfelder deuten eher auf eine Anpassung der Isotopenwerte an die jeweilige Tiefenstufe als auf metasomatische Prozesse, die aber zur Homogenisierung führen sollten. Zur endgültigen Klärung sind noch umfassendere Isotopenuntersuchungen in gut aufgeschlossenen Lagerstätten, wie Radenthein, nötig.

3.2.3. Siderit

Die Isotopendaten enthält Tab. 24. Sie bilden die Grundlage für das erstellte $\delta^{13}C/\delta^{18}O$-Diagramm (Abb. 365a). Obwohl sich auch im Fall der Siderite eine temperaturbedingte Abhängigkeit von tektonischen Stockwerken abzeichnet, so weicht doch das Verteilungsbild von dem des Magnesites ab (Abb. 364). Die $\delta^{13}C$-Werte der Siderite nehmen mit fallenden $\delta^{18}O$-(PDB-)Werten deutlicher zu als im Fall der Magnesite. Diagenetisch-sedimentäre Siderite, wie Kohleneisensteine, wurden in diese Untersuchungen nicht einbezogen. Ihre Position ist im oberen Teil mit negativen $\delta^{13}C$-Werten angesiedelt (SCHROLL, E. et al., 1986).

Das $\delta^{13}C/^{18}O$-Diagramm in Abb. 365b gibt eine Vorstellung von der Diversität der ostalpinen Siderite nach dem gegenwärtigen Wissensstand. In das Diagramm wurden Daten auch von Proben eingezeichnet, die ohne Datenvermehrung, zunächst als Ausreißer dastehen.

Im Tertiär des Wiener Beckens wurde bei Porrau eine Sideriteinlagerung erbohrt, die aufgrund der Isotopenzusammenstezung marin-sedimentärer Genese sein könnte und in der Isotopenzusammensetzung in die Nähe des Sideritschlammes von Atlantis I im Roten Meer fällt. Positiven Kohlenstoffwerte besitzen nur der Siderit von Digrub, der auch wegen seiner Magnesitführung im salinaren Feld der Magnesite ein-

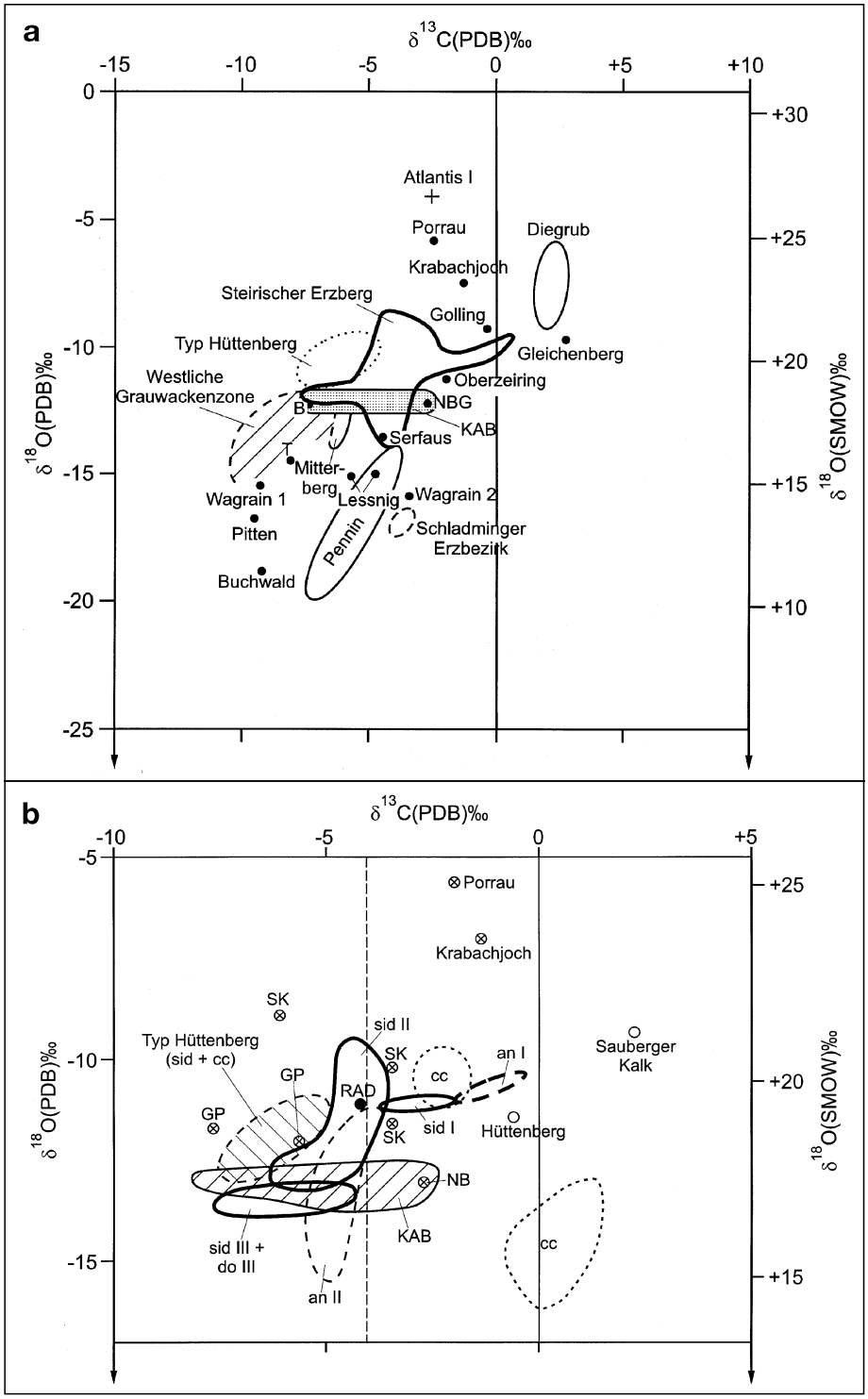


Abb. 365.
a) $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$-Diagramm der Siderite (beim Steirischen Erzberg auch Ankerite).
KAB = Kalkalpenbasis, B = Bartholomäberg, NBG = Neuberg.
Anmerkung: Die Proben von Gollrad, die in das Feld der Kalkalpenbasis fallen, sind nicht eingezeichnet. Die ausgewiesene Probe liegt außerhalb des Feldes und muß durch weitere Analysen verifiziert werden.
b) Das Feld des Steirischen Erzberges und anderer Sideritvorkommen ist vergrößert und detaillierter dargestellt.
sid I, II und III = Sideritabfolge; an I, II und III = Ankeritabfolge; cc = Calcit; do = Dolomit; RAD = Radmer; GP = Grazer Paläozoikum; SK = Schendleck; NB = Neuberg; KAB = Kalkalpenbasis.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 24.
Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope in Sideriten.
ank = Ankerit; sid = Siderit.

Vorkommen		*δ13C(PDB)‰*	*δ18O(PDB)‰*	*Lit*
Ostalpen				
Penninikum				
Erzwies, Silberpfennig	(5)	−7,3 bis−4,7	−20,1 bis−15,1	1,3
		(ϕ−6,5)	(ϕ−18,1)	3
Goldzeche	(4)	−7,2 bis−4,9	−19,7 bis−14,0	1,3
Pazisel		−7,1	−19,8	3
Rauris		−7,4	−19,8	3
		(ϕ−4,4)	(ϕ−17,3)	
Ritterkar (Breunnerit)		−6,4	−17,6	7
Serfaus		−4,1	−16,0	7
Ostalpines Kristallin				
Bärnbach	(2)	−7,5 bis−6,7	−12,3 bis−12,0	
Buchwald		−9,0	−19,2	7
Hüttenberg	(4)	−6,0 bis−4,5	−11,8 bis−10,8	1
		(ϕ−5,2)	(ϕ−11,5)	
Lengholz		−4,6	−15,5	5
Olsa		−7,0	−10,8	
Oberzeiring		−1,7	−11,9	7
Pitten		−9,3	−16,9	1
Waldenstein		−6,6	−11,2	5
polymetallischer Erzbezirk Schladming				
Eiskar		−5,3	−17,7	7
Zinkwand	(2)	−4,1 bis−3,9	−18,3 bis−17,8	7
Ostalpines Paläozoikum				
Grauwackenzone				
Westliche Grauwackenzone (Bereich Kitzbühel−Saalachtal)				
Gebra, Lannern		−6,7	−13,5	1
Ranken, Kitzbühel		−8,1	−12,5	1
Westliche Grauwackenzone (Bereich östl. des Saalachtals)				
Filzmoos, Hammergraben		−9,9	−14,2	7
Mitterberg, Nebengang		−5,5	−12,0	7
Mitterberg, Taghaube		−6,1	−14,2	1
Wagrain	(2)	−9,2 bis −4,1	−16,0 bis−15,9	1
Östliche Grauwackenzone				
Höllental (Gerölle)		−4,9	−11,6	1
Kaisersberg		−8,0	−12,5	1
Neuberg		−2,6	−12,6	1
Radmer	(2)	−4,2	−11,2	1
Schendleck	(3)	−4.4 bis −5.8	−8.8 bis −11.2	1.6
Steirischer Erzberg	(6)	−7,2 bis−4,6	−13,2 bis−10,7	1
	(5)	−4,2 bis −5,1	−11,9 bis −9,9	6
Generation I (ank)	(2)	−4,8 bis−0,8	−10,9 bis−10,0	4
Generation II (ank,sid)	(18)	−5,9 bis−3,8	−14,6 bis−9,5	4
		(ϕ−4,7)	(ϕ−12,1)	4
Schiefererz	(2)	−4,8 bis−3,8	−10,3 bis−9,5	4,7
Generation III (ank,sid)				
Basiskonglomerat	(14)	−7,2 bis −4,2	−13,2 bis −11,2	2
Basiskonglomerat	(2)	−4,4 bis−3,8	−13,5 bis−13,1	4
Grazer Paläozoikum				
Arzwaldgraben		−7,5	−11,9	1
Übelbach		−5,2	−12,0	1

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 24 (Fortsetzung).

Vorkommen	*δ13C(PDB)‰*	*δ18O(PDB)‰*	*Lit*
Ostalpines Mesozoikum			
Kalkalpen (einschl. Drauzug)			
Krabachjoch (Muschelkalk)	–1,1	–7,9	7
Teltschen, Almbach	–7,8	–14,9	1
Kalkalpenbasis (Karbon bis Anis)			
Bartholomäberg	–6,9	–12,5	1
Fröschnitz	–5,3	–12,0	1
Gollrad (Hauptlager)	–2,2	–12,5	1
Gollrad	–0,1	–7,5	1
Gollrad	–5,1	–13,0	6
Grillenberg (Gloggnitz)	–5,4	–13,2	1
Hirschwang Knappenhof	–4,3	–12,8	1
Niederalpl	–4,5	–13,3	1
Prigglitz	–4,6	–13,5	1
Schäfferötz	–2,2	–12,5	1
Sonstige Vorkommen:			
Tertiär:			
Gleichenberger Klause (Andesit) *	+3,3	–9,7	1
Porrau (ÖMV–Bohrung) *	–4,7	–2,0	1

Literatur: 1 SCHROLL, E. et al. (1986); 2 SPINDLER, P. (1991); 3 REDEN, G. (1991); 4 LAUBE, N. et al. (1995); 5 MALI, H. (1996); 6 PROCHASKA, W. et al. (1996); 7 unveröffentl. Daten.

getragen ist (Abb. 365a), und der hydrothermale Siderit aus dem Fundort Klause bei Gleichenberg.

Die Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg ist isotopenmäßig relativ gut untersucht, auch wenn aus statistischer Sicht noch nicht ausreichend. Das Verteilungsfeld läßt auf eine mehrstufige Entwicklung der Sideritmineralisation schließen. Die als präalpidisch eingestufte Primärmineralisation ist allerdings probenmäßig schwach belegt. Nach dem gegenwärtigen Stand wären dies die Siderit- und Ankeritmineralisation mit den niedrigsten δ^{18}O-(PDB-)Werten. Die Masse der metamorphen Siderite und Ankerite unterscheidet sich nur geringfügig von der als alpidisch eingestuften Vererzung der Basisbreccie, die bemerkenswerterweise in der Isotopenverteilung eine gewisse Ähnlichkeit mit Vererzungen der Kalkalpenbasis zeigt.

Das Isotopenfeld des Siderites von Hüttenberg überlappt sich mit dem des Steirischen Erzberges. Die Isotopendaten der bisher von Hüttenberg untersuchten Proben deuten eher auf eine junge, alpidische Genese, da die Sauerstoffisotopenwerte nicht der Amphibolitfazies entsprechen, wie dies im Kristallin vergleichsweise der Fall ist. Dasselbe gilt für den Siderit von Oberzeiring, einer Lagerstätte, die gleichfalls an eine Serie mesozonaler Metasedimente gebunden ist. Zwei Sideritproben aus der devonischen stratiformen Ba-Pb-Zn-Vererzung des Grazer Paläozoikums fallen hingegen mit ihren Werten in das Feld Erzberg – Hüttenberg.

Die konkordanten und diskordanten Siderite aus der westlichen Grauwackenzone unterscheiden sich untereinander wenig in ihren δ^{18}O-Werten, aber doch signifikant von den Sideriten der östlichen Grauwackenzone. Auch der Siderit vom Bartholomäberg aus der westlichen Kalkalpenbasis gehört datenmäßig zu dieser Gruppe, allerdings mit einem negativeren δ^{13}C-Wert.

Die Daten des Siderits von der Teltschen in der Trias des Salzkammergutes entsprechen eher den Sideriten aus der westlichen Grauwackenzone.

Das Sideritvorkommen von Pitten im unterostalpinen Kristallin und südlich des Wechselfensters in granatführenden Schiefern von Buchwald gehören einem tieferen Stockwerk an. Siderite aus dem Penninikum, wie in den Tauerngoldgängen oder im Engadiner Fenster, sollten auf ein Fluidregime zurückzuführen sein, wie man es in Ganglagerstätten findet. Eisenspäte aus dem Schladminger Erzbezirk zeigen die Isotopenwerte des tieferen Stockwerks.

3.2.4. Kohle und Graphit

Die δ^{13}C-Werte der untersuchten Kohlen haben eine geringe Varianz (–25,5 bis –27,5 ‰). Unterschiede in der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung hängen vom pflanzlichen Ausgangsmaterial und den klimatischen Bedingungen ab, die zur Zeit des Pflanzenwuchses geherrscht haben. Der Inkohlungsprozeß übt nur einen geringen Einfluß aus, da die Menge des Kohlenstoffs, die an Methan und anderen Kohlenstoff gebunden wird, im Verhältnis zur Gesamtmenge des Kohlenstoffs gering ist. Der Inkohlungsprozeß führt zur Homogenisierung.

Die Graphite aus der amphibolitfaziellen Bunten Serie des Moldanubikums haben δ^{13}C-Werte um –22,0 ‰, soweit sie aus graphitführenden Gneisen stammen. Bis zu einem Grenzwert von –20 ‰ ist die organogene Herkunft des Kohlenstoffs eindeutig erwiesen. Graphite aus karbonatführenden Gesteinen enthalten schwereren Kohlenstoff, da bei Metamorphosetemperaturen über 500°C Isotopenaustausch und Äquilibrierung zwischen dem Kohlenstoff des Graphits und des Marmors stattfindet (Abb. 366). Dieses Gleichgewicht kann als Geother-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 25.
Kohlenstoffisotope in Kohlen und Graphiten.

Vorkommen	*n*	*δ13C‰(PDB)*	*ϕ*	*Lit*
Böhmische Masse				
Graphite aus Graphitgneisen				
Amstall	(3)	–23,6 bis –22,7	–23,1	3
Zettlitz–Wolmersdorf		–23,6		3
Elsenreith	(6)	–21,0 bis –21,3	–21,6	3
Loja	(2)	–19,2 bis –17,3	–19,2	3
Graphite aus Marmoren und Kalksilikaten				
Loja		–6,7		3
Elsenreith	(11)	–15,0 bis –2,2		3
Ostalpen				
Graphitschiefer aus der Schieferhülle des Tauernfenster				
diverse Lokalitäten	(9)	–13,2 bis –24,9	–14,9	1
Braunkohlen				
Göbelberg, Hausruck	(2)	–25,6 bis –25,3	–25,6	2
Hinterschlagen, Hausruck	(3)	–27,5 bis –26,5	–26,8	2
Trimmelkam, Salzachkohlenrevier U 364		–26,2		2

Literatur: 1 HOEFS, J.G. & MORTEANI, G. (1979); 2 AUGUSTIN–GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1992); 3 SCHRAUDER, M. et al. (1993)

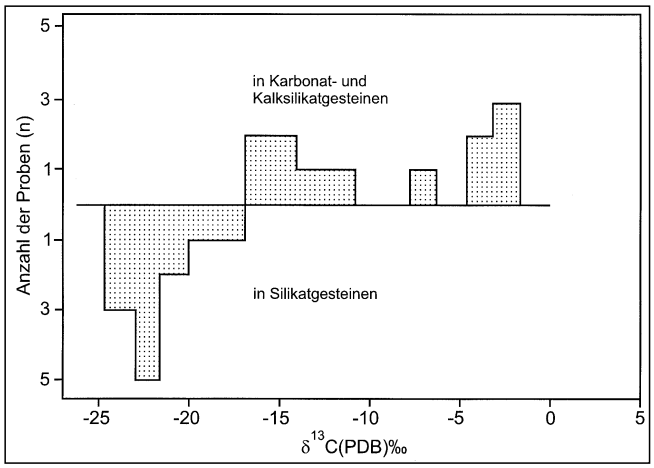


Abb. 366.
Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung von Graphiten aus dem Graphitbezirk Bunte Serie im Moldanubikum.
Nach SCHRAUDER, M. et al. (1993).

mometer genutzt werden (SCHRAUDER, M. et al., 1993, Abb. 366).

Graphite aus Graphitschiefern der Schieferhülle des Tauernfensters mit Metamorphosetemperaturen von 450 bis 600°C variieren im $\delta^{13}C$-Wert zwischen –13,4 bis –24,9 ‰ (HOEFS, J. & MORTEANI, G., 1979).

Eine Zusammenstellung der Daten bringt Tab. 25.

3.3. Schwefelisotope

Das Schwefelisotopenverhältnis wird in Gasform als SO_2 massenspektrometrisch gemessen, wobei die Meßdaten der Probe auf kosmischen Schwefel in Form des Standards CDT (Canon Diablo Troilite) bezogen und als $\delta^{34}S$-Wert in Promille angegeben werden.

$$\delta^{34}S = \left(\frac{R_{Probe}}{R_{Standard}} - 1 \right) \times 1000\ [‰]$$

$$R = {}^{34}S/{}^{32}S$$

Die Meßpraxis bedient sich dabei eines Laborstandards. Die Standardabweichung der Einzelmessung wird mit ±0,2 ‰ absolut angegeben. Die Schwefelisotopenanalyse trägt nicht unwesentlich zur Aufklärung der oft komplizierten Prozesse bei der Bildung von Lagerstätten bei. Es werden Aussagen über die Herkunft des Schwefels, ob aus einer tiefergelegenen homogenen Quelle, magmatogen oder metamorphogen (mit Werten um $\delta^{34}S$ = 0), aus marinem Sulfatschwefel oder organisch gebundenem Schwefel, über die Mitwirkung von Schwefelbakterien, über Prozesse in offenen und geschlossenen Systemen, über Gleichgewichtszustände und Bildungstemperaturen u.a. möglich.

Die Temperatur ist nicht der einzige relevante Parameter, da Redoxprozeße (Eh- und pH-Werte) in das physikochemische System miteinbezogen werden müssen (OHMOTO, H. & RYE, R.O., 1979).

Die in Tabellen 26 und 27 zusammengefaßten Daten wurden mit wenigen Ausnahmen von E. PAK, Institut für Radiumforschung und Kernphysik, Universität Wien (früher Österreichische Akademie der Wissenschaften) gemessen. Rund 2000 Daten sind registriert (PAK, E. & FELBER, H., 1974; PAK, E., 1974, 1978, 1981).

3.3.1. Sulfatschwefelisotope

Die Isotopenzusammensetzung des Sulfatschwefels im Meerwasser ist relativ stabil, da die Verweilzeit im Gesamtozean relativ groß ist. Im heutigen Ozean beträgt sie 45 Ma. Nur an der Ozeanoberfläche und in der Flachsee ist die Verweilzeit mit 1,5 Ma wesentlich geringer (HOLSER, W.T. et al., 1995). Der $\delta^{34}S$-Wert des Meerwassersulfates unterliegt charakteristischen, temporalen Schwankun-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 26.
Schwefelisotope in Evaporiten, hydrothermalen und supergenen Sulfatmineralen.

Abkürzungen: Anh=Anhydrit, Gy=Gips, Sr=Coelestin, Ba=Baryt

Vorkommen	*Mineralart*		$\delta^{34}S(CDT)‰$	ϕ	*Lit*
Gipse und Anhydrite der Penninischen Fenster					
Tauernfenster					
Böckstein, Haitzingeralmstollen, (alpine Kluft)	Anh		+9,1		14
Fuscher Törl *	Gy		+15,5		14
Matrei (Osttirol)	Gy		+16,0		12
Mochardsberg,Dellach *	Gy		+16,1		14
Engadiner Fenster					
Prutz, Obladis, Fiss *	Gy	(4)	+15,1 bis +16,2	+15,7	15
Baryte und Coelestine der Penninischen Fenster					
Tauernfenster					
Böckstein	Ba		+10,5		12,14
Gastein, Bockartsee	Ba	(2)	+10,4 bis +10,5		12,14
Rechnitzer Fenstergruppe					
Elsenau	Ba		+24,4		4
Gipse und Anhydrite des ostalpinen Kristallins					
Hüttenberg, Revier Gossen	Gy	(3)	+22,2 bis +22,6		2,4
Baryte und Coelestine des ostalpinen Kristallins					
Hüttenberg	Ba	(3)	+20,9 bis +24,4	+22,7	4
	Sr		+24,4		4
Oberzeiring	Ba	(2)	+21,5 bis +21,6		4
Mittelkärntner Altkristallin					
St.Martin (W Rosegg)	Ba		+24,2		14
Sonstige Vorkommen:					
Verspeller	Ba		+14,5		15
Gipse und Anhydrite des ostalpinen Paläozoikums					
Mühlbach (Mitterberg) Kupferbergbau	Gy	(2)	+8,2 bis + 8,3		14
Sunk/Trieben	Anh		+17,2		2
	Gy		+17,6		2
Baryte und Coelestine des ostalpinen Paläozoikums					
Grauwackenzone					
Brixlegg/Großkogel	Ba	(2)	+23,1 bis +23,9		4
Faulhorn *	Ba		+12,0		4
Fieberbrunn *	Ba		+7,7 bis +8,0		4
Fritzbach, Bischofshofen *	Ba		+13,4		14
Hochfilzen	Ba		+8,8		14
Kitzbühler Horn	Ba		+7,5		4
Leogang	Ba		+10,9		
Oberdorf, Laming	Sr		+14,8		14
Pfeiferkogel *	Ba		+8,1		4
Sandtal, Elmau *	Ba		+8,2		14
Wilde Haag, Kitzbühel	Ba	(5)	+7,1 bis +8,3		4

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 26 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineralart*		*$\delta^{34}S$(CDT)‰*	*ϕ*	*Lit*
Grazer Paläozoikum					
Affenthal/Weizklamm	Ba		+29,8		4
Grazer Paläozoikum	Ba	(13)	+23,3 bis +27,8	25,8	3,4
Gurktaler Decke					
Christophberg (Jagdhaus) *	Ba	(2)	**+ 10,0 bis 10,3**		4
Metnitz			+28,4		
Ostalpines Mesozoikum					
Kalkalpen (einschl. Drauzug)					
Gipse und Anhydrite aus Salzlagerstätten					
Altaussee		(17)	+10,5 bis +13,1	+11,2	1
Bad Ischl					
Perm		(32)	+10,4 bis +14,8	+11,8	1
Skyth–Anis		(7)	+16,4 bis +25,7	+23,5	1
Dürrnberg bei Hallein			+10,5 bis +12,0	+11,0	1
Hallstätter Salzberg					
Haselgebirge		(8)	+9,9 bis +14,8		13
Perm		(35)	+9,9 bis +14,8	+11,6	1,10
Skyth/Anis		(10)	+19,6 bis +28,9	+25,0	1
Hall/Tirol					
Perm		(3)	+10,9 bis +14,8		1
Gipse und Anhydrite aus Nichtsalzlagerstätten					
Admont	Gy	(3)	+11,3 bis +13,7		1
Admont, Schildmauer	Gy	(2)	+25,8 bis +26,7		13
Abtenau	Gy		+14,8		14
Alland–Groisbach	Gy		+10,7		8
Annaberg,	Gy				
(NW Bergbauer)	Gy		+11,4		13
Bad Goisern	Gy	(2)	+11,3 bis + 22,7		1
Bad Mitterndorf	Gy	(3)	+11,6 bis +12,2		1
Blünbach	Gy	(2)	+11,3 bis +13,5		14
Bosruck, Autobahntunnel	Anh		+27,9		14
Brandgegend	Gy	(2)	+25,4		8,14
Dürradmer	Gy		+11,7		13
Filzmoos	Gy		+11,9		1
Grabenmühle, Golling	Blauquarzmatrix		+14,8		14
Grub, Abtenau	Gy		+10,9		13
"Haselgebirge"	Anh, Gy	(215)	11,5 ± 1,0		13
Helbersbergtunnel	Gy		+32,0		14
Hintersteineralm	Anh		+11,2		13
Hintersteineralm	Gy		+10,8		13
Höllgraben, Werfen	Gy	(2)	+15,1 bis +16,7		14
Johnsbachtal	Gy		+11,6		13
Karlgraben, Ramsau	Anh		+11,0		13
Kaswassergraben	Gy	(3)	+24,3 bis +25,6		1,8
Kitzbühel, Röhrerbichl* (nicht Lagerstätte!)	Gy		**+8,5**		1
Lammertal, Annaberg	Gy	(2)	+14,8		1,14
Lassing	(Kluft–Gy)		+ 19,2		16
	Gy		+ 10,9		16
Laussa–Platzl	Gy		+11,0		8
Moosegg	Anh	(2)	+12,4 bis +13,8		13

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 26 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineralart*		$\delta^{34}S(CDT)‰$	ϕ	*Lit*
Gipse und Anhydrite aus Nichtsalzlagerstätten					
Pfennigbach, Puchberg	Gy		+11,3		8
	Gy		+11,5		13
	Gy	(2)	+11,3 bis +11,6		14
Preinsfeld	Gy		+11,2		13
Schichthals, Rofan *	Anh		+15,8		13
Schießengraben, Radmer	Gy		+11,1		13
Steinrinnengraben *	Gy		+8,4		11
Sulzgraben, Plumsjoch	Gy		+12,7		13
Tragöß, Oberort	Gy	(2)	+11,2 bis +11,4		13
Trübenbach, Ötscher	Gy		+23,5		8
Webing	Gy	(2)	+11,2 bis +12,7		13
Weichselboden, Stollen	Anh		+10,8		14
	Gy		+13,5		14
Wienern, Grundlsee		(2)	+10,7 bis +11,3		1
		(3)	+12,1 bis +13,3		1
	Gy, Anh	(3)	+12,0 bis +24,3		13
Windischgarsten, Bohrung		(3)	+13,6 bis +28,6		1
Windischgarsten, Gipsbruch			+ 13,9		8
Nordtiroler Kalkalpen (Karn)					
Lafatsch	Anh (blau)		+16,1		2
Drauzug					
Evaporitbezirk Basis Drauzugmesozoikum					
Dobratsch, Südseite	Gy	(12)	+21,0 bis +26,9		5,14
Kreuth, Leopold-Erbstollen	Gy		**+26,0**		14
Kroislertunnel*	Gy		+24,0		14
Lammergraben, Laas	Gy	(4)	+22,7 bis +27,7		5
Obergailbach, Lesachtal	Gy	(3)	+ 22,7 bis + 25,6		14
Obertilliach, Ochsengraben	Gy	(2)	+21,8 bis +24,1		5,14
Blei-Zinkerzbezirk Drauzugmesozoikum					
Bleiberg	Anh (blau) und Gy	(4)	+18,3 bis +19,3		2
	Anh, Gy	(2)	+16,1 bis +17,5		2
zum Vergleich: Mezica SLO	Gy, konkordant		+13,4		
Zentralalpines Mesozoikum					
Haidbachgraben (Myrthengraben)	Gy		+15,9		14
Eis (Langenberg-tunnel), St.Paul	Gy	(2)	+25,8 bis +28,3		
Krimml, Wald	Anh		+15,5		14
Vorderkrimml	Gy		+16,5		14
Schoberpaß (Autobahnt. Wald)	Anh		+8,0		14
Südalpen					
Karawankentunnel *	Gy	(2)	+32,5		14
Waidisch *	Gy		+28,1		14

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 26 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineralart*		$\delta^{34}S(CDT)‰$	ϕ	*Lit*
Baryte und Coelestine des ostalpinen Mesozoikums					
Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis					
Altenberg	Ba		+13,0		4
Gossau, Großraming	Sr	(2)	+22,9 bis +27,4		14
Grillenberg	Ba		+13,8		4
Großreifling	Sr		+26,4		14
Hirschwang, Knappenberg	Ba		+16,1		4
Ludesch (Vbg)	Sr		+30,4		14
Prigglitz	Ba		+14,5		4
Eisenerzbezirk Sulzau-Werfen					
Höllgraben / Werfen	Ba	(2)	**+10,8 bis + 12,6**		4,14
Schäferötz, Werfen	Ba		+22,9		4
Werfen * (Siderit-Quarzgang)	Ba		**+17,7**		14
Drauzug					
Brettergraben, Steinfeld	Ba		+20,5		17
Dellachtal *	Ba		+25,8		5
Gailberg *	Ba		+21,9		5
Goldberg, Lenzhof, Dellach	Ba	(6)	+24,2 bis + 25,9		17
Grödner Formation	Ba	(11)	+21,2 bis + 25,9		14
Kellerberg, Kroislerwandtunnel *	Sr		+24,0		14
Kreuzenbachtal *	Sr	(2)	+22,5		5,14
Laas/Kötschach	Ba		+25,6 bis + 25,7		5
Laas/Jukbühel	Ba	(4)	+21,4 bis +25,7		17
Laaser Formation	Ba		+16,3		14
im Quarzporphyr	Ba		+25,9		14
Ploneralpe *	Ba		+20,4		14
Reißgraben*	Sr	(2)	+25,9		5
Blei-Zinkerzbezirk Drauzugmesozoikum					
Bleiberg	Ba	(15)	+12,0 bis +17,1	+15,7	4,1
Bleiberg,Rubland-vererzung	Ba		+16,1		7
Hochobir	Ba	(13)	+7,0 bis +15,5	11,3	11
Hochobir	Ba		+11,4		11
Grafensteiner Alm	Ba		+9,8		6
Möchlinger Alm *	Ba	(2)	+7,1 bis +8,7		6
Rechberg *	Ba	(2)	+7,0 bis +10,2		6
Unterschäffler Alm *	Ba		+13,9		11
Marchtratten	Ba	(3)	+15,7 bis +16,1		
Tschekl I, Mitterberg, Windisch-Bleiberg	Ba	(9)	+7,7 bis +15,8	+13,7	6
	Ba	(2)	+11,5 bis +13,8		8,11
zum Vergleich: Mezica, Lukacevo (SLO)	Ba		+12,2		11
Zentralalpines Mesozoikum					
Erlacher Bock, Scharte	Ba	(2)	22,1 bis +22,7		14
Erlacher Bock, Zunderwand			+18,2		14
Erzkogel Sonnwendstein	Ba		+22,9		4
Ottertal	Ba	(2)	+23,9		4
Prinzenkogel					

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 26 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineralart*	*$\delta^{34}S$(CDT)‰*	*ϕ*	*Lit*
Zentralalpines Mesozoikum				
Kaltenegg	Ba	+23,1		4
Rettenegg	Ba	+22,9		4
Waldbach	Ba	+23,9		4
Südalpen				
Bartholomäberg, Tarvis	Ba	+17,3		4
Globasnitz, Rote Wand *	Ba	+20,6		14
Val Dolce Karnische Alpen Italien	Ba	+17,0		4
Karnische Alpen (andere Daten)	Ba	+15,5 bis 19,3	+ 17,7	9
Sulfatmineralisationen mit stark abweichenden Schwefelisotopenwerten				
Bleiberg, Oxidationszone	Ba	+7,2		4
Deutsch-Altenburg * (triadische bituminöse Calcitmineralisation)	Ba	+50,5		3
Guggenbach (Grazer Paläozoikum) (Sekundärbildung)	Ba	+3,0		4
Krimml (epigenetische Fluoritmineralisation, Anis)	Ba	+6,7		15
Wiesergut (Oberdorf / Laming) (Magnesit)	Sr	+31,1		8

Literatur: 1 PAK, E. (1974, 1978, 1981); 2 PETRASCHECK, W.E. (1975); 3 PAK, E. et al. (1980); 4 SCHROLL, E. & PAK (1980), 5 NIEDERMAYR, G. et al. (1980); 6 CERNY, I. et al. (1982); 7 SCHROLL, E. et al. (1989); 8 GOTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983); 9 BRIGO, L. et al. (1988); 10 SCHROLL, E. et al. (1989); 11 STINGL, V. (1989); 12 KUHLEMANN, J. (1995); 13 SPÖTL, C. & PAK, E. (1996); 14 NIEDERMAYR, G. & PAK, E. (unveröffentl. Daten); 15 SCHROLL, E. (unveröffentl. Daten); 16 PROCHASKA, W. (1989a); 17 NIEDERMAYR, G. & MÖRTL, J. (1989);

gen, die an der Wende Perm/Trias in einem geologisch kurzen Zeitraum von +10 bis +27 ‰ besonders groß ausfallen. Der $\delta^{34}S$-Wert des heutigen Meerwassersulfates liegt bei +21 ‰. Die Werte in der Trias koinzidieren mit denen des Karbons, während sie im Altpaläozoikum und Kambrium bis +30 ‰ erreichen (Abb. 367).

Die Bindung des Schwefels im Sulfatsauerstoffkomplex ist außerordentlich fest, sodaß erst im Bereich der katazonalen Metamorphose eine Änderung im $\delta^{34}S$-Wert eintritt. Man darf daher annehmen, daß im Calciumsulfat oder in anderen sulfatischen Evaporitmineralen die Schwefelisotopenzusammensetzung alter Ozeanwässer erhalten bleiben. Im Milieu der Sabkha und bei Süßwasserzufluß kommt es zu geringen Abweichungen. Die Schwefelisotopenanalyse von Sulfatmineralen läßt sich unter Beachtung gewisser Voraussetzungen zur zeitlichen Einstufung evaporitischer Sedimente und ihrer Beteiligung an lagerstättenbildenden Prozessen verwenden.

Aus Tab. 26 sind die $\delta^{34}S$-Werte ostalpiner Sulfatminerale zu ersehen. Am häufigsten sind Werte um +10 bis +12 ‰, gefolgt von einer Häufung um +25 ‰, und um +16 ‰. Unter Einbezug der Stratigraphie des Gesteinsverbandes lassen sich erfahrungsgemäß evaporitische Sedimente einwandfrei zeitlich einordnen, wie sich dies bei der Beurteilung der sulfatischen Evaporite der alpinen Salzlagerstätten bewährt hat (PAK, E. & SCHAUBERGER, O., 1981). Kontinentale Evaporite stehen unter dem Einfluß meteorischer Wässer und lassen sich durch $\delta^{34}S$-Werte unter +10 ‰ bzw. +9,5 ‰ von solchen mariner Herkunft unterscheiden. Die $\delta^{34}S$-Werte von Niederschlagwässern zeigen leichten Schwefel um +8 ‰. Dies entspricht auch dem Durchschnitt in kontinentalen Sedimenten.

Die Ergebnisse der Isotopenanalysen führen zum Schluß, daß Meerwassersulfat bzw. Sulfate mariner Solwässer an der Bildung von vielen Mineralvorkommen oder Erzlagerstätten beteiligt gewesen sein müssen (SCHROLL, E. & PAK, E., 1983). Die Herkunft ist überall dort unproblematisch, wo die stratigraphische Beziehung klar erkennbar ist. So konnte die Mehrzahl der Baryt- und Coelestinproben dem jeweiligen kontemporären Meerwasser zugeordnet werden. Permisches Meerwassersulfat kennzeichnet die barytführenden Gangmineralisationen alpidischen Alters in der Grauwackenzone. Manchmal liegen die Werte bei +9 ‰ und darunter. Dies deutet auf die Mitwirkung meteorischer Wässer, wie für Baryte des Raumes Kitzbühel. Die $\delta^{34}S$-Werte der Baryte sind mit Werten von Gipsen aus dem kontinentalen Sedimentationsmilieu des Grödener Sandsteines vergleichbar, sodaß man diese als Sulfatlieferanten in Betracht ziehen kann.

Die Barytmineralisationen im Permomesozoikum des Drauzuges entsprechen isotopisch weitgehend der der evaporitischen Chronostratigraphie.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

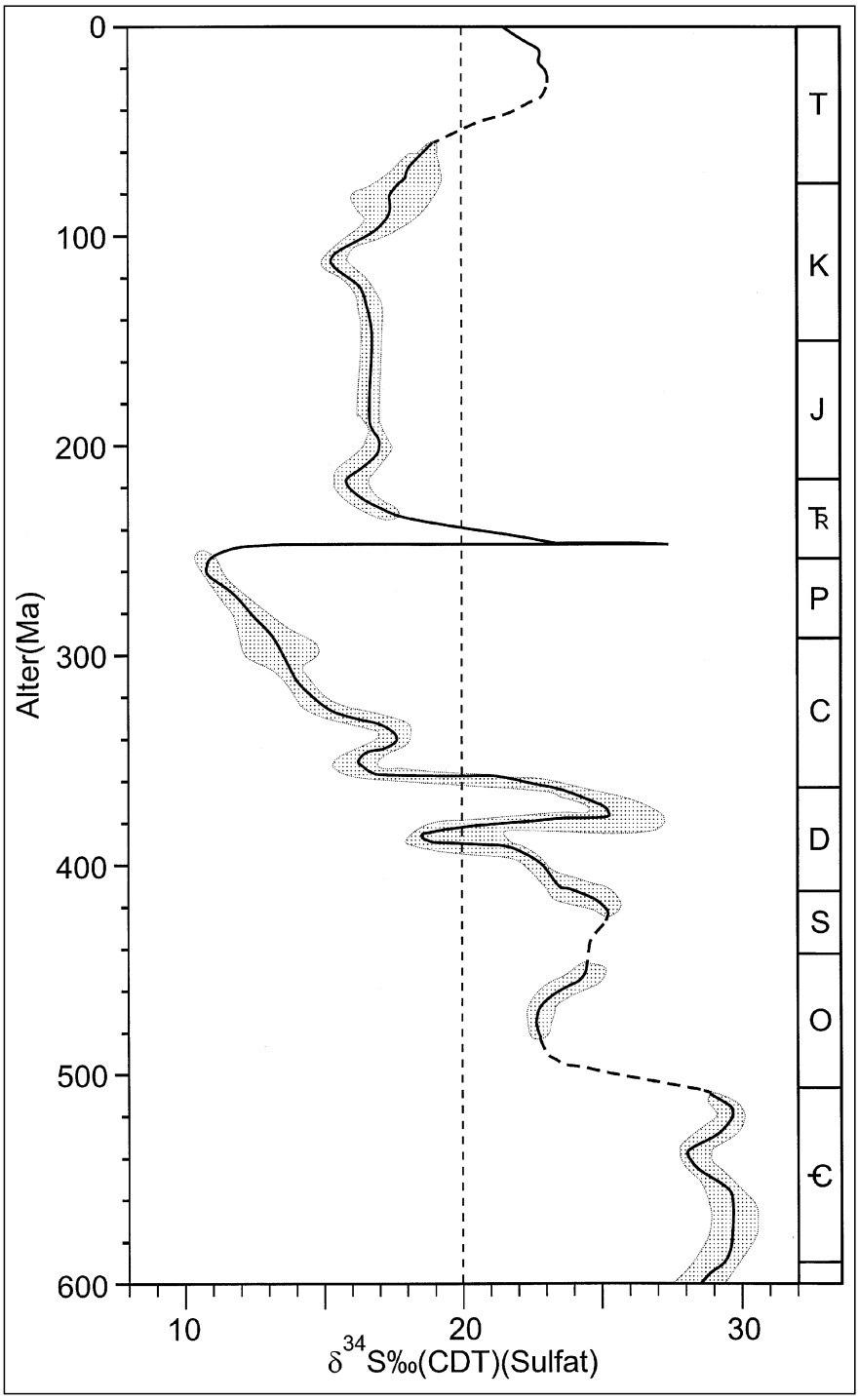


Abb. 367.
Zeitabhängigkeit des Meerwassersulfates.
Nach HOLSER, W.T. et al. (1995).

Sulfate aus dem Skyth und Anis fallen in die aus den Evaporiten ermittelte Spanne der $\delta^{34}S$-Werte (+20 bis +25 ‰). Die Unterscheidung skythischer und anisischer Evaporite ist, wie das Beispiel der Barytmineralisationen im Unterostalpin des Semmeringgebietes zeigt, auf Grund der Sulfatschwefelisotopen allein nicht möglich (GRUM, W., 1995). Auffällig ist, daß die Gangvererzung vom Prinzenkogel im Kristallin noch einen dem Skyth–Anis zuordenbaren $\delta^{34}S$-Wert des Barytes aufweist, so daß die Annahme von großräumigeren, hydrothermalen Aktivitäten nicht abwegig erschiene.

Karnische Evaporite zeichnen sich durch Werte um +16 ‰ aus. Gipsablagerungen im Penninikum des Tauernfensters und des Engadins sind demnach ins Karn zu stellen. $\delta^{34}S$-Werte von +16 ‰ haben auch die konkordanten Gipse und Anhydrite und der Mittelwert von $\delta^{34}S$ der Baryte aus dem Karn von Bleiberg. Schwerer Sulfatschwefel ist in Bleiberg bei einigen Baryten, Coelestinen und sekundärem blauen Anhydrit (bis 19 ‰) nachgewiesen. In einigen anderen Vorkommen des Karn findet man niedrigere $\delta^{34}S$-Werte (+13 bis +14 ‰), in Mezica auch im konkordant eingelagerten Gips. Im Bereich der Pb-Zn-Vorkommen des Hochobirs fallen Werte auf, die deutlich niedriger sind als im kontemporären Meerwassersulfat. Dies könnte als ein Hinweis auf einen Wechsel im hydrothermalen Wasserregime angesehen werden.

Die Unterscheidung anisischer und karnischer Pb-Zn-Mineralisationen erscheint mittels dieser chronostratigraphischen Methode möglich, da die Differenz der beiden Meerwassersulfate mit bis zu 10 ‰ beachtlich ist. Dies kommt auch in der Sulfidschwefelisotopenverteilung zum Ausdruck (Abb. 368).

Der Nachweis karbonen Meerwassersulfates ist bei den Baryten aus Lagerstätten der Kalkalpenbasis nicht auszuschließen. Eine statistische Absicherung durch weitere Untersuchungen ist jedoch erforderlich. Die karbone Alterseinstufung ist für die buntmetallführenden Baryt- und Baryt-Fluorit-Mineralisationen in den Südalpen (Karnische Alpen und vielleicht auch als Fortsetzung in den Karawanken) evident.

Man sollte sich stets dessen bewußt sein, daß die chronostratigraphische Zuordnung mit Hilfe des Meerwassersulfates nichts über das Bildungsalter der Mineralisation aussagt. Der Nachweis der Beteiligung devonischen Meerwassers ist nur im barytführenden Pb-Zn-Bezirk des Grazer Paläozoikum gesichert. Devonische Evaporite sind für die Sulfatschwefelisotopen der Baryte von Brixlegg verantwortlich. In anderen Fällen, wie Hüttenberg und Oberzeiring, wurde die Hypothese einer Sulfatzufuhr aus skythisch–anisischen Evaporiten eines in der Tiefe verborgenen Unterostalpins erwogen (PETRASCHECK, W.E., 1978).

Abweichungen in Richtung schweren Schwefels lassen sich als Anreicherung in einem geschlossenen System erklären, wie dies am Rande des Wiener Beckens bei Deutsch-Altenburg in Formationswässern wohl der Fall ist (Baryt mit $\delta^{34}S$ +50 ‰). Der höchste Wert ist von einem Barytknollen aus Vorarlberg mit +57,6 ‰ (NIEDERMAYR, G. & PAK, E., unveröffentlicht) zu verzeichnen. $\delta^{34}S$-Daten, die +30 ‰ überschreiten, sind auch von Gipseinlagerungen in der Trias, von Baryten und Coelestinen in hydro-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

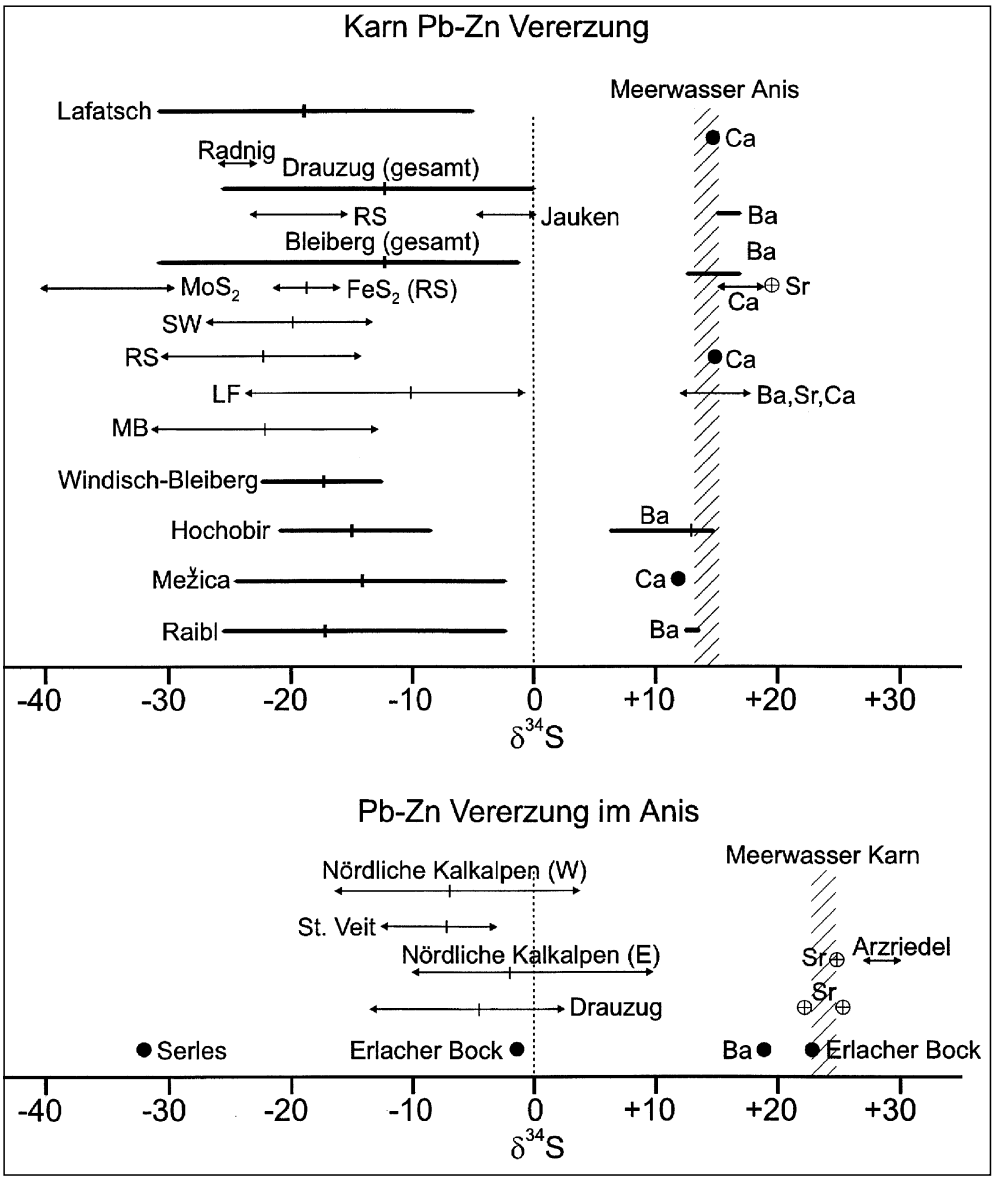


Abb. 368.
Sulfat- und Sulfidschwefelverteilung in anisischen und karnischen Pb-Zn-Vererzungen der ostalpinen Trias.
SW = Schwellenfazies; RS = Raibler Schiefer (Carditavererzungen); LF = Lagunenfazies (Erzkalkvererzung); MB = Maxer Bänke; Ba = Baryt; Sr = Coelestin; Ca = Anhydrit; Gips; W = West, E = Ost.

thermalen Mineralparagenesen, wie aus der Magnesitlagerstätte Oberndorf, anzuführen.

Abweichungen in Richtung leichten Schwefels sind, wie schon erwähnt, für Aktivitäten meteorischer Wässer typisch. Den niedrigsten Wert hat ein Barytkriställchen als sekundäre Hohlraumbildung in der Vererzung des Grazer Paläozoikums mit +3 ‰.

3.3.2. Sulfidschwefelisotope

Die Messung einer einzelnen Probe ist nur eine Orientierungshilfe. Von wesentlicher Bedeutung ist die Ermittlung der Spannweite von Sulfidisotopenwerten.

$\delta^{34}S$-Werte um 0 sind typisch für H_2S magmatischer Herkunft oder für Tiefenprozesse, die zur Homogenisierung der Schwefelisotopen geführt haben. Zur Frage der Homogenisierung in sulfidischen Lagerstätten selbst bestehen divergente Ansichten. Geringe Streuung der Schwefelisotopenwerte sind auch in niedrig-temperierten hydrothermalen Mineralisationen möglich, wie bei Zersetzung organischer Schwefelverbindungen und bei thermischer Sulfatreduktion (TSR). Schon geringe Änderungen in der Temperatur, dem pH-Wert und der Sauerstoff-Fugazität bewirken große Änderungen im $\delta^{34}S$-Wert, bei steigendem pH-Wert in Richtung zum schweren Schwefel, bei steigender Sauerstoffugazität hin zu leichtem Schwefel, sodaß es zu einer größeren Streuung der $\delta^{34}S$-Werte kommen kann (NIELSEN, H., 1985). Die stärkste Fraktionierung wird durch bakteriogene Sulfatreduktion (BSR) hervorgerufen, die im offenen System bis zu –50 ‰ und im geschlossenen System bis zu +60 ‰ betragen kann. Große Variationsbreite ist daher für biogene Schwefelwasserstoffbildung typisch. Von der Untersuchung submariner Hydrothermen weiß man, daß biogene Prozesse bis 110°C nachweisbar sind (ELSGAARD, L. et al., 1994). Vorher wurden 85°C als Temperaturgrenze angesehen. Für BSR wird 50°C als optimale Temperatur angegeben. Die Abgrenzung zwischen abiogener und biogener Sulfatreduktion ist oft problematisch. Eine neue Möglichkeit der Indikation auf BSR eröffnet sich durch den Nachweis organischer Moleküle, die typische Abbauprodukte bakterieller Fettsäuren sulfatreduzierender Mikroorganismen sind, soweit thermische Ereignisse diese organischen Spuren nicht wieder verwischt haben (HU MING-AN et al., 1995).

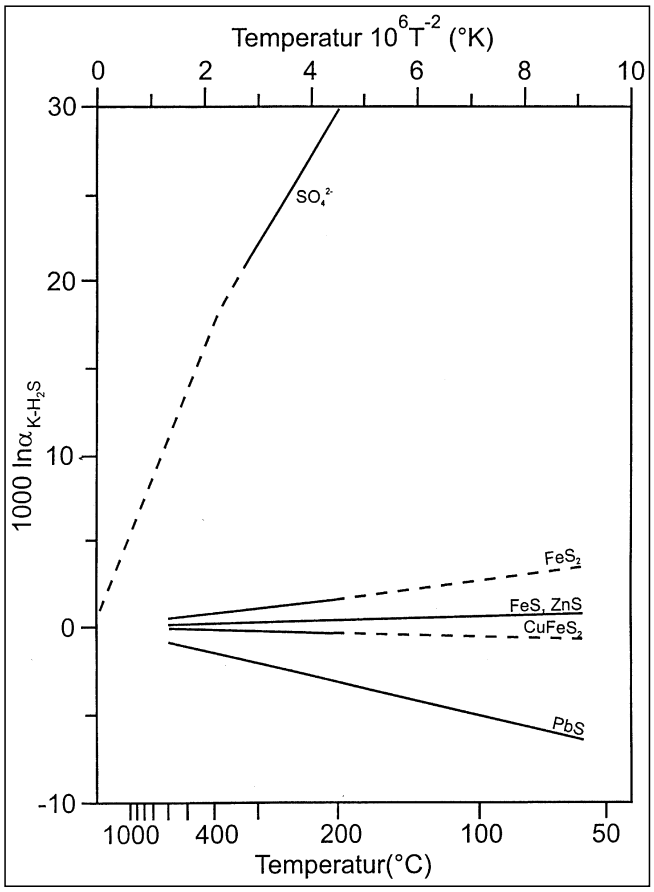
Die Fraktionierung der Schwefelisotopen zwischen koexistenten, d.h. im Gleichgewicht befindlichen Mineralphasen ist temperaturabhängig. Die relative Bindungsstärke Metall-Schwefel in den sulfidischen Mineralphasen bestimmt die Fraktionierung. Der Anteil des schweren Schwefels steigt in der Reihe Galenit – Chalkopyrit – Sphalerit – Pyrit an. Im Temperaturbereich oberhalb 400°C ist die Fraktionierung zwischen den Sulfidphasen vernachlässigbar gering. Auch bei gegebener Voraussetzung der Gleichgewichtsbedingung ist wegen des Einflusses physikochemischer Milieufaktoren eher nur eine grobe Abschätzung der Bildungstemperatur zu erwarten (Abb. 368). Die gilt umso mehr für hydrothermale Mineralparagenesen, die sich unter 200°C gebildet haben.

Tab. 27 bringt eine Zusammenstellung der bisher bekannten Sulfidschwefeldaten.

In Abb. 370 wird die Schwefelisotopenverteilung in Sulfiden hydrothermaler Erzparagenesen (über 200°C) miteinander verglichen. Es handelt sich vorwiegend um Mineralisationen, deren $\delta^{34}S$-Werte mehr oder weniger um Null

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 369.
Fraktionierung der Schwefelisotopen von Sulfat und einigen wichtigen Sulfiderzmineralen.
Modifiziert nach RYE, R.O. & OHMOTO, H. (1974).



streuen. Wenn eine geringe Streuung der Werte um Null gegeben ist, darf man daraus schließen, daß kein nennenswerter Anteil an Meerwassersulfat aus der Mineralisation beteiligt gewesen sein sollte. Dies trifft für die Scheelitlagerstätte Felbertal zu. Der δ^{34}S-Wert der erzbringenden Lösungen wurde mit 3±1 ‰ errechnet. Es konnten nur wenige Probenpaare im Gleichgewicht festgestellt werden (HÖLL, R. et al., 1987). Ähnliches gilt für die Tauerngoldvererzungen oder die Stibnitvererzungen. Die Stibnitvorkommen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe sind durch leicht positive Werte gekennzeichnet und unterscheiden sich deutlich von den Isotopenwerten der Stibnitlagerstätte Schlaining, die durchwegs schwach negative δ^{34}S-Werte aufweisen.

Dagegen erscheint die Streuung in schichtigen Lagerstätten etwas größer. Im Fall der Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums liegt die Masse der Sulfide mit ihren δ^{34}S-Werten im positiven Bereich, während die distalen Pyrite deutlich negative Werte aufweisen.

Die Schwefelisotopenverteilung in den schichtgebundenen Pb-Zn-Vererzungen der Trias ist durch eine große Variationsspanne geprägt. Es ist evident, daß die Schwefelisotopenzusammensetzung des jeweiligen Meerwassersulfates zur Zeit Skyth–Anis und des Karn die Sulfidschwefelisotopenzusammensetzung im Anis und Karn

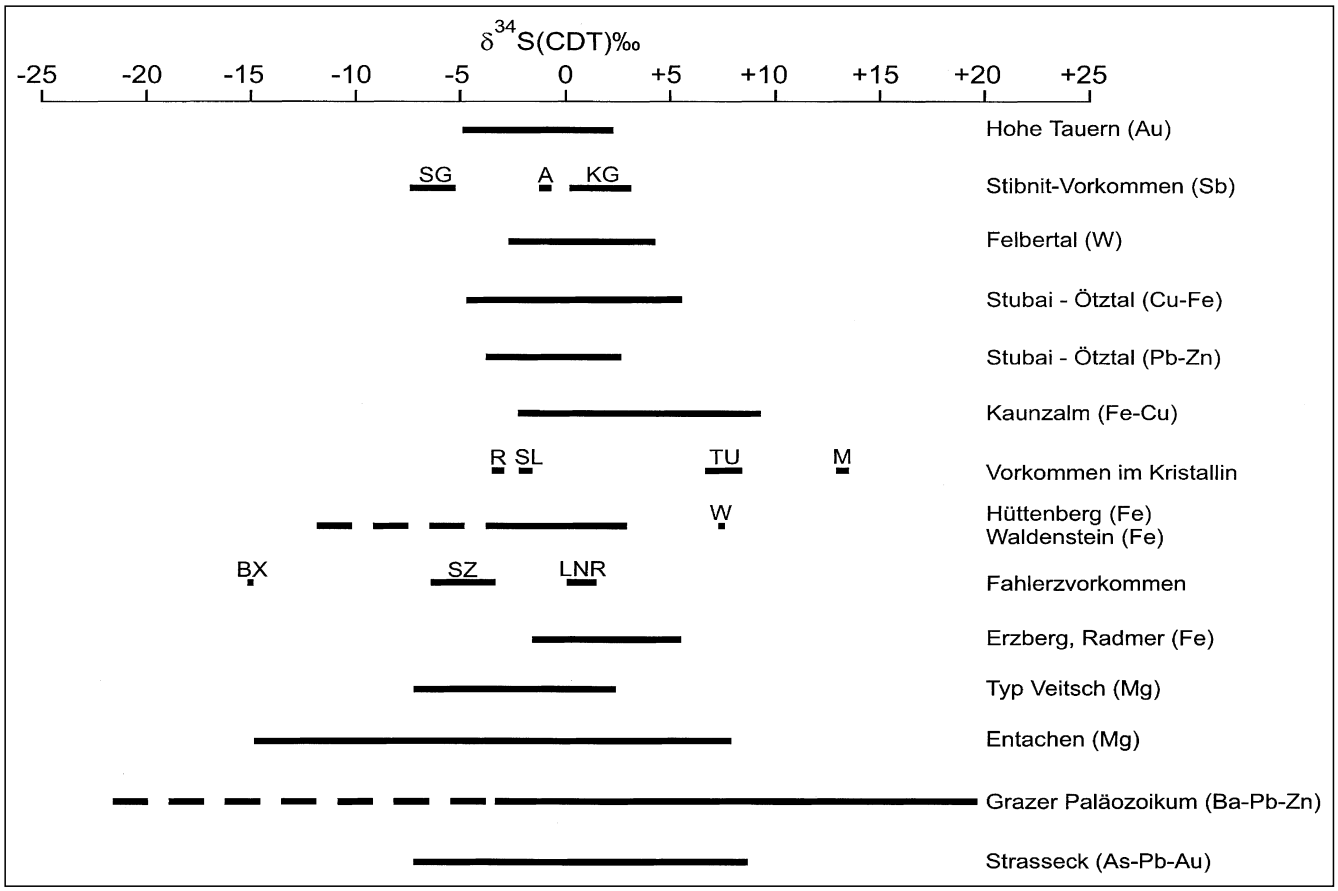


Abb. 370.
Sulfidschwefelisotopenverteilung in ostalpinen Lagerstätten.
SG = Schlaining – Goberling; A = Abfaltersbach; KG = Kreuzeck-Goldeckgruppe; R = Ramingstein; SL = polymetallischer Erzbezirk Schladming; TU = Treffen – Umberg; M = Moosburg; W = Waldenstein; BX = Brixlegg; SZ = Schwaz; LNR = Leogang; Nöckelberg; Röhrerbühel.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

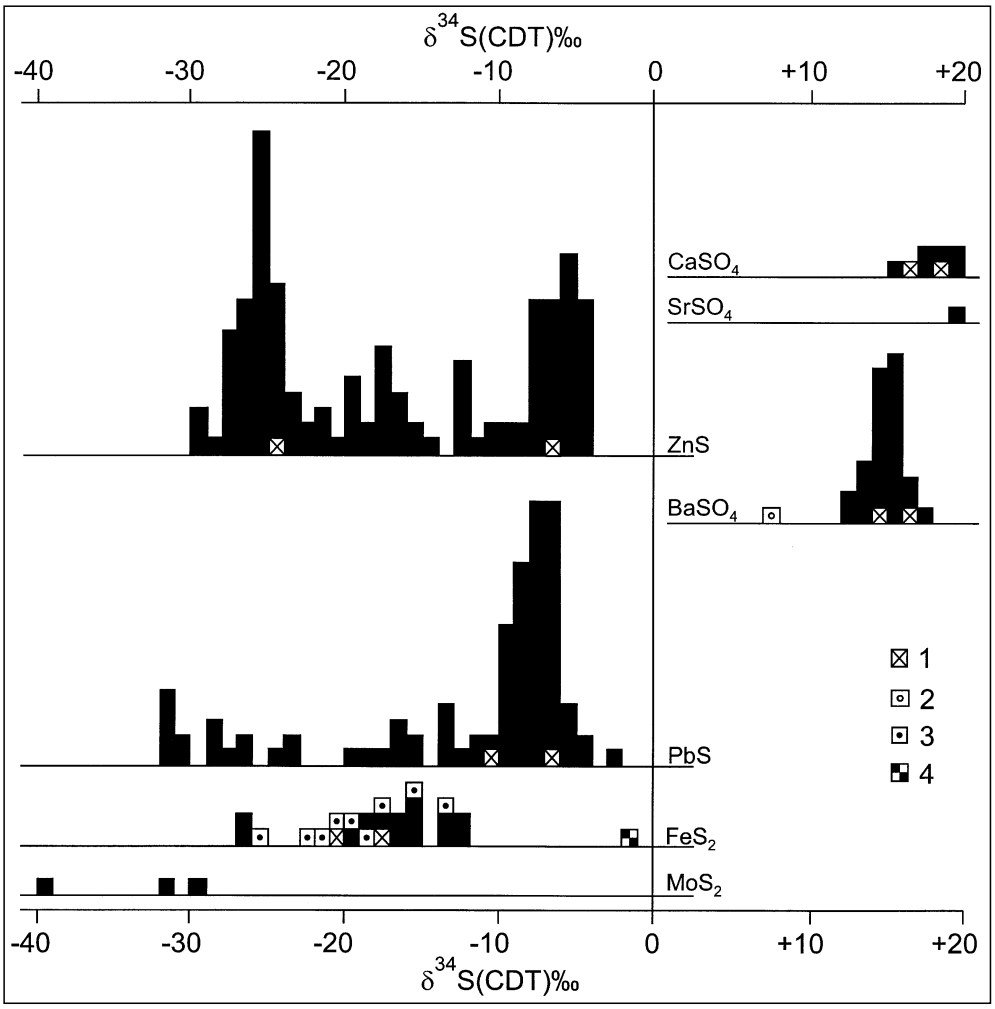


Abb. 371.
Schwefelisotopen-Verteilung in der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth.
1 = Erste Beprobung (SCHROLL, E & WEDEPOHL, K.H., 1972); 2 = Baryt aus der Oxidationszone; 3 = Kiese aus der ersten Oolithbank; 4 = Kluftmineralisationen mit Pyriten der Dobratsch-Südseite.
Modifiziert nach SCHROLL, E. et al. (1985).

geprägt hat. Die Differenz der $\delta^{34}S$-Werte des Meerwassersulfates liegt in der Größenordnung von 10 ‰, wie aus Abb. 368 zu ersehen ist. Abgesehen von der Vererzung des oberen Wettersteinkalks, erreicht in den schichtigen Sulfidvererzungen die Differenz der $\delta^{34}S$-Werte von Sulfat und Sulfid 40 bis 50 ‰. Die diskordanten Erze der anisischen Stufe tendieren zu positiven $\delta^{34}S$-Werten (Abb. 368). Das Vorkommen Arzriedel im Osten der Nördlichen Kalkalpen mit extremen $\delta^{34}S$-Werten bis +30 ‰ ist als genetische Besonderheit zu werten, die an die Mitwirkung von Formationswässern denken läßt. Im Karn liegen zwei Gruppierungen vor. Erze in der Lagunenfazies können $\delta^{34}S$-Werte bis knapp über Null auch in konkordanten Mineralisationen aufweisen, wie das Beispiel Jauken zeigt. In der Mineralisationsabfolge wird jedoch der Schwefel leichter, wobei in den zuletzt gebildeten stalaktitischen Schalenblenden Extremwerte von fast –40 ‰ gemessen werden. Schichtgebundene Vererzungen im Carditadolomit in Bleiberg, die Vererzungen der

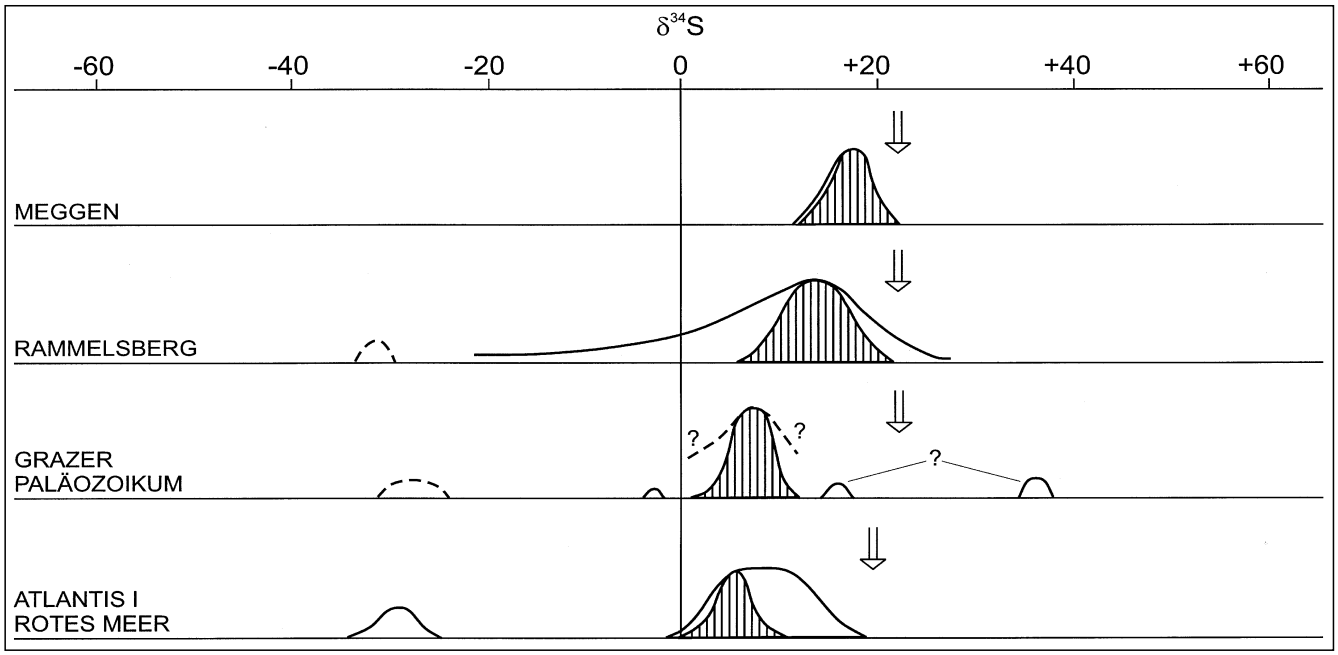


Abb. 372.
Vergleich der Schwefelisotopen-Verteilung des Grazer Paläozoikums mit Meggen, Rammelsberg und Atlantis.
Die Pfeile markieren das kontemporäre Meerwasser.
Nach PAK, E. et al. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 27.
Schwefelisotope in Sulfidmineralien.

Abkürzungen: Pb Galenit; Zn Sphalerit; Cu Chalcopyrit; FeAs Arsenopyrit; Mo Molybdänit; Sb Stibnit; Fahl Fahlerze

Vorkommen	*Sulfid*	*n*	*$\delta^{34}S$(CDT ‰)*	*Durchschnitt*	*Lit*
Ostalpen					
Penninische Fenster					
Tauernfenster					
Wolframerzbezirk Felbertal:					
Felbertal	Fe,Cu, Pb,Mo,W	(90)	-3,6 bis +4,3		15
	I. u. II. Generation		+1,0 bis +4,3		
	III. Generation		-3,3 bis -1,8		
	Mo		+2,9		
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)					
Gesamtsulfid	Pb,Zn,Cu,Fe, FeAs,Mo	(20)	-5,9 bis +2,5		19,26
	Fe	(6)	-0,3 bis +2,5	+0,9	
	Pb	**(13)**	**-4,2 bis +0,3**	**-1,3**	
	Zn	(2)	-5,9 bis +1,4	-0,8	
	Cu		+0,1		
	FeAs	(2)	+1,4 bis +2,0		
	Mo		0,0		
Rechnitzer Fenstergruppe					
Antimonerzbezirk Schlaining					
Goberling	Sb	(5)	-6,9 bis -5,8		7,24
Maltern	Sb		-8,1		7,24
Schlaining	Sb	(14)	-8,4 bis -5,8		7,24
Gesamtdaten	Sb	(14)	-8,4 bis -5,8	-7,1	
Ostalpines Kristallin					
Polymet. Cu-Fe-Zn-Pb Erzbezirk Stubai-Ötztal					
Pb-Zn-Vererzung	Pb,Zn,Fe,Cu	(22)	-2,7 bis +2,6		16
	Pb	(10)	-2,7 bis +0,6	-1,3	
	Zn	(6)	-1,0 bis +2,6	+2,2	
	Fe	(5)	+0,2 bis +2,5	+1,5	
	Cu		+1,8		
Cu-Fe-Vererzung	Cu,Fe,Zn	(27)	-5,9 bis +6,2		16
	Cu	(11)	+1,0 bis +5,7	+3,2	
	Fe	(11)	-5,9 bis +6,2	+1,2	
	Pyrrhotin	(4)	-0,7 bis +0,7	0,0	
	Zn		+0,7		
Polymet. Erzbezirk Schladming					
Bromriese, Krombach	Fahl	(2)	-3,3 bis -2,1		24
Kaunzalm	Fe,Cu	(5)	-2,8 bis +9,2		24
übriges Kristallin					
Abfaltersbach	Sb	(2)	-1,9 bis -1,5		9
Arzberg (Fröschnitz)	Fe		+3,2		24
Brückl	Sb		+3,2		26
Obertilliach	Sb		+3,2		26
Ramingstein	Pb,Zn	(4)	-4,8 bis -3,9		24
St. Christoph/Arlberg	Pb,Zn	(3)	+1,1 bis +3,9		16
Kieslagerstätten:					
Draßnitz	Zn		+4,0		12
Knappenstube	Pyrrhotin		+5,0		12

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 27 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Sulfid*	*n*	*$\delta^{34}S$(CDT ‰)*	*Durchschnitt*	*Lit*
übriges Kristallin					
Kieslagerstätten:					
Wöllatratten	Pyrrhotin		**+3,7**		24
Vererzungen der Marmorzüge:					
Hüttenberg	Fe	(4)	-13,1 bis +2,8		14
Moosburg	Pb	(3)	+13,2 bis +13,4		12,24
Treffen (Villach)	Pb	(5)	+6,0 bis +6,5	+6,2	12,24
Umberg	Zn	(5)	+6,7 bis +7,1	+7,0	12,24
Waldenstein	Fe	(2)	+8,3		12,24
Antimon-(Arsen, Gold-Blei, Kupfer) sowie Gold-Arsenerzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe:					
Guginock	Sb	(3)	+3,0 bis +3,9		9
Gurskerkammer	Sb	(2)	+4,0 bis +4,4		9
Lessnig	Sb		-0,1		9
Mariengrube	Sb		+6,7		11
Nörsach	Sb		+4,0		
Rabant	Sb	(5)	+4,0 bis +5,8		9,24,26
Radlberger Alm	Sb	(3)	0,0 bis +0,9		9,24
Siflitz	Sb		+2,8		9
Ostalpines Paläozoikum					
Innsbrucker Quarzphyllit					
Tux (Wangl,Zillertal)	Fe		+6,9		17
Grauwackenzone					
Siderite:					
Bohnkogel	Fe		-1,9		4
Niederalpl	Fe		-0,9		4
Radmer	Fe	(2)	+2,9 bis +4,2		3
Schendleck	Fahl		-1,9		4
Steirischer Erzberg	Fe	(5)	-2,2 bis +5,1		4
	Fahl		+3,1		4
Magnesite:					
Breitenstein	Sb		-5,4		17
Entachen	Fe	(5)	-15,6 bis +10,6		17
Lassing	Fe		+0,4		17
Oberdorf	Fe		+19,0		24
Schwarzenbach	Fe		-3,7		17
Sunk (Trieben)	Fe	(2)	+0,2 bis +0,4		17
Veitsch	Fahl		+2,3		17
Fahlerzvorkommen:					
Brixlegg	Fahl		-16,0		24
Leogang	Fahl		+1,1		24
Nöckelberg	Fahl		+1,4		24
Röhrerbühel	Fahl		-1,8		24
Schwaz	Fahl	(15)	-7,1 bis -3,9	-5,0	24
Grazer Paläozoikum					
gesamte Sulfide	Pb,Zn,Fe,Cu	(40)	-27,4 bis +2,4		
Erzsulfide	Pb,Zn,Cu,Fe		+2,4 bis +19,2	+6,6	5
distale Sulfide	Fe	(4)	-27,4 bis -4,3	-9,4	5
Stiwoll	Pb		-0,5		5
Naintsch	Pyrrhotin		-1,8		5
Straßeck	FeAs		+4,1		5
konkordant	FeAs	(2)	-6,7 bis +1,9		21
	Pyrrhotin		-5,5		21

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 27 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Sulfid*	*n*	*$\delta^{34}S$(CDT ‰)*	*Durchschnitt*	*Lit*
Grazer Paläozoikum					
Straßeck					
diskordant	FeAs		+3,6 bis +3,8		21
	Fe		+1,4		21
	Pb		+1,5		21
	Cu		+3,9		21
	Boulangerit		+2,0		21
Gurktaler Decke					
Meiselding	Pb		-1,4		12
Metnitz	Zn		-2,9		12
Eisenkappler Altpaläozoikum					
Koprein	Pb,Zn	(2)	+10,0 bis +12,9		10
Ostalpines Mesozoikum					
Nördliche Kalkalpen					
Blei-Zinkerzbezirk Anis Nordtiroler Kalkalpen					
Thaur	Pb,Zn	(11)	-6,8 bis -6,6		24
Höttinggraben	Pb		+4,2		24
Kerschbuchhof	Zn		-6,1		24
Maukenötz	Fahl		-16,8		24
Mieminger Gebirge:					
Drachenkar	Zn		-5,7		22
Grünstein *	Zn	(2)	-13,9 bis -13,5		22
Mursee	Zn		-12,2		22
Tajakopf	Zn	(2)	-14,9 bis -11,8	-13,0	22
St. Veit, Heiterwand	Pb,Zn	(13)	-12,5 bis -3,2	-7,2	22,24
Gesamtdaten	Pb,Zn,Fahl	(26)	-16,8 bis +4,2		22
Blei-Zinkerzbezirk Karn Nordtiroler Kalkalpen					
Alpeil	Zn	(2)	-21,3 bis -18,3		24
Dirstentritt	Pb,Zn	(2)	-15,2 bis -11,9		24
Feigenstein	Pb,Zn	(5)	-23,4 bis -16,4	-18,6	24
Haverstock	Zn	(8)	-19,7 bis -7,3	-11,3	22
Hochgleirsch	Pb,Zn	(18)	-23,4 bis -16,4	-18,6	22
Lafatsch	Pb,Zn	(52)	-30,0 bis -13,2	-18,6	8,22,24
Marienberger Alm	Zn	(5)	-21,0 bis -4,6	-17,0	22
Marienberg	Pb,Zn	(2)	-20,6 bis -18,7		24
Negelseekar (Iglskar)	Zn	(2)	-21,6 bis -21,3		22
Reissenschuh	Pb,Zn	(15)	-16,7 bis -10,9	-15,8	22,24
Schachtkopf	Zn	(11)	-14,5 bis -12,5	-13,7	22
Schartenbaue *	Zn	(10)	-17,6 bis -11,7	-15,8	22
Silberleiten	Zn		-14,8		24
Wassergrube *	Zn	(6)	-20,4 bis -4,4	-11,9	22
Gesamtdaten	Pb,Zn,Fe	(228)	-30 bis -2,2		
Blei-Zinkerzbezirk Anis östliche Kalkalpen					
Annaberg					
"Annaberg"	Zn		+10,7		24
Galmeikogel	Pb		+13,8		23
Spindelhof *	Pb		-17,7		23
Arikogel	Pb		+0,5		24
	Zn		+4,5		24
	Fe	(2)	-9,0 bis +4,2		24
Arzriedel	Pb,Zn	(3)	+27,7 bis +30,5	+29,8	11,12

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 27 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Sulfid*	*n*	*$\delta^{34}S$(CDT ‰)*	*Durchschnitt*	*Lit*
Blei-Zinkerzbezirk Anis östliche Kalkalpen					
Dambachtal	Pb		+3,2		23
Hocheck	**Zn**		**+10,7**		11
Kohlanger	Pb		+7,8		11
Reinfalzalm	Pb		-18,2		24
Schwarzenbach	Pb		-12,4		11
Wendbachtal	Fe		+15,1		12
Gesamtdaten	Pb,Zn,Fe	(19)	-19,5 bis +30,5		
Blei-Zinkerzbezirk Karn östliche Kalkalpen					
Kaltau, Steyerling	Pb		-13,8		22
Puchenstuben	Pb	(2)	-19,5 bis -18,7		12
	Pb,Zn		-18,0 bis -19,5		
Schwarzenberg	Pb		-20,8		12
	Zn		-16,5		
Gesamtdaten	Pb,Zn	(5)	-20,7 bis -18,8		
Drauzug					
Blei-Zinkerzbezirk Anis Drauzugmesozoikum					
Aichach	Pb		+0,8		12,24
Bleiriese	Fe	(2)	-13,5		12,24
	Pb,Zn		-6,8 bis -6,2		12,24
Bleiwand, Golsernock	Pb		+2,6		12,24
Kellerberg	Pb		-5,0		23
	Pb		+3,3		23
Kolm, Scheinitzen	Pb	(2)	-10,3 bis -8,7		12,24
	Zn		-8,6		12,24
Pöllan, Paternion	Pb		+6,1		23
	Fahl		+8,6		23
Spitznöckl	Zn		-2,4		12,24
Gesamtdaten	Pb,Zn,Fe		-13,5 bis +2,6		
Stein-Dellach	Auripigment		+6,9		11
Waidisch,Mattigbaue *	Pb		+5,8		10
zum Vergleich:					
Remschenigg	Pb,Zn	(2)	-4,2 bis +1,9		5
Topla (SLO)	Pb,Zn,Fe	(60)	-29,9 bis +13,7		2,6
Gesamtdaten	Pb,Zn,Fe	(89)	-29,9 bis +13,7		
(ohne Topla)		(29)	-13,5 bis +5,8		
Blei-Zinkerzbezirk Karn Drauzugmesozoikum					
Raibler Schichten:					
Förolach	Pb,Zn	(2)	-16,3 bis -15,0		12,24
Jauken	Pb		-24,1		12,18
Palascha	Pb,Zn	(2)	-22,3 bis -19,4		12,24
Pirkachgraben	Pb		-21,1		12,24
Windisches Alpl	Pb,Zn	(2)	-24,3 bis -22,4		12,24
Gesamtdaten	Pb,Zn	(8)	-24,1 bis -15,0	-20,4	
Wettersteinkalk:					
Burg	Pb		-1,5		24
Dobratsch, SW *	Pb,Zn	(2)	-6,9 bis -5,9		24
Graslitzen	Pb		-0,6		24
Jauken	Pb,Zn	(7)	-4,0 bis +2,4	0,7	12,18
Kellerberg	Pb,Zn	(3)	-6,8 bis -4,6		24
Kienleiten, Kreuzen	Pb,Zn	(2)	-5,1 bis -3,9		12

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 27 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Sulfid*	*n*	*$\delta^{34}S$(CDT ‰)*	*Durchschnitt*	*Lit*
Marchtratten	Pb		-10,7		12,24
Mitterberg	Pb,Zn	(4)	-16,1 bis -5,6	-9,8	12,18
Radnig	Pb,Zn	(3)	-26,9 bis -21,8	-24,0	12,18
Schliwagraben *	Pb		-9,3		24
Tscheckl I	Pb,Zn	(2)	-6,5 bis -4,0		12,24
Tscheckelnock	Pb,Zn	(2)	-4,6 bis -2,6		12,24
Windische Höhe	Zn	(2)	-17,3 bis -8,7		24
Gesamtdaten (ohne Bleiberg)	Pb,Zn	(31)	-26,9 bis -2,4	-9,2	
Hochobir (WK,RS)	Pb,Zn	(26)	-21,0 bis -7,7	-15,0	10,18
Petzen (WK)	Pb	(11)	-7,7 bis -21,0	-14,2	10,18
Windisch-Bleiberg (WK)	Pb,Zn	(28)	-22,0 bis -13,3	-17,0	10,18
zum Vergleich:					
Mesica (SLO)	Pb,Zn	(105)	-24,7 bis -2,8	10,0	2,6,18,20
alle Sphalerite		(23)	-20,6 bis -5,5	-15,1	
alle Galenite		(77)	-24,7 bis -2,8	-8,7	
Molybdänit			-11,9		
Bleiberg:					
Erzkalkvererzung (WK)					
Lagungenfazies	Pb,Zn,Fe	(146)	-26,1 bis -1,4	-10,3	13,18,24
Maxer Bänke (WK)	Pb,Zn	(25)	-31,8 bis -15,1	-22,8	
Cardita-vererzung (RS)	Pb,Zn,Fe	(51)	-31,9 bis -5,7	-24,0	
Rubland-vererzung (RS)	Pb,Zn	(13)	-23,2 bis -10,0	-18,6	
Schwellen-vererzung	Pb,Zn	(8)	-28,0 bis -11,6	-21,3	
alle Sphalerite		(212)	-39,1 bis -1,4	-16,1	
alle Galenite		(116)	-29,4 bis -4,1	-11,1	
alle Eisensulfide		(28)	-26,8 bis -12,2	-16,3	
Gesamtdaten Bleiberg	Pb,Zn,Fe	(241)	-31,9 bis -1,4	-15,0	
Kiesmineralisation (1. Onkolithbank)	Fe	(7)	-22,1 bis -17,0	-18,9	8
Molybdänsulfid	Mo	(2)	-39,0 bis -29,0		13
Zentralalpines Mesozoikum					
Erlachbock, Nockgeb. *	Zn		-1,4		25
Griesbach (Brennermes.)	Fe		-34,6		26
Haidbachgraben (Myrthengraben)	Fe		-4,5		26
Obernberg (Brenner)	Zn	(2)	-2,4 bis -1,3		8,22
	Pb	(3)	-1,3 bis -0,8		
Rudnik (Faaker See)	Pb,Zn	(2)	-7,2 bis -6,8		24

Literatur: SCHROLL, E. & WEDEPOHL, K.H. (1972); 2 DROVENIK, M. et al. (1976); 3 BERAN, A. & THALMANN, F. (1978); 4 MALEKGASEMI, F. (1979); 5 PAK, E. et al. (1980); 6 DROVENIK, M. et al (1981); 7 PAK, E. et al (1981); 8 SCHULZ, O. (1981); 9 CERNY, I. et al. (1981); 10 CERNY, I., et al. (1982); 11 GÖTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983); 12 SCHROLL, E. & PAK, E. (1983); 13 SCHROLL, E. et al. (1983); 14 SCHULZ, O. et al. (1986); 15 HÖLL, R. et al. (1987); 16 VAVTAR, F. (1988); 17 SCHROLL, E. et al. (1989); 18 SCHROLL, E. et al. (1991); 19 REDEN, G. (1991); 20 KUHLEMANN, J. (1995); 21 BOJAR, H.P. et al. (1996); 22 FRUTH, L. (unveröffentl. Daten); 23 GÖTZINGER, M.A. (unveröffentl. Daten); 24 PAK, E., SCHROLL, E. & SCHULZ, O. (unveröffentl. Daten); 25 NIEDERMAYR, G. & PAK, E. (unveröffentl. Daten); 26 SCHROLL, E. (unveröffentl. Daten);

Maxer Bänke und der Schwellenfazies zeigen eine geringere Variationsbreite, allerdings mit sehr leichtem Schwefel (Abb. 371).

Diagenetische Eisensulfide der Raibler Schichten weisen $\delta^{34}S$-Werte zwischen –15 und –20 ‰ auf, diagenetische Molybdänite Extremwerte bis –40 ‰. Durch Überlagerung und Tiefenversenkung haben die Pb-Zn-Mineralisationen der Trias eine thermische Belastung erfahren, die vor allem in der karnischen Stufe zu Remobilisationen Anlaß gegeben haben kann.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die frühdiagenetischen Mineralisationen sind als Produkte der biogenen Sulfatreduktion zu interpretieren, die offenkundig durch ein Regime thermischer Sulfatreduktion abgelöst worden ist. Dies erschwert die Interpretation der Schwefelisotopenverteilung. In-situ-Messungen könnten weiter helfen. Ein erster Versuch an einem oktaedrische Galenitkristall aus Bleiberg mit $\delta^{34}S$ –8 ‰ weist in der Außenzone eine sprunghafte Änderung zu leichtem Schwefel bis –14 ‰ auf (PIMMINGER, M. et al., 1985a,b,c).

Die Häufigkeitsverteilung der Sulfid- und Sulfatisotopen am Beispiel der Lagerstätte Bleiberg ist in Abb. 371 dargestellt. Die $\delta^{34}S$-Verteilungen in den großen Lagerstätten, wie Bleiberg, Mezica oder Lafatsch sind durch drei Maxima gekennzeichnet. Der Vergleich der Häufigkeitsverteilungen ist auch vom genetischen Standpunkt nicht uninteressant. Diese alpinen Pb-Zn-Vererzungen in der ostalpinen Trias zeigen eine gewisse Ähnlichkeit in der Schwefelisotopenverteilung mit Lagerstätten im Unterkarbon Irlands, wie etwa mit Tynagh.

Die Schwefelisotopenverteilung in der schichtgebundenen Blei-Zink-Baryt-Vererzung des Grazer Paläozoikums läßt sich mit der der gleichaltrigen und genetisch ähnlichen Lagerstätte Meggen in Westfalen vergleichen (Abb. 372).

3.3.3. Schwefelisotope in Kohlen

Die Schwefelisotopenverteilung wird durch den Inkohlungsprozeß geprägt. Proben mit geringen Schwefelgehalten erscheinen in der Schwefelisotopenverteilung homogener als solche mit höheren. Negative $\delta^{34}S$-Werte sind zweifellos auf bakteriogene Prozesse zurückzuführen. Die $\delta^{34}S$ der in Tab. 28 angeführten Proben liegen zwischen –17,0 und +2,5 ‰. Die Braunkohlen aus dem Hausruckgebiet in Oberösterreich sind durch leichten Schwefel, die aus den Köflacher Revieren in der Steiermark durch schwach positive Werte ausgezeichnet. Eine Abhängigkeit vom Gesamtschwefelgehalt ist nicht festzustellen.

Tabelle 28.
Schwefelisotope in Kohlen.

Vorkommen	*S%*	*δ34S ‰ (CDT)*
Göbelberg, Hausruck (WTK)	1,8	–17,0
Göbelberg/Südfeld	1,2	–6,5
Trimmelkam, Unterflözschlitz U366 (SAKOG)	1,6	+4,3
Trimmelkam, Unterflözschlitz U364	2,3	+2,8
Trimmelkam, Kohlenstaub	2,95	+2,5

Lit.: AUGUSTIN–GUYRITS, K. & SCHROLL, E. (1986)

3.4. Strontiumisotope

Die Strontiumisotopenanalyse wird nicht nur für Rb/Sr-Altersdatierungen verwendet. Sie ist auch zu einem unentbehrlichen Werkzeug der Petrologie und Lagerstättenuntersuchung geworden. Die geochemische Verteilung von Rb, bzw. des Hauptelementes Kalium bedingt eine unterschiedliche Strontiumisotopenzusammensetzung in magmatischen Gesteinen. Die Rb-armen Mantelgesteine haben einen wesentlich niedrigeren Rb-Gehalt und niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse als die sauren Gesteine der kontinentalen Kruste: ca. 0,702 bis 0,706 gegenüber 0,710. Die Magmatite von Subduktionszonen liegen mit ca. 0,705 bis 0,709 dazwischen.

Besondere Bedeutung kommt der kontemporalen Homogenität des Meerwassers zu. Die Verweilzeit des Sr ist mit 4,1 Ma relativ groß. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte variieren temporal (im Paläozoikum 0,7067 bis 0,7091, [Abb. 373]). Die Schwankungen werden durch Laugungsprozesse in der ozeanischen Kruste, Vulkanismus und Abtragung kontinentalen Gesteinsmaterials gesteuert. Die Bestimmung der Strontiumisotopen kann daher zur Alterseinstufung mariner Sedimente herangezogen werden.

Meteorisches Wasser entspricht im $^{87}Sr/^{86}Sr$-Wert dem des Meereswassers oder zeigt höhere Werte. Die Tiefenwässer stehen unter dem Einfluß der von ihnen durchströmten Gesteinsserien. Hydrothermale Wässer führen verstärkt zu Reaktionen mit den durchströmten Gesteinen und dem Nebengestein. Der Einfluß des radiogenen Strontiums wird durch niedrige Wasser-Gesteins-Verhältnisse und Vorliegen niedriger Sr-Konzentrationen verstärkt.

Die Untersuchung der Strontiumisotopenzusammensetzung von Gesteinen und Mineralen von Mineralisationen ermöglicht wesentliche Aussagen:

- Herkunft von Wässern und Fluiden
- Rückschlüsse auf die Wechselwirkungen der Fluide mit dem Nebengestein
- Datierung der Nebengesteine und der Mineralisation mit der Rb/Sr-Methode
- Identität Rb-freier (-armer) Mineralphasen mit dem Sr-Isotopenverhältnis kontemporären Meerwassers, wenn seit Ausscheidung aus dem Meerwasser ein geschlossenes System bestanden hat.
- Bildungstemperaturen indirekt über Schließtemperaturen.

Das Beispiel der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg (Tab. 29) zeigt, daß die Strontiumisotopen drei verschiedenen Quellen zuzuordnen sind. Im Nebengestein entpricht der Minimalwert der Isotopenzusammensetzung des kontemporären Meerwassers (Karn 0,707). Die starke Streuung der Strontiumisotopenwerte geht auf radiogenes Strontium zurück, das auf die hohen Rubidiumwerte der Schiefertone der Raibler Schichten und tektonisch verfrachteten Kluftschiefer zurückzuführen ist. Diskordante Baryte, allerdings nur durch drei Proben belegt, weisen einen homogenen $^{86}Sr/^{87}Sr$-Wert auf. Im Falle synsedimentärer Barytabscheidungen wäre bei niedrigen Strontiumgehalten im Baryt der Isotopenwert des kontemporären Meerwassers zu erwarten. Die dritte Quelle also, das mit dem Barium zugeführte Strontium ist zwar sicher existent, müßte aber durch weitere Isotopenuntersuchungen präziser ermittelt werden (SCHROLL, E. et al., 1996).

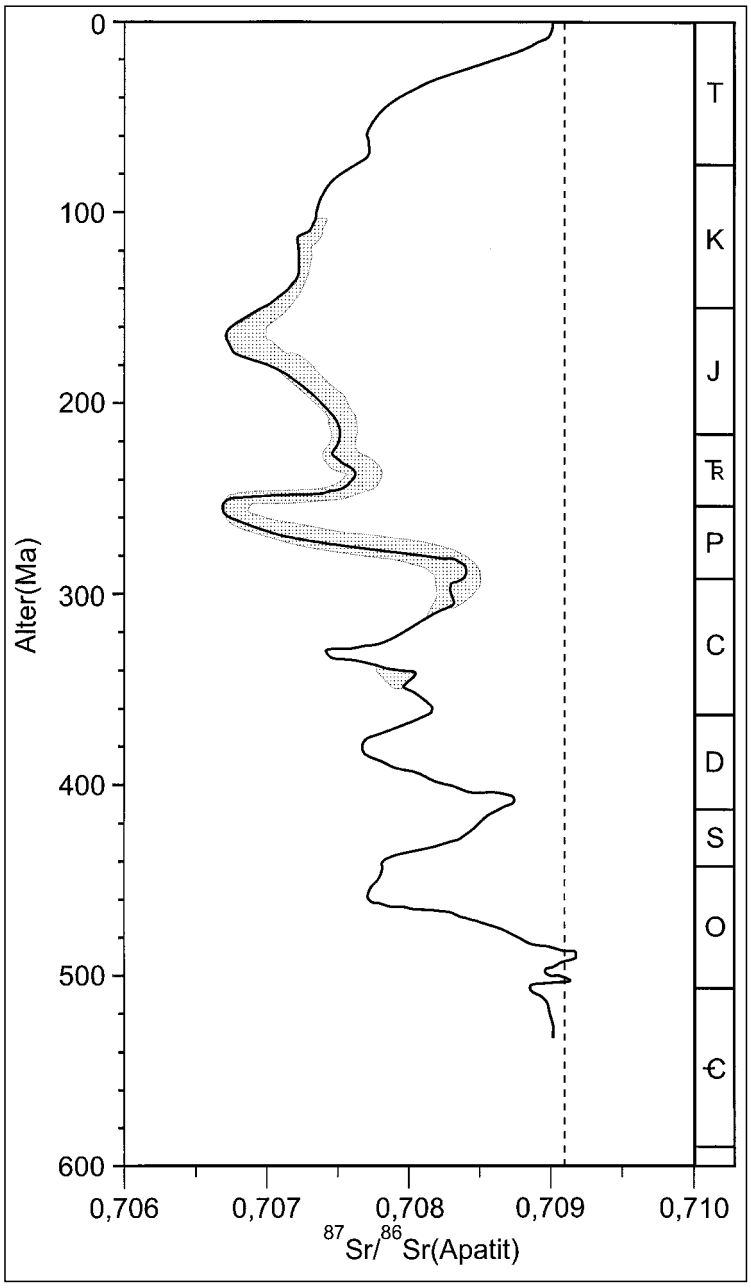
Allgemein lassen synsedimentäre Gipse und Anhydrite ihren Bezug zum Meerwasserstrontium erkennen. Dies dürfte auch in Bleiberg ebenso für Fluorite, Calcite und Dolomite zutreffend sein, wenn man die Strontiumisotopenwerte unter Annahme eines frühen Vererzungsprozesses mit den Rb-Gehalten zeitlich korrigiert (SCHROLL, E. et al., 1996). Die Sr-armen Magnesite zeigen in einigen Fällen gegenüber Meerwasser deutlich überhöhte Sr-Isotopenwerte, z.B. Grundlsee und Kaswassergraben.

Das Strontium aus tonigem bis saurem Milieu prägt die Magnesite aus dem kontinentalen Milieu des permischen Grödener Sandsteines, wie Sandtal/Elmau oder Reißkofl (FRIMMEL, H. & NIEDERMAYR, G., 1991; Abb. 374).

Die Spatmagnesite der östlichen Grauwackenzone unterscheiden sich im Prinzip nicht von denen des permoskythischen Salinars. Es gibt Proben, deren Wert an den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 373.
Zeitabhängigkeit der Strontiumisotopen-Verteilung.



des karbonen Meerwasserstrontiums herankommt und solche, die durch spätere Prozesse höhere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte erhalten haben (FRIMMEL, H., 1988a,b; KRALIK, M., 1989).

Magnesit und die Karbonatgesteine von Lassing weisen eine ähnliche Strontiumisotopenverteilung auf, während die Vertalkung durch alpidische Lösungen mit höheren Strontiumisotopenwerten erfolgt ist (GRUM, W., 1995).

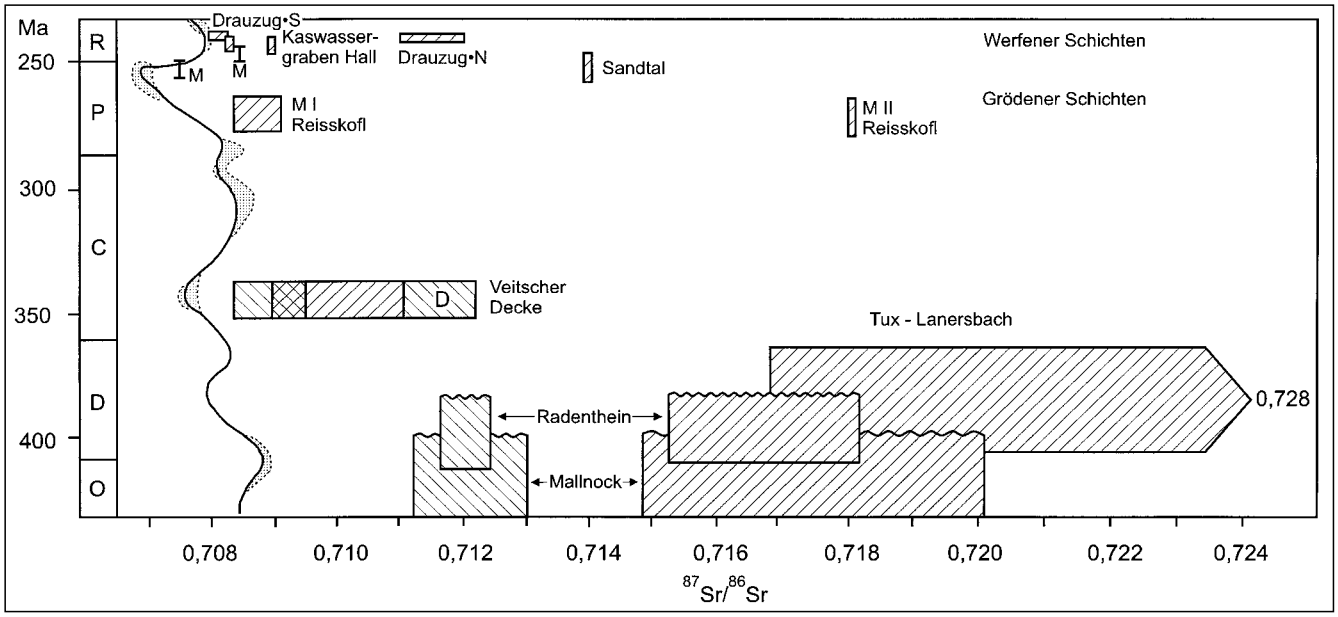
Das Scheelit- und Wolframit führende Magnesitvorkommen vom Mallnock, das altersmäßig ins Devon gestellt wird, hebt sich durch erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte deutlich ab, ebenso wie die Magnesite aus dem Kristallin, wie aus der Talklagerstätte Rabenwald, aus der Magnesitlagerstätte Radenthein und aus der Magnesit-Scheelit-Lagerstätte Tux-Lanersbach. Radenthein und Tux-Lanersbach sind metamorphe Vorkommen, in einem Rb-reichen Gesteinsmilieu.

Das Beispiel von Tux-Lanersbach zeigt, daß bei hohen Strontiumsiotopenwerten und Rb-reichem Nebengestein und die durch Metamorphosen verursachten Remineralisationen der originäre Ausgangszustand nicht mehr ableitbar ist.

Dagegen lassen die Sideritdaten isotopenmäßig keinen Zusammenhang mit Meerwasser erkennen. Für die Siderite des Steirischen Erzberges zeichnet sich eine dreistufige Abfolge unter Zunahme der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte ab (FRIMMEL, H., 1988a,b).

In Brixlegg unterscheiden sich die Isotopenwerte der devonischen Dolomitgesteine und des eingelagerten Anhydrites signifikant von denen der Baryte, so daß eine jüngere Bariumzufuhr postu-

Abb. 374. ▼▽▼
Strontiumisotopen-Verteilung in Magnesitvorkommen. Rechtsschraffur = Magnesit; Linksschraffur = Dolomit. Modifiziert und ergänzt nach FRIMMEL, H. & NIEDERMAYR, G. (1991).



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 29.
Strontiumisotope.

Abkürzungen: Anh Anhydrit; Ank Ankerit; Ba Baryt; Cc Calcit; Do Dolomit; Ft Fluorit; Gy Gips; Mg Magnesit; Si Siderit

Vorkommen	*Mineral*	*n*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	*Lit*
Penninische Fenster				
Tauernfenster				
Wolframerzbezirk Felbertal				
Felbertal	Scheelit1	(2)	0,7400 bis 0,7255	11
	Scheelit2	(3)	0,7451 bis 0,7943	11
	Scheelit3	(6)	0,71830 bis 0,79943	11
	K1-Gneis	(5)	0,7683 bis 0,8378	11
	K2-Intrusion		0,73065	11
	Amphibolit	(4)	0,7193 bis 0,7265	11
	Hornblendit	(3)	0,7890 bis 0,8018	11
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge)				
	Do-Gang		0,7096	13
	Fe-Karbonat	(2)	0,7088 bis 0,7094	13
	Cc-Marmor		0,7078	13
	Thermalwässer	(8)	0,7126 bis 0,7130	7
			ϕ 0,7106	7
	Kaltwässer	(7)	0,7091 bis 0,7125	7
			ϕ 0,7128	7
	Nebengestein		0,7157 bis 0,7220	7
Rechnitzer Fenstergruppe				
Antimonerzbezirk Schlaining				
Schlaining	Grünschiefer	(3)	0,7055 bis 0,7094	4,8,13
	Kalkglimmer-schiefer	(12)	0,7074 bis 0,7111	4,8,13
	Lettenerz	(5)	0,7010 bis 0,7123	4,8,13
	Cc (metamorph)	(7)	0,7073 bis 0,7082	4,8,13
	Cc (Wurzel-zone)	(4)	0,7071 bis 0,7127	4,8,13
	Cc	(4)	0,7075 bis 0,7111	4,8,13
	hypothetisches Fluid		***0,7120***	*13*
Ostalpines Kristallin				
Radenthein	Do		0,7117 bis 0,7125	6
	Mg		0,7153 bis 0,7182	6
Chromit-Asbest (Magnesit)bezirk Kraubath-Hochgrössen				
Kraubath	Mg	(13)	0,7082 bis 0,7106	13
	Talk	(2)	0,7116 bis 0,7117	13
	Serpentin	(8)	0,7099 bis 0,7107	13
	Ultramafitit	(5)	0,7073 bis 0,7089	13
Eisenspatbezirk Hüttenberg				
Hüttenberg	Si	(8)	0,7110 bis 0,7130	1
Hämatit- (Eisenglimmer") Bezirk Waldenstein				
Waldenstein	Do-klüfte	(3)	0,7098 bis 0,7099	13,14
	Do-glimmerschiefer		0,7097	13,14
	Do-glimmerschiefer, alteriert		0,7095	13,14
	Do-marmor	(2)	0,7083 bis 0,7089	13,14
	Vererzung	(2)	0,7118 bis 0,7134	

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 29 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*$^{87}Sr/^{86}Sr$*	*Lit*
Talk- Leukophyllitbezirk ostalpines Altkristallin				
Rabenwald	Leukophyllit		0,7530	13
	Talk	(2)	0,7171 bis 0,7212	13
	Mg		0,7210	13
	Do-marmor	(2)	0,7217	13
	hypothetisches Fluid		***<0,7160***	*13*
Ostalpines Paläozoikum				
Innsbrucker Quarzphyllit				
Magnesit-Scheelitbezirk Tux				
Tux	Scheelit1 (präkretacisch)	(7)	<0,7200	10,12,13
	Scheelit2 (tertiär)	(3)	0,7290 bis 0,7340	10,12,13
	Quarz-Karbonat-Scheelit3-Gänge (spättertiär)		>0,7340	10,12,13
	Mg	(9)	0,7169 bis 0,7285	10,12,13
	Nebengesteins-karbonate	(11)	0,7154 bis 0,7281	10,12,13
	Schwarzschiefer (Tuxer Phyllit)	(5)	0,7146 bis 0,7273	10,12,13
	Quarzphyllite	(2)	0,7410 bis 0,7450	10,12,13
Grauwackenzone				
Westliche Grauwackenzone				
Brixlegg	Do	(77)	0,7081 bis 0,7133	3,5
	Anh	(3)	0,70108 bis 0,7107	3,5
	Ba	(13)	0,7117 bis 0,7133	3,5
	Strontianit		0,7126	3,5
	Cc		0,7173	3,5
Eisenerzbezirk Norische Decke				
Schendleck	Feldspat (Porphyroid)		0,7032	1
Neuberg	Si	(2)	0,7181 bis 0,7185	1
Steir. Erzberg	Si	(6)	0,7129 bis 0,7178	1
			ϕ 0,7151	1
Radmer	Ank		0,7140	1
Radmer	Si, feink.		0,7140	1
	Si, grobk.		0,7150	
Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke				
Veitsch	Mg	(3)	0,7104 bis 0,7110	2
	Do		0,7108	2
Häuselberg	Mg	(4)	0,7099 bis 0,7105	1
	Do	(2)	0,7110 bis 0,7122	1
	Cc	(2)	0,7087 bis 0,7092	1
Sunk, Trieben	Mg	(3)	0,7087 bis 0,7103	1
	Do		0,7084	1
	Cc		0,7083 bis 0,7085	1
Lassing	Talk	(2)	0,7088 bis 0,7116	13
	Mg	(2)	0,7097 bis 0,7106	13
	Do-marmor	(7)	0,7081 bis 0,7093	13
	hypothetisches Fluid der Vertalkung		***> 0,7112***	13

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 29 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*n*	*$^{87}Sr/^{86}Sr$*	*Lit*
Grazer Paläozoikum				
Guggenbach	Ba		0,7079	1
Gurktaler Decke				
Mallnock	Do		0,7112 bis 0,7130	6
	Mg		0,7148 bis 0,7205	6
Ostalpines Mesozoikum				
Nördliche Kalkalpen				
Fluoritmineralisationen				
Laussa–Platzl	Gutensteiner			
	Do		0,7084	9,13
Moosegg	Ft	(2)	0,7072 bis 0,7077	13
Moosegg	Ft	(2)	0,7093	13
	Cc (Klüfte)		0,7085	13
Wienern, Grundlsee	Mg		0,7207	6
Haselgebirge	Gy, Anh	(34)	0,7070 bis 0,7088	15
sek. Evaporite	Gy, Anh	(4)	0,7076 bis 0,7081	15
Untertrias	Gy, Anh	(4)	0,7079 bis 0,7082	15
Kaswassergraben	Mg		0,7185	6
	Do		0,7096	6
Hall / Tirol	Mg		0,7084	6
Sandtal, Ellmau *	Mg		0,7159	6
Drauzug				
Podlanigbach *	Mg		0,7082	6
Koflergraben *	Mg		0,7220	6
"Dobratsch"	Mg		0,7108	6
	Mg, Gy		7080	6
Reißkofel *	Mg		0,7142	6
Blei-Zinkerzbezirk Karn Drauzugmesozoikum				
Bleiberg	Ba	(3)	0,7089	16
	Anh (blau)		0,7077	16
	Nebengestein u. karb. Gangart	(15)	0,7075 bis 0,7099	
Zentralalpines Mesozoikum				
Großer Otter	Ba (im Quarzit)	(12)	0,7100 bis 0,7108	13
	Ba (im Karb.)	(7)	0,7115 bis 0,7120	13
	Nebengesteins-karbonate	(16)	0,7083 bis 0,7119	13
	Karbonat-klüfte	(6)	0,7083 bis 0,7101	13
	hypothetisches Fluid		***>0,7110***	*13*

Literatur: 1 FRIMMEL, H. (1988); 2 KRALIK, M. (1989); 3 FRIMMEL, H. & PAPESCH, W. (1990); 4 FRANK, W. et al. (1991); 5 FRIMMEL, H. (1991); 6 FRIMMEL, H. & NIEDERMAYR, G. (1991); 7 EGLE, S. (1991); 8 GRUM, W. et al. (1992); 9 GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W. (1992); 10 RAITH, J.G. & GRUM, W. (1992); 11 EICHHORN, R. (1994); 12 RAITH, J.G. et al. (1995); 13 GRUM, W. (1995), 14 PROCHASKA, W. et al. (1995); 15 SPÖTL, C. & PAK, E. (1996); 16 SCHROLL, E. (1996);

liert werden muß (FRIMMEL, H., 1991). Eine Barytprobe aus den stratiformen Pb-Zn-Vorkommen des Grazer Paläozoikums ergab einen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Wert, der dem des devonischen Meerwasserstrontiums entspricht (FRIMMEL, H., 1988).

Bei den Baryten des Semmeringmesozoikums ist eine Strontiumkomponente feststellbar, die mit der bariumführenden Lösung zugeführt worden ist. Die Baryte des karbonatischen, anisischen Nebengesteins zeigen die höchsten Sr-Isotopenwerte (0,7115 bis 0,7120) in Verbindung mit maximalen Konzentrationen an Gesamtstrontium. Dies spräche für eine postanisische, epigenetische Bariumzufuhr und einer Barytmineralisation unter Mitwirkung anisischen Meerwassersulfates. Im vorgeschlage-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nen Modell wird ein kretazisches Ereignis erwogen (GRUM, W., 1995).

Die Lagerstätten von Waldenstein und Hüttenberg, die im polymetamorphen, oberostalpinen Kristallin an eine Serie von Glimmerschiefern, Gneisen, sauren Magmatiten, basischen und ultrabasischen Gesteinen neben Anteilen von Karbonatsedimente gebunden sind, weisen relativ niedrige Strontiumisotopenwerte auf.

Die polymetamorphe Scheelitvererzung vom Felbertal, teilweise in einem sehr Rb-reichen Milieu, fällt durch extrem hohe und stark variante Strontiumisotopenwerte auf. Die Daten der Antimonlagerstätte Schlaining sind mit der Annahme einer Herkunft aus metapelitischem Gesteinsmilieu kompatibel.

Soweit bekannt, zeichnen sich hydrothermale Mineralisationen, die an größeren Störungen gelegen sind, durch $^{87}Sr/^{86}Sr$-Werte um 0,711 aus, während metamorphe und polymetamorphe Vorkommen innerhalb des Vorkommens stark streuende Werte aufweisen, die mit den hohen Isotopen-Verhältniswerten der Nebengesteine korrespondieren (GRUM, W., 1995). Die Strontiumisotopenuntersuchungen bestätigen zwar mehrmalige Mineralisationsprozesse, die durch großtektonische Ereignisse verursacht worden sind, ermöglichen aber nicht, die initialen Daten zu ermitteln.

3.5. Bleiisotope

(V. KÖPPEL)

Die Verhältnisse sind für massenspektrometrische Fraktionierungseffekte gemäß den Messungen von NBS SRM 982 korrigiert. Für korrigierte Messungen ergeben sich 2 Sigma-Fehler von $\pm$0,075 % ($^{206}Pb/^{204}Pb$), $\pm$0,1 % ($^{207}Pb/^{204}Pb$) und $\pm$0,14 % ($^{208}Pb/^{204}Pb$). Die Modellalter t_2, μ_2 (= $^{238}U/^{204}Pb$) und W_2 (= $^{232}Th/^{204}Pb$) wurden gemäß dem zweistufigen Modell von STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975) berechnet und ihre Fehler betragen $\pm$20 Ma, resp. $\pm$0,07 und $\pm$0,6. μ und W_2 sind die zeitintegrierten Verhältnisse der Reservoirs, in denen sich das Pb bis zu seiner Trennung von U und Th gemäß den Gleichungen (1–3) entwickelt hat. Die $^{208}Pb/^{204}Pb$-Modellalter wurden nicht aufgeführt. Sie ergeben sich aus Gleichung (3) mit dem von STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975) berechneten W_2 = 36,84:

1) $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{t_2} = (^{206}Pb/^{204}Pb)_{t_1} + \mu(e^{t_1}–e^{t_2})$

2) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{t_2} = (^{207}Pb/^{204}Pb)_{t_1} + \mu(137{,}88^{-1})(e'^{t_1}–e'^{t_2})$

3) $(^{208}Pb/^{204}Pb)_{t_2} = (^{208}Pb/^{204}Pb)_{t_1} + W_2\,(e''^{t_1}–e''^{t_2})$

(W_2 = 36,84, μ = 9,74, t_1 = 3,7 Ga)

Zur Interpretation der Pb-Isotopenverhältnisse

Die Pb-Evolutionskurve der Fig. A, A' (Abb. 375) nach dem Entwicklungsmodell von STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975) ist eine gute erste Näherung für durchschnittliches Pb der kontinentalen Kruste. In den Plumbotektonik-Modellen von DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. (1979), oder ZARTMAN, R.E. & HAINES, S.M. (1988) entspricht diese Kurve ungefähr der Entwicklung der Pb-Isotopen bei Prozessen der Orogenesen, wobei Material der Ober- und der Unterkruste sowie des Mantels gemischt werden (vergl. untenstehende Tabelle). Eine partielle Homogenisierung der Pb-Isotopen ist vor allem in magmatischen Gesteinen zu erwarten, sowie in Psammiten/Peliten. Solche Gesteine, sowie Volcanogenic Massive Sulfide (VMS-)Lagerstätten mit Pb als Hauptkomponente, enthalten im allgemeinen ein Pb, dessen Isotopenzusammensetzung dem „Orogen-Pb" entspricht. Im PbS von Lagerstätten bleibt diese Zusammensetzung erhalten, die Gesteine hingegen sind Teil der neuen Unter- und Oberkruste, d.h. ihre Pb-Isotopensignatur wird sich im Lauf der Zeit gemäß den U/Pb- und Th/Pb-Verhältnissen weg von der Orogenkurve entwickeln.

	μ	W
Oberkruste[1])	hoch	hoch
Unterkruste[2])	tief	hoch
Verarmter Mantel[3])	tief	tief

[1]) Sedimente, magmatische Gesteine, Metamorphite bis zur Amphibolitfazies
[2]) Granulitfazielle Gesteine
[3]) Ozeanischer Mantel

In Fig. A, A' (Abb. 375) sind für Gesteine und Erzlagerstätten unterschiedlicher geotektonischer Milieus die charakteristischen Isotopenverhältnisse aufgeführt. Niedrige $^{207}Pb/^{204}Pb$- und $^{208}Pb/^{204}Pb$-Werte sind typisch für Pb aus dem verarmten Mantel (niedrige μ- und W-Werte). Rezente VMS-Lagerstätten von mittelozeanischen Rücken ohne rezente Sedimentbedeckung weisen Mantelblei auf. In Anwesenheit von Sedimenten besteht das Erzblei aus einer Mischung von Mantel- und Sedimentblei, oder es kann auch Sedimentblei dominieren. Die $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter sind in der Regel zu jung, d.h. negativ. Dies gilt auch für Blei in Gesteinen und Lagerstätten von primitiven Inselbögen, welche keine ältere, konsolidierte Kruste aufweisen. Bei Anwesenheit von älterer Kruste, z.B. in Back-arc-Bereichen und in reifen Inselbögen tritt in den VMS-Lagerstätten neben einer eher untergeordneten Mantelkomponente auch eine Blei-Komponente der Kruste mit relativ hohen $^{207}Pb/^{204}Pb$- und $^{208}Pb/^{204}Pb$-Verhältnissen auf. Die Isotopenzusammensetzung solcher Mischungen weist daher meist zu hohe $^{207}Pb/^{206}Pb$- und zu niedrige $^{208}Pb/^{204}Pb$-Modellalter auf (z.B. Kuroko-Erze, JADE-Feld, [HALBACH, P. et al., 1997]).

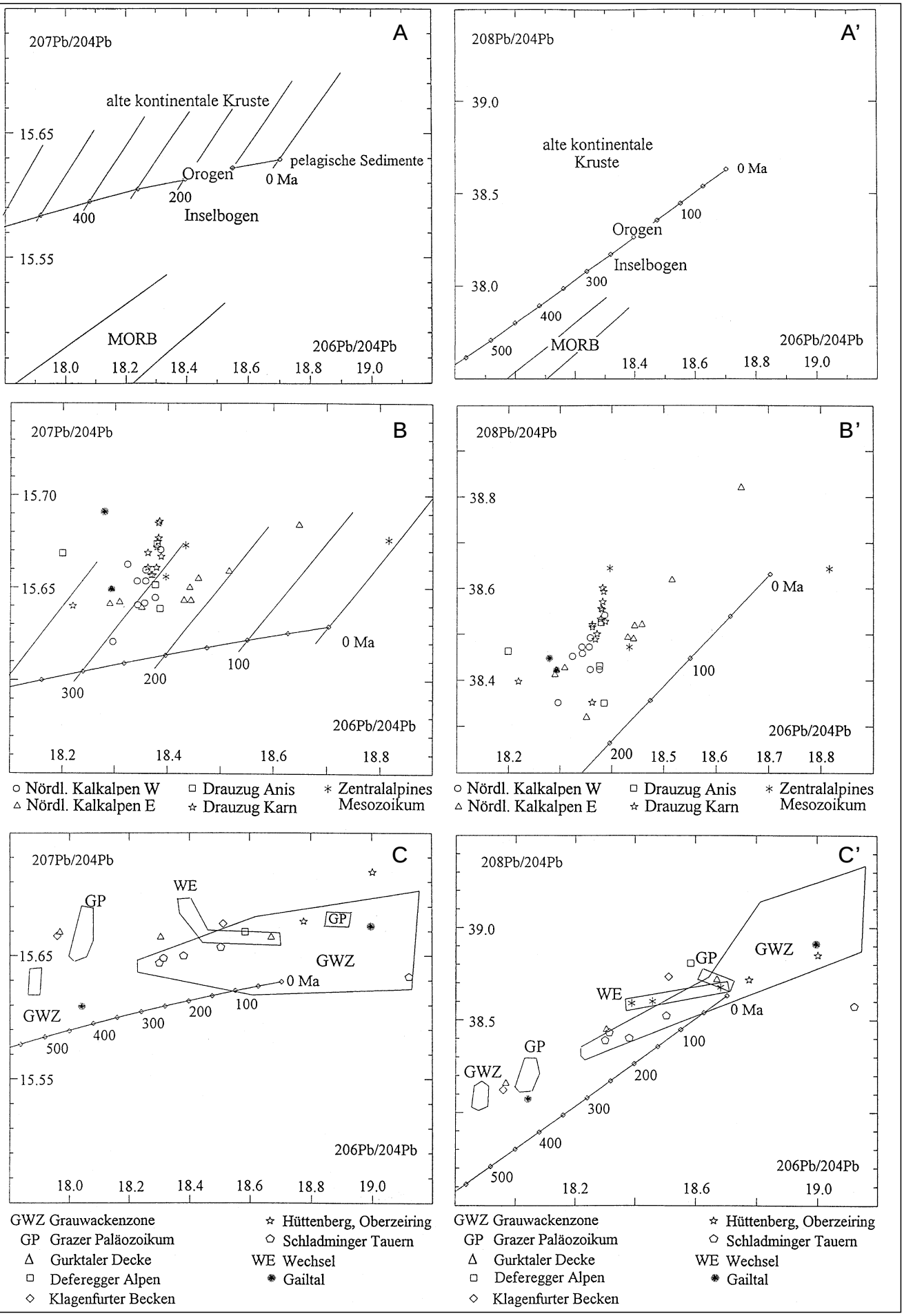
Das sogenannte Orogenblei repräsentiert die durchschnittliche Zusammensetzung kontinentaler Kruste, wobei zu beachten ist, daß je nach Grad der Homogenisierung auch das Orogenblei bezüglich der $^{207}Pb/^{204}Pb$- und $^{208}Pb/^{204}Pb$-Werte eine gewisse Variabilität aufweist.

Die heutige Pb-Zusammensetzung alter kontinentaler Kruste ist variabel (ZARTMAN, R.E., 1974) und hängt im wesentlichen von der Vorgeschichte des Krustenmaterials und vom Zeitpunkt der Krustenkonsolidierung ab. Die $^{208}Pb/^{204}Pb$-Werte sind stets relativ hoch. Im Alpenraum sind die altpaläozoischen bis jungpräkambrischen Metasedimente durch relativ hohe $^{207}Pb/^{204}Pb$- und $^{208}Pb/^{204}Pb$-Werte charakterisiert, was darauf hindeutet, daß ihre Zusammensetzung von altproterozoischem bis archaischem Detritus dominiert wird.

Zusammenfassung der Pb-Isotopenuntersuchungen

Die Scheelitlagerstätte Mittersill sowie die Goldvorkommen vom Typ Schellgaden enthalten eine Mischung von Mantel- und Krustenblei. Derartige Isotopensignaturen sind typisch für Lagerstätten, die in einem Frühstadium der Krustenentwicklung, ohne Einbezug einer alten Kruste, in einem Inselbogenbereich oder an einem aktiven Kontinentalrand gebildet wurden. Ähnliche Signaturen sind an divergierenden Plattengrenzen im ozeanischen Bereich dann zu beobachten, wenn neben basaltischer Kruste auch Sedimente der ozeanischen Kruste von hydrothermaler Aktivität erfaßt wurden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

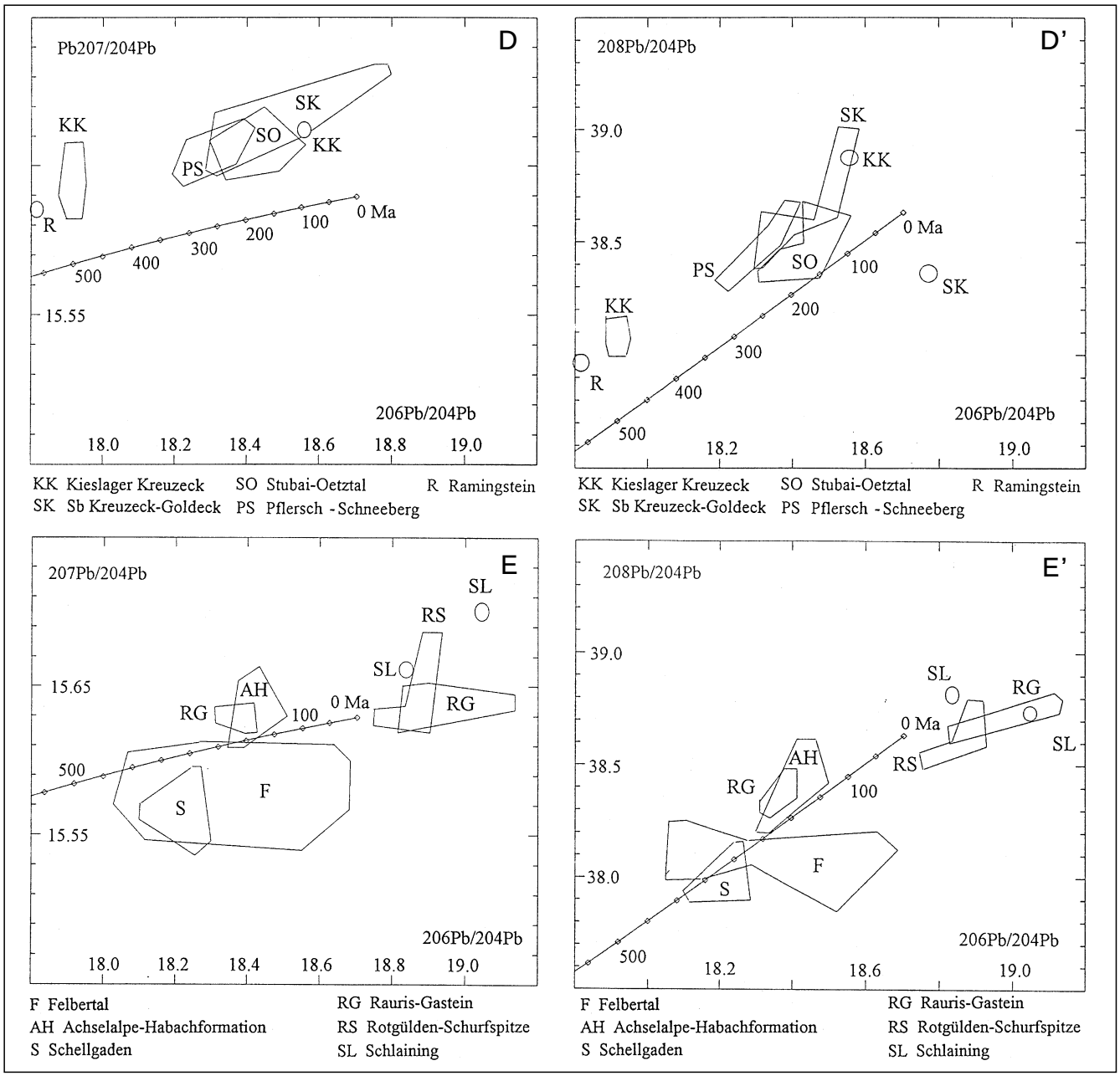


Abb. 375.
Bleiisotope in Erzen ostalpiner Lagerstätten.

Blei in Pb-Zn-Lagerstätten ostalpiner Decken weist eine typische Signatur kontinentaler Kruste mit hohen μ_2- und W_2-Werten auf (Vorkommen im Ötztalkristallin, im Grazer Paläozoikum, in der Trias). Eine Herkunft aus prä-oberordovizischen Metasedimenten ist auf Grund der ähnlichen Isotopensignatur des Feldspatbleis angezeigt. Zirkonalter von Metasedimenten der Südalpen und ostalpinen Dekken beweisen die Anwesenheit von altproterozoischem Detritus, was mit den hohen μ- und W-Werten ihres Gesteins- und Feldspatbleis kompatibel ist.

Pb-führende Vorkommen des Penninikums weisen vergleichsweise niedrigere μ_2- und W_2-Werte ähnlich den Signaturen des Spurenbleis in Feldspäten von sauren, herzynischen Intrusionen auf.

Radiogenes Pb (hohe $^{206}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse) mit negativen Modellaltern fehlt in Lagerstätten mit erheblichen Pb-Mengen. Dies deutet darauf hin, daß in den Alpen keine Krustenbereiche mit Altern von >1000 Ma anwesend sind. Im Grenzbereich der alpinen Grünschiefer-Amphibolitfazies-Metamorphose tritt in untergeordneten Mengen Galenit in metamorphogenen Lagerstätten auf, z.B. in Goldgängen der Hohen Tauern und Rotgülden-Schurfspitze. Oft handelt es sich um radiogenes Pb mit typischerweise relativ niedrigen $^{208}Pb/^{204}Pb$-Verhältnissen und somit niedrigen W_2-Werten. Dies läßt auf eine selektive Mobilität von uranogenem gegenüber thorogenem Pb bei der Metamorphose schließen. Verschiedene Untersuchungen an angrenzenden Lithologien mit kontrastierenden Pb-Isotopen-Signaturen haben gezeigt, daß die Mobilität von Pb während Metamorphosen gering ist, daß sie aber deutlich bei Anwesenheit von signifikanten Gehalten an wasserhaltigen Mineralien, die während der Metamorphose rekristallisierten, erhöht ist. Erhöhte Mobilität wurde ferner im Bereich von Scher- und Störungszonen mit Fluidzirkulation beobachtet. Im Gegensatz zu Lagerstätten mit geringen Pb-Gehalten ist in Lagerstätten mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

großen Pb-Mengen eine Veränderung der Isotopenverhältnisse durch Zufuhr von radiogenem Gesteinsblei nicht, oder höchstens in geringem Ausmaß, zu erwarten.

Eine ausführliche Diskussion findet sich in KÖPPEL, V. et al. (1993).

Die Figuren A und A' in Abb. 375 veranschaulichen die Lage von Datenpunkten von Erz- und Gesteinsblei der Alpen aus geotektonisch unterschiedlichen Bereichen in $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$-Diagrammen. Die ausgezogene Kurve widerspiegelt die Entwicklung von durchschnittlichem, kontinentalem Krustenblei gemäß dem zweistufigen Modell von STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975). Die Isochronen sind der geometrische Ort der Datenpunkte mit identischen $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellaltern. Aus den Ostalpen sind bis heute keine Daten von Erzblei bekannt, die im MORB-Feld liegen. Die im Feld mit „alte kontinentale Kruste" bezeichneten Daten implizieren nicht die Existenz von alten (>1 Ga) Krustensegmenten in den Alpen, sondern weisen auf das Vorhandensein von altem Krustenmaterial in Metasedimenten hin. Die relative Lage der Datenfelder zueinander ist unabhängig vom Alter der Orogenese, doch ist zu beachten, daß die Blei-Isotopenverhältnisse des Gesteinsbleis sich im Laufe der Zeit je nach U/Pb und Th/Pb weiterentwickeln.

Die Fig. B und B' der Abb. 375 wurden nach KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1978, 1985, 1988) zusammengestellt.

Die einzelnen Pb-Zn-Vorkommen in Triaskarbonaten weisen, soweit geprüft (n>1), innerhalb der Meßgenauigkeit homogene Isotopenverhältnisse auf.

Die Vorkommen im Karn des Drauzuges zeigen die geringste Streuung und sind innerhalb der 2σ-Fehler meist nicht signifikant verschieden. Ausnahmen sind die Proben der Vellacher Kotschna und Mezica (SLO). Die Proben aus dem Anis streuen deutlicher, und Topla (SLO) weist mit 455 Ma das höchste $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter auf. Die Daten der nordtiroler Kalkalpen streuen wenig und sind jenen des Karns im Drauzug ähnlich. Einzig die Probe Heiterwand weist relativ niedrige μ- und W_2 -Werte auf. Die $^{206}Pb/^{204}Pb$- und $^{207}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse der Proben der östlichen nördlichen Kalkalpen variieren am stärksten. Sie zeigen in beiden Diagrammen einen linearen Trend. Ihre $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter sind vergleichsweise niedrig (Tab. 30).

Typisch für die Blei-Isotopencharakteristik sind die relativ hohen μ- und W_2 -Werte und die zu hohen $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter um 300 Ma, während die $^{208}Pb/^{204}Pb$-Modellalter mit 100–0 Ma relativ jung sind. Aus dem Vergleich von Erzblei mit Feldspatblei und Gesteinsblei ergab sich, daß ein überwiegender Teil des Bleis aus dem Kristallin stammt.

Die Daten von Obernberg fallen aus dem Rahmen. Die hohen $^{206}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse lassen vermuten, daß sie während der alpinen Metamorphose durch Zufuhr von uranogenem Blei erhöht wurden. Die vergleichsweise niedrigen $^{208}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse deuten an, daß das radiogene Blei aus Karbonaten stammt, welche normalerweise niedrige Th/U-Verhältnisse und demzufolge einen geringen Zuwachs and thorogenem ^{208}Pb aufweisen.

Aus den Fig. C und C' der Abb. 375 läßt sich folgendes entnehmen: In der Grauwackenzone (ohne die Daten aus 9) weist die Heterogenität der Blei-Isotopenverhältnisse einerseits vermutlich auf unterschiedliches Alter der Lagerstättenbildungen (z.B. Mitterberg/Mühlbach) und andererseits den Einbezug von Daten von Fahlerzvorkommen, in denen Blei mengenmäßig eine nur untergeordnete Rolle spielt, sodaß eine spätere Zufuhr von radiogenem Blei, z.B. in der Folge von metamorphen und tektonischen Prozessen, die Blei-Isotopenverhältnisse möglicherweise signifikant verändert hat. Fig. B' illustriert, daß mit zunehmenden $^{206}Pb/^{204}Pb$-Werten (>18,6) die $^{208}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse im Vergleich zur Wachstumskurve geringer ansteigen. Sie zeigen somit eine präferentielle uranogene Bleizufuhr an, beispielsweise aus Gesteinen mit niedrigen Th/U-Verhältnissen (z.B. Karbonate), oder aber die relativ Th-reichen Phasen waren bei den Bedingungen der Bleimobilisationen mehrheitlich stabiler als die U-reichen.

Im Gegensatz zu den übrigen ostalpinen Einheiten sind im allgemeinen die μ_2 - und W_2 -Werte etwas niedriger und erreichen Werte typisch für durchschnittliches Blei der kontinentalen Kruste. KÖPPEL, V. et al. (1993) schlossen daraus, daß in der nördlichen Grauwackenzone Metasedimente mit dominierenden Anteilen von altproterozoischem Detritus mengenmässig weniger bedeutsam als in anderen ostalpinen Einheiten sind, und daß die Krustenkonsolidierung im Ablagerungsraum noch nicht in dem Maß fortgeschritten war wie in den übrigen ostalpinen Einheiten.

Für Brixlegg, Thierberg und Leogang liegen die höchsten $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter zwischen 300 und 400 Ma. Die Vorkommen der Schladminger Tauern unterscheiden sich isotopenmäßig nicht von jenen der Grauwackenzone. Die Vorkommen Rettenbach und Walchen/Öblarn hingegen enthalten ein für die Grauwackenzone untypisches Blei mit $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter um 600 Ma. Derartig wenig radiogenes Blei findet man ferner in den Lagerstätten der Kreuzeckgruppe.

Die Vorkommen des Grazer Paläozoikums unterscheiden sich mit relativ hohen $^{207}Pb/^{204}Pb$-Verhältnissen deutlich von den übrigen Lagerstätten. Die Modellalter sind signifikant höher als das Alter der Nebengesteine. Die Signatur ist typisch für Blei ostalpiner Blei-Lagerstätten und deutet auf eine Herkunft des Bleis aus Metasedimenten mit hohem Anteil von altproterozoischem bis archaischem Detritus. Blei aus den Vorkommen Straßegg (Arsenopyrit, Au) und Stiwoll (Pb, Zn) weisen niedrigere W_2 -Werte auf. Ihre jungen Modellalter deuten auf mesozoisch-tertiäre Mineralisierungsprozesse hin (NIGGLI, M., 1987; WEBER, L., 1990).

Aus den übrigen Einheiten liegen wenige Daten vor. Tendenziell zeigen zeigen sie Ähnlichkeiten zur Grauwakkenzone, weisen aber z.T. höhere μ_2 - und W_2 -Werte auf (Wechsel, Hüttenberg, Oberzeiring, Deferegger Alpen). Das Blei der Vorkommen Kirchbachgraben (Gailtaler Alpen) und Moosburg/Kamuda (Klagenfurter Becken) ist wenig radiogen. Jenes von Moosburg ist typisch für schichtförmige Vorkommen der Kreuzeckgruppe und des Grazer Paläozoikums, während Kirchbachgraben mit seinen niedrigen μ_2 - und W_2 -Werten bei gleichzeitig niedrigem $^{206}Pb/^{204}Pb$ aus dem Rahmen fällt.

Die Fig. D und D' der Abb. 375 stammen aus KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1983) und NIGGLI, M. (1987).

Die Kieslager der Kreuzeckgruppe, Ramingstein und Meiselding zeichnen sich durch $^{206}Pb/^{204}Pb$-Werte von 17,8–18,1 aus. Ihre $^{207}Pb/^{206}Pb$-Modellalter variieren von 650 bis 550 Ma. Die hohen μ_2 - und W_2 -Werte lassen auf eine Herkunft des Bleis aus altproterozoischem oder älterem Krustenmaterial schließen.

Das zweite Datenfeld ($^{206}Pb/^{204}Pb$ >18,3) zeichnet sich ebenfalls durch hohe μ_2 - und teilweise hohe W_2 -Werte aus. Das Datenfeld wird weitgehend von Sb-Vorkommen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe und von Pb-Zn-Vorkommen im Ötztalkristallin N-Tirols definiert. In den Vorkommen beider Gruppen sind relativ geringe Mengen Blei

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30.
Bleiisotope.

gn = Galenit, gnbi = Galenobismuthit, jm = Jamesonit, pyrrh = Pyrrhotin, asp = Arsenopyrit, py = Pyrit, stib = Stibnit, fahl = Fahlerz, cpy = Chalcopyrit; A = Anis, K = Karn

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
Ostalpen								
Penninikum								
Tauernfenster (Untere Schieferhülle)								
Wolframerzbezirk Felbertal (E, E')								
Felbertal, Bergbau	gn	18.089	15.599	38.167	402	9.76	38.4	8
	gn	18.106	15.600	38.163	390	9.77	38.2	8
	gnbi	18.170	15.597	38.156	335	9.73	37.6	8
	gnbi	18.074	15.571	38.071	355	9.64	37.4	8
	gnbi	18.277	15.588	38.108	235	9.66	36.4	8
	gnbi	18.072	15.572	38.067	360	9.64	37.4	8
	gnbi	17.924	15.626	38.051	575	9.94	37.3	8
gn405	gn	18.100	15.569	38.127	330	9.62	37.4	7
gn003	gn	18.169	15.574	38.088	290	9.63	36.8	7
gn009	gn	18.632	15.605	38.178	0	9.66	34.6	7
gn002	gn	18.662	15.599	38.134	-35	9.63	34.1	7
gn002	gn	18.289	15.609	38.139	270	9.75	36.9	7
gn002	gn	18.109	15.590	38.124	375	9.74	37.9	7
gn009	gn	18.519	15.549	37.898	-35	9.44	32.9	7
PbBi 425	gnbi	18.645	15.571	38.158	-55	9.57	34.0	7
PbBi 408	gnbi	18.099	15.595	38.195	385	9.74	38.3	7
PbBi 407	gnbi	18.088	15.602	38.232	410	9.77	38.8	7
PbBi 023	gnbi	18.082	15.576	38.089	360	9.66	37.5	7
PbBi 086	gnbi	18.128	15.557	38.038	285	9.57	36.5	7
PbBi 081	gnbi	18.470	15.588	38.130	90	9.67	35.1	7
PbBi 085	gnbi	18.071	15.577	38.043	370	9.67	37.4	7
PbBi 426	gnbi	18.471	15.598	38.158	105	9.66	35.4	7
PbBi 266	gnbi	18.217	15.582	38.079	270	9.66	36.5	7
PbBi 134	gnbi	18.196	15.594	38.153	310	9.71	37.3	7
PbBi 83	gnbi	18.087	15.574	38.196	355	9.65	38.0	7
PbBi 134	gnbi	18.196	15.594	38.153	310	9.71	37.3	7
F-Pb-Zn-Vorkommen Achselalpe und andere Mineralisationen der Habachformation, (E, E')								
Achselalpe, Hollersbachtal								
Achselalm (n=2)	gn	18.413	15.636	38.372	234	9.84	37.7	8
Achselalm, (v. Quadt 226)	gn	18.432	15.656	38.473	260	9.93	38.5	7
Achselalm, (v. Quadt 225)	gn	18.448	15.687	38.572	310	10.06	39.6	7
Bärenbad, Hollersbachtal	gn	18.400	15.623	38.343	222	9.79	37.5	8
Bärenbad 1675 m SH	gn	18.401	15.635	38.379	240	9.84	37.9	8
Bärenbad	gn	18.395	15.651	38.480	280	9.91	38.8	8
Flecktroggang (nördl.) (n=2)	gn	18.419	15.635	38.384	228	9.83	37.8	8
Flecktroggang (südl.)	gn	18.481	15.632	38.041	174	9.80	37.3	8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
F-Pb-Zn-Vorkommen Achselalpe und andere Mineralisationen der Habachformation, (E, E')								
Greinerrinne	gn	18.467	15.639	38.437	200	9.85	37.7	8
Karalm	gn	19.443	15.643	38.442	-545	9.96	31.7	2
Kesselalm	gn	18.392	15.618	38.329	215	9.77	37.3	8
Kesselalm, (v.Quadt 320)	gn	18.434	15.697	38.591	340	10.11	40.0	7
Kesselalm, (v.Quadt 320)	gn	18.328	15.586	38.232	170	9.69	36.4	7
Kesselalm, (v.Quadt) 321 (n=3)	gn	18.370	15.613	38.348	219	9.74	37.5	7
Gold-Wolframerzbezirk Schellgaden-Oberdorf (E, E')								
Kampelweg	gn	18.247	15.590	38.130	265	9.68	36.8	2
Oberndorf/Rennweg	gn	18.225	15.580	38.013	260	9.65	36.1	2
Radlgraben (n=2)	gn	18.173	15.569	37.939	277	9.60	35.9	2
Schellgaden,Schulterbau	gn	18.186	15.578	37.973	285	9.65	36.1	2
Schellgaden	gn	18.128	15.567	37.946	305	9.61	36.2	2
Zanaischg (n= 2)	gn	18.258	15.545	37.941	160	9.48	34.8	2
Golderzbezirk Rauris-Gastein (Tauerngoldgänge), (E, E')								
Angertal/Bockhartsee	gn	18.853	15.626	38.638	-120	9.70	35.8	2
Bad Gastein, Hotel Europa	gn	18.383	15.633	38.361	250	9.84	37.8	2
Gewerkschaft Radhausberg	gn	19.025	15.645	38.749	-211	9.75	35.6	2
Goldzeche Frauenstollen	gn	18.901	15.649	38.678	-105	9.79	36.1	2
Nassfeld/Angertal	gn	18.867	15.646	38.664	-85	9.79	36.3	2
Nassfeld/Bockhart See (n=2)	gn	18.884	15.639	38.666	-115	9.75	36.0	2
Paselstollen	gn	18.395	15.633	38.467	240	9.83	38.3	2
Radhausberg	gn	19.113	15.641	38.792	325	9.96	39.5	2
Radhausberg,Woisgenlager	gn	18.394	15.624	38.405	225	9.79	37.8	2
Silberpfennig	gn	18.884	15.636	38.674	-122	9.74	36.0	2
Wurtental	gn	18.339	15.632	38.325	280	9.84	38.0	2
Gold/Silber-Arsen-Kupfererzbezirk Rotgülden-Schurfspitze, (E, E')								
Gfrererkar	gn	18.905	15.682	38.756	-37	9.93	37.1	8
Gfrererkar	pyrrh	18.898	15.673	38.723	-51	9.89	36.8	8
Rotgülden	gn	18.837	15.627	38.569	-107	9.71	35.6	8
Rotgülden	asp	18.867	15.631	38.577	-121	9.72	35.5	8
Schurfspitze	gn	18.873	15.645	38.629	-94	9.78	36.0	8
Schurfspitze	asp	18.870	15.642	38.621	-98	9.77	35.9	8
Schurfspitze	asp	18.776	15.630	38.536	-53	9.73	35.9	8
Schurfspitze	cpy	18.881	15.627	38.597	-140	9.70	35.4	8
Schurfspitze	pyrrh	18.909	15.645	38.616	-121	9.77	35.7	8
Rechnitzer Fenstergruppe Antimonerzbezirk Schlaining (E, E')								
Schlaining (n=4)	stib	18.838	15.663	38.819	-27	9.86	37.5	8
Schlaining	stib	19.049	15.701	38.741	-103	9.98	36.5	8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	w_2	*Lit*
Ostalpin								
Hüttenberg , Oberzeiring (C, C')								
Hüttenberg	gn	18.776	15.678	38.717	50	9.94	37.7	8
Oberzeiring, Rade/Keutschach	gn	19.002	15.718	36.850	-30	10.06	27.8	8
Wechselsystem (C, C')								
Arzberg/Fröschnitzgraben	gn	18.388	15.692	38.591	365	10.09	40.3	3
Kaltenegg	gn	18.682	15.664	38.676	90	9.90	37.9	8
Prinzenkogel	gn	18.457	15.667	38.601	265	9.96	39.3	8
Polymet. Cu-Fe-Zn-Pb Erzbezirk Stubai-Ötztal (D, D')								
Arzkopf	gn	18.359	15.648	38.389	299	9.90	38.5	8
Glücksgrat	py-cpy	18.222	15.651	38.291	406	9.95	39.1	8
Hochjoch	gn	18.460	15.678	38.380	285	10.01	38.3	8
Knappental	gn	18.537	15.664	38.603	200	9.93	38.6	8
Knappenkar	gn	18.373	15.660	38.429	313	9.95	38.9	8
Sattelalpe	gn	18.466	15.651	38.493	226	9.89	38.3	8
Sautens	py-cpy	18.928	15.675	38.961	-70	9.89	37.8	8
St. Christoph	gn	18.444	15.683	38.641	306	10.04	39.9	8
Sudleskopf	gn	18.422	15.660	38.381	276	9.94	38.2	8
Tösens (n=3)	gn	18.328	15.665	38.373	356	9.99	39.0	8
Tschey Joch	gn	18.373	15.661	38.428	315	9.96	38.9	8
Tschingl	py-cpy	18.648	15.657	38.117	102	9.87	35.2	8
Wörgetal (n=2)	py-cpy	18.467	15.664	38.592	251	9.95	39.1	8
Erzbezirk Defregger Alpen (Koriden) (C, C')								
Lienzer Schloßberg	gn	18.584	15.670	38.811	175	9.95	39.5	8
Erzbezirk „Massive Kieslager" Kreuzeck-Goldeckgruppe (D, D')								
Drassnitz	gn	18.560	15.676	38.886	205	9.98	40.2	8
Kaser Wieserl	gn	17.920	15.622	38.053	570	9.92	39.6	3
Knappenstube	gn	17.924	15.627	38.038	580	9.94	39.6	3
Striedner Alm, Plaiken	gn	17.933	15.635	38.072	585	9.98	39.9	3
Mittelkärnter Altkristallin (C, C')								
Moosburg/Kamuda	gn	17.959	15.666	38.123	625	10.12	40.7	3
Treffen (N Villach)	gn	18.511	15.676	38.733	245	9.99	39.8	8
Polymet. Erzbezirk Schladming (C, C')								
Eiskar	gn	18.300	15.644	38.390	335	9.90	38.9	8
Hauser Kaibling (n=3)	gn	18.503	15.657	38.523	210	9.91	38.3	8
Kreiteralm	gn	18.314	15.648	38.432	330	9.90	39.1	3
Krombach, Franziskusstollen	fahl	19.132	15.633	38.574	-322	9.685	37.7	8
Obertal	gn	18.314	15.648	38.432	330	9.92	39.1	8
Vöttern Unterbaustollen	fahl	18.380	15.650	38.403	287	9.905	38.4	8
Antimon-(Arsen, Gold-Blei, Kupfer) sowie Gold-Arsenerzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe (D, D')								
Guginock	stib	18.773	15.715	38.365	130	10.11	36.7	8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
Antimon-(Arsen, Gold-Blei, Kupfer) sowie Gold-Arsenerzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe (D, D')								
Gurskerkammer	stib	18.554	15.697	38.981	255	10.07	41.2	8
Lessnig	stib	18.418	15.683	38.584	325	10.05	39.8	8
Rabant	stib	18.334	15.674	38.604	369	10.03	40.4	8
Radlbergeralm	stib(+jm)	18.314	15.653	38.420	340	9.94	39.1	8
Radlbergeralm	stib	18.336	15.682	38.507	385	10.07	40.1	8
Siflitz	stib(+jm)	18.522	15.673	38.738	230	9.97	39.6	8
Weitere Vorkommen im Kristallin der Ostalpen (D, D')								
Arztal/NE Matrei,Brenner	stib	18.469	15.676	38.643	274	10.00	39.6	8
Ramingstein	gn	17.817	15.621	37.970	645	9.96	40.0	3
Ostalpines Kristallin								
Abfaltersbach	stib	18.325	15.669	38.521	365	10.02	39.9	8
Schwaz Bertastollen	fahl	18.592	15.626	38.566	78	9.75	37.2	8
Ostalpines Paläozoikum								
Thurntaler Quarzphyllit (Kieserzbezirk Villgraten)								
Panzendorf	gn	17.908	15.637	38.107	610	10.00	40.4	3
Panzendorf	pyrrh	18.572	15.589	38.249	13	9.60	35.1	8
Villgraten	gn	17.920	15.662	38.142	645	10.10	41.0	8
Ennstaler Phyllit								
Walchen/Öblarn	gn	17.886	15.625	38.061	600	10.00	40.0	3
Nördliche Grauwackenzone (C, C')								
Westliche Grauwackenzone								
Fahlerzbezirk Schwaz-Brixlegg								
Brixlegg, Großkogel	fahl	18.650	15.678	38.702	145	9.96	38.6	8
Brixlegg	gn	18.348	15.640	38.443	291	9.87	38.7	8
Brixlegg 336	fahl	18.839	15.680	38.894	8	9.93	37.8	9
Brixlegg 339	fahl	18.364	15.673	38.460	345	10.01	39.4	9
Brixlegg 330	fahl	18.743	15.699	38.919	120	10.03	38.7	9
Brixlegg 331	fahl	18.670	15.680	38.678	134	9.97	37.4	9
Brixlegg 303	fahl	18.734	15.687	38.896	100	9.98	39.1	9
Brixlegg 304	fahl	18.738	15.699	38.915	123	10.03	39.4	9
Brixlegg 305	fahl	18.740	15.690	38.930	103	10.00	39.3	9
Schwaz, Falkenstein, Krummörtergang, Sohle 60. (F3)	fahl	18.878	15.678	38.733	-25	9.915	37.1	8
Schwaz 338	fahl	19.099	15.729	38.836	-80	10.09	37.1	9
weitere Vorkommen:								
Leogang (n=6)	gn	18.250	15.643	38.332	369	9.91	38.9	8
Mitterberg/Mühlbach	gn	19.139	15.699	39.297	-175	9.96	38.5	8
Mitterberg/Mühlbach	gn	20.071	15.793	42.078	-665	10.22	46.5	2
Rettenbach bei Mittersill	gn	17.890	15.637	38.132	620	10.00	40.7	3
Röhrerbühel	fahl	18.870	15.681	39.141	-13	9.93	39.3	8

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
Östliche Grauwackenzone (div. Vorkommen)								
Kaisersberg (St. Michael ob Leoben)								
Graphitbergbau	gn	19.106	15.628	38.912	-150	9.93	36.9	2
Steir. Erzberg	fahl	18.912	15.681	38.810	-44	9.92	37.3	8
Veitsch	fahl	20.317	15.735	38.756	-1006	9.96	30.2	8
Grazer Paläozoikum								
Blei-Zinkerzbezirk Grazer Paläozoikum (C, C')								
Arzberg (Raabstollen)	gn	18.051	15.677	38.252	580	10.10	40.9	3,6
Arzwaldgraben (n=3)	gn	18.045	15.664	38.207	560	10.07	40.4	4,6
Burgstall (n=2)	gn	18.040	15.665	38.210	565	10.08	40.5	3,6
Großstübing,								
Silberbergstollen (n=9)	gn	18.046	15.665	38.204	562	10.07	40.4	6
Guggenbach (n=8)	gn	18.049	15.667	38.210	560	10.08	40.4	3,6
Hauffenreith	gn	18.034	15.656	38.196	555	10.04	40.3	3
Rabenstein	gn	18.029	15.652	38.184	550	10.02	40.1	3
Rechberg	gn	18.054	15.660	38.227	545	10.06	40.3	3,6
Schrems	gn	18.060	15.685	38.219	590	10.17	41.2	3
Stiwoll (n=2)	gn	18.700	15.677	38.697	107	9.95	38.2	6
Strassegg	gn	18.638	15.675	38.739	147	9.95	38.8	6
Übelbach	gn	18.036	15.666	38.209	570	10.08	40.5	6
Gurktaler Decke (C, C')								
Meiselding	gn	17.968	15.669	38.185	625	10.12	41.0	4
Metnitz	gn	18.670	15.665	38.728	105	9.91	38.3	8
Weitere Vorkommen im ostalpinen Paläozoikum								
Buchholzgraben/Stockenboi	gn	18.279	15.691	38.481	440	10.13	40.5	4
Kothalm, Turracher Höhe	fahl	18.304	15.665	38.448	373	9.99	39.6	8
Kerschdorf, Gangvererzung	fahl	18.996	15.674	38.910	-123	9.88	37.1	8
Kirchbachgraben (Gitschtal)	gn	18.041	15.609	38.074	457	9.82	38.4	8
Koprein	gn	18.226	15.670	38.479	440	10.04	40.5	3
Ostalpines Mesozoikum								
Nördliche Kalkalpen								
Blei-Zinkerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen (Anis A und Karn K), (B, B')								
Arnspitze/Kohlstattleiten								
(Scharnitz)	gn K	18.358	15.654	38.425	310	9.94	38.8	1
Bieberwier	gn K	18.324	15.663	38.454	355	9.98	39.4	1
Dirstentritt/Nassereith	gn K	18.376	15.645	38.425	280	9.88	38.5	1
Feigenstein/Nassereith	gn K	18.343	15.641	38.460	295	9.88	38.8	1
Feigenstein/Nassereith	gn K	18.386	15.671	38.543	325	10.0	39.6	1
Heiterwand	gn A	18.296	15.621	38.353	275	9.80	38.2	1
Kromsattel	gn K	18.356	15.642	38.474	289	9.88	38.8	1
Lafatsch	gn K	18.358	15.660	38.494	325	9.96	39.3	4

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
Blei-Zinkerzbezirk Nordtiroler Kalkalpen (Anis A und Karn K), (B, B')								
St.Veit/Tegestal (n=2)	gn A	18.342	15.654	38.474	323	9.93	39.2	1
Thierberg 332	fahl	18.581	15.732	38.750	303	10.22	37.8	9
Blei-Zinkerzbezirk östliche Kalkalpen (B, B')								
Alland	gn A	18.442	15.650	38.490	240	9.90	38.4	1
Annaberg	gn A	18.648	15.684	38.820	160	9.99	39.3	1
Arikogel	gn A	18.516	15.659	38.618	205	9.91	38.7	1
Kaltau /Steyerling	gn K	18.431	15.643	38.493	235	9.87	38.4	1
Kohlanger/W-Frein	gn A	18.351	15.639	38.319	285	9.87	38.0	1
Puchenstuben	gn K	18.458	15.655	38.521	240	9.91	38.6	1
Reinfalzalm	gn A	18.290	15.641	38.412	335	9.90	39.0	1
Schwarzenberg/Türnitz	gn	18.444	15.643	38.518	225	9.87	38.4	1
Teltschenberg	gn	18.309	15.642	38.427	325	9.89	39.0	1
Evaporite (Perm)								
Hall i. Tirol (Salzbergbau)								
Grundlsee	gn	18.293	15.649	38.422	350	9.93	39.2	1
Drauzugmesozoikum (B,B')								
Anis:								
Bleiwände/Steinfeld (n=2)	gn	18.385	15.639	38.352	263	9.86	38.0	1
Kellerberg/Paternion	gn	18.379	15.674	38.527	336	10.01	39.6	1
Kolm-Scheinitzen	gn	18.376	15.652	38.433	295	9.92	38.7	1
zum Vergleich:								
Topla, SLO (n=3)	gn	18.199	15.669	38.465	455	10.05	40.6	4,5
Karn:								
Bleiberg (n=22)	gn	18.379	15.672	38.556	332	10.00	39.7	4,5
Bleiberg, Geode,								
Raiblerschiefer	gn	18.352	15.633	38.424	275	9.84	38.4	4,5
Burg	gn	18.368	15.657	38.489	310	9.95	39.2	1
Förolach	gn	18.387	15.667	38.528	315	9.99	39.4	1
Hochobir/Unterschäffler Alm	gn	18.382	15.685	38.601	355	10.02	40.1	1
Jauken	gn	18.381	15.675	38.554	335	10.02	39.8	1
Kienleiten/Kreuzen	gn	18.371	15.657	38.501	310	9.94	39.2	1
Mitterberg	gn	18.378	15.661	38.533	310	9.96	39.4	1
Norikerweg	gn	18.362	15.661	38.521	325	9.96	39.5	1
Radnig (n=2)	gn	18.382	15.677	38.571	340	10.03	39.9	1
Tschekelnock	gn	18.384	15.686	38.593	355	10.07	40.2	1
Vellacher Kotschna	gn	18.219	15.640	38.398	385	9.91	39.5	1
Windisch-Bleiberg (n=3)	gn	18.362	15.661	38.516	325	9.96	39.5	1
zum Vergleich:								
Mezica SLO (n=4)	gn	18.362	15.669	38.352	340	10.00	39.7	4,5
Zentralalpines Mesozoikum (B, B')								
Myrthengraben (Semmering)	gn	19.480	15.681	38.602	-480	9.84	32.9	2

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 30 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*206/204*	*207/204*	*208/204*	t_2	μ_2	W_2	*Lit*
Zentralalpines Mesozoikum (B, B')								
Obernberg/Brenner	gn	18.816	15.676	38.643	15	9.93	37.0	2
Otterthal	gn	18.396	15.656	38.644	308	9.94	40.0	
Rudnik/Faaker See	gn	18.434	15.673	38.472	295	10.00	38.9	1
Evaporite (Trias, Uranmineralisation)								
Matreier Zone	gn	21.9	15.842	39.044	-2090	10.29	26.1	2
Südalpen								
Paläozoikum								
Grabanz, Neu-Finkenstein	fahl	18.334	15.632	38.339	285	9.84	38.1	8
zum Vergleich:								
Timao, Val Grande	gn	18.359	15.690	38.488	382	10.09	39.9	8
Südalpines Postvariszikum								
Male Alm	gn	18.198	15.625	38.337	372	9.84	39.0	8
Melischnik Sattel	gn	18.175	15.634	38.369	407	9.89	39.5	8
Remschenigg	gn	18.167	15.637	38.362	420	9.91	39.7	8

Literatur: 1. KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1978), 2. KÖPPEL, V. & SCHROLL, E (1983a), 3. KÖPPEL,V. & SCHROLL, E. (1983b), 4. KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1985), 5. KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1988), 6. NIGGLI, M. (1987), 7. v. QUADT, A. (1985), 8. unpublizierte Daten , 9. MAURER, P. (München, unpublizierte Daten)

konzentriert. Falls es sich bei den Sb-Vorkommen um alte Lagerstättenbildungen handelt, ist die Möglichkeit einer isotopenmäßig signifikanten Zufuhr von radiogenem Blei während späteren Metamorphosen nicht auszuschließen. Dennoch scheint die $^{206}Pb/^{204}Pb$-Isotopenlücke um 18,2 signifikant zu sein, denn die Daten von Schneeberg ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,239 ±,016, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,654 ±,010, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,373 ±,032 [NIGGLI, M., 1987]) variieren kaum und schließen an das Datenfeld der Proben aus dem Ötztal an. Die $^{206}Pb/^{204}Pb$- und $^{207}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse der Vorkommen im Pflerschtal sind ebenfalls ähnlich jenen von Schneeberg und des übrigen Ötztalkristallins. Ferner existiert diese $^{206}Pb/^{204}Pb$-Datenlücke auch in den Südalpen. Die Daten der Kiesvorkommen des Ötztalkristallins unterscheiden sich nicht von jenen der Pb-Zn-dominierten Vorkommen.

Die unterschiedlichen Isotopenzusammensetzungen von Erzblei schichtförmiger Lagerstätten sowohl in paläozoischen als auch in jungproterozoischen bis altpaläozoischen Metasedimenten läßt darauf schließen, daß bezüglich der U/Pb- und Th/Pb-Systematik mindestens drei grundsätzlich unterschiedliche Blei-Quellen (Typ Kieslager Kreuzeck, Grazer Paläozoikum und Ötztal) vorhanden waren:

① hohe μ_2- und W_2-Werte (9,99, resp. 39,95) und relativ wenig radiogen (z.B. Kieslager der Kreuzeckgruppe),
② hohe μ_2- und W_2-Werte (Schneeberg: 9,96, resp. 39,5) und vergleichsweise radiogen (Ötztal-Stubai) und
③ hohe μ_2- und höhere W_2-Werte (10,8, resp. 40,4) und wenig radiogen (Grazer Paläozoikum).

Eine naheliegende Erklärung wäre, daß die Ablagerungsräume, aus denen das Blei in die Lagerstätten konzentriert wurde, von verschiedenen Einzugsgebieten gespeist worden sind, die sich in ihrer Entwicklungsgeschichte und damit auch in ihren U/Pb- und Th/Pb-Verhältnissen und Pb-Isotopenverhältnissen voneinander unterscheiden.

Die Fig. E und E' der Abb. 375 gehen auf v. QUADT, A. (1985) und KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1983) zurück.

Die Isotopenzusammensetzungen von Lagerstätten des penninischen Bereichs heben sich mit ihren niedrigeren μ_2- und W_2-Werten deutlich vom ostalpinen Bereich ab.

Zu den ältesten Lagerstätten gehört die W-Lagerstätte Felbertal und vermutlich die Goldvorkommen von Schellgaden. Ihre Isotopenzusammensetzung weist eine z.T. noch deutlich erkennbare Mantelkomponente auf, welche darauf schließen läßt, daß die Lagerstättenbildung in einem Inselbogenbereich ablief. Die Heterogenität der Isotopenverhältnisse ist einerseits auf unterschiedliche Mischungsverhältnisse von Mantel- und Krustenkomponente, andererseits auf (Re-)Kristallisationen, verbunden mit Zufuhr von radiogenem Blei während der Metamorphosen zurückzuführen.

Die Goldvorkommen der Hohen Tauern definieren zwei Datenfelder. Proben aus Gangbereichen der Schieferhülle weisen $^{206}Pb/^{204}Pb$ um 19 auf, während solche der Zentralgneise in beiden Feldern auftreten. Auf Grund der Daten ist die Goldmineralisation variszisch und wurde zu einem erheblichen Teil während der tertiären Metamorphose unter Zufuhr von radiogenem Blei aus dem Nebengestein remobilisiert.

Auf Grund der Blei-Isotopendaten von Rotgülden und Schurfspitze ist anzunehmen, daß es sich ebenfalls um eine alpidische Mineralisation handelt, ebenso wie die Sb-Lagerstätte Schlaining. Die Vorkommen der Achselalm sind gemäß ihrer Blei-Isotopenzusammensetzung jungpaläozoischen Ursprungs und mit der Tauerngoldmineralisation vergleichbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

4. Geothermobarometrie

(M.A. GÖTZINGER, W. PROCHASKA & E. SCHROLL)

Temperatur und Druck, für die jetzt geeignete Meßmethoden zur Verfügung stehen, bieten den Ansatz zur Klassifikation. Die geochemische Mobilität der chemischen Elemente wird maßgeblich durch diese physikalischen Parameter bestimmt. Elementvergesellschaftungen und Mineralparagenesen können als Merkmale für grobe Temperatureinstufungen herangezogen werden. Wie schon angesprochen (beispielsweise 2.1., 2.2.), lassen die Präsenz von Ge, Ga und In im Sphalerit oder von As, Sb und Bi im Galenit solche Aussagen zu, die wohl primär für Laugungstemperaturen Gültigkeit haben.

Die Messung von Druck (p) und Temperatur (T) ist neben dem Wissen über die Herkunft der Stoffsubstanz und der Beschaffenheit der mineralisierenden Lösungen (Fluide) sowohl für die genetische Beurteilung als auch für die Exploration von Bedeutung. Die Geothermobarometrie basiert auf den Gesetzen der Thermodynamik, deren Anwendung die Annahme von Gleichgewichten zur Voraussetzung hat. Bei hohen pT-Bereichen sind diese Voraussetzungen eher erfüllt. Bei der Abkühlung müssen die Gleichgewichte „eingefroren" erhalten geblieben sein. Abkühlungsprozesse mit retrograder Metamorphose und Beeinflussung durch Fluidsysteme können erhebliche Ungleichgewichte zur Folge haben. Bei Tieftemperaturbildungen (unter 100°C) sind häufig keine Gleichgewichte feststellbar.

Für geothermobarometrische Abschätzungen bzw. Messungen steht eine größere Anzahl von physikalischen und chemischen Methoden zur Verfügung, wobei die Ermittlung von Bildungstemperaturen in der Regel einfacher und sicherer durchzuführen ist, während der Bildungsdruck oft nur indirekt aus geologischen, bzw. petrologischen Hinweisen abzuschätzen ist.

Die chemischen Elemente und die aus ihnen gebildeten Mineralphasen sind auf Grund der Kompressibilitätseigenschaft in ihren Reaktionen und Gleichgewichten p- und T-abhängig. Für die Isotopen trifft dies nicht zu, sodaß Isotopengleichgewichte vorteilhaft für Temperaturmessungen eingesetzt werden können.

Die Kombination von verschiedenen Methoden ist nicht nur ein entscheidender Vorteil, sondern auch eine Notwendigkeit. Es gibt viele Vorschläge zur Anwendung geothermobarometrischer Methoden, die jedoch in ihrer Anwendbarkeit und Richtigkeit der erhaltenen Daten erst der Bestätigung bedürfen.

Es lassen sich derzeit fünf Gruppen von Methoden unterscheiden:

4.1. Untersuchungen der Kristallinität i.w.S.

Hierher gehören die Messung der Illitkristallinität (KUBLER, B., 1967) – im Zusammenhang mit der eventuellen Neubildung von Mineralen und Mineralparagenesen, die röntgenographische Bestimmung der Kohlenstoff-Kristallinität (Reihe Anthrazit – Meta-Anthrazit – Semigraphit – Graphit, [KWIECINSKA, B., 1980]) sowie die Messung der Vitrinitreflexion bzw. die Stabilitätsuntersuchungen höherer Kohlenwasserstoffe.

Zur Feststellung der thermischen Belastung während der Diagenese und Metamorphose hat diese Methodik in verstärktem Maße in sedimentgeologischen Untersuchungen Eingang gefunden. Inkohlungsgrad und Maturität des Bitumens haben außerdem praktische Bedeutung für die Gewinnung der Energierohstoffe (siehe dazu Tab. 32).

Kristallographisch und gitterenergetisch begründet sind Modifikationsumwandlungen von Mineralen, wie die meist reversible Bildung von Hoch- und Tieftemperaturphasen (z.B. von monoklinem und rhombischem Schwefel bei 95°C, von SiO_2-Quarz bei 573°C, von Cu_2S – Chalkosin bei 103°C und von Ag_2S – Akanthit/Argentit bei 179°C).

4.2. Mineralphasengleichgewichte

Die Bestimmung von Bildungstemperatur und -druck mit Hilfe von Mineralparagenesen setzt das Vorhandensein von Gleichgewichten voraus, gleichgültig ob Mineralstabilitäten oder Verteilungskoeffizienten berücksichtigt werden.

Eine exakte Ableitung geothermobarometrischer Daten aus Phasengleichgewichten ist nur dann möglich, wenn im pT-Diagramm der Gleichgewichtskoeffizient eine geringe oder eine große Steigung aufweist. Geobarometrische und geothermometrische Daten sind daher nur auf getrenntem Wege meßbar. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß beispielsweise im mikroskopischen Bild die Existenz von Gleichgewichten nicht beweisbar ist, jedoch ihre Absenz. Diesen schwierigen Aufgaben widmet sich die Phasenpetrologie i.w.S., wobei die Untersuchung von Silikatmineralen üblicherweise überwiegt.

Dies ist im besonderen für die Genese silikatischer Industrieminerale, wie Granat, Andalusit, Sillimanit, Disthen oder Talk, von Bedeutung.

Für die Lagerstättenbildung wichtig sind in bezug auf die pT-Bedingungen gut untersuchte (prograde) Mineralreaktionen, die Wasser freisetzen wie z.B. die Reaktion Kaolinit + Quarz = Pyrophyllit + Wasser (THOMPSON, A.B., 1970); in weiterer Folge entsteht aus Pyrophyllit die Mineralparagenese Andalusit + Quarz + Wasser (KERRICK, D.M., 1968). Dabei werden in großen Mengen fluide Phasen mobil, die Elemente in Lösung bringen, transportieren und bei mineralspezifischen pT-Bedingungen zur Bildung von Lagerstätten führen.

Eine spezielle Sparte ist die Erzpetrographie, die sich einerseits dem (kogenetischen) Nebeneinander von Erzen widmet und andererseits Elementgehalte bzw. -verteilungen untersucht.

Druck- und Temperaturabschätzungen von Erzparagenesen können über Entmischungsstrukturen und Phasenbeziehungen in relevanten Sulfidsystemen vorgenommen werden. Einige wenige Beispiele dienen der Erläuterung. Entmischungsartige Verwachsungen von etwa ged. Gold und ged. Bismut (373°C), Matildit und Galenit (215°C) oder Chalkopyrit und Stannin in Sphalerit (500°C) weisen auf die angegebenen Mindest-Bildungstemperaturen dieser Strukturen hin. Hochtemperaturchalkopyrit mit seinen typischen oleander- bzw. lanzettförmigen Umwandlungslamellen wird häufig zur Unterscheidung von Tief- und Hochtemperaturparagenesen herangezogen.

Die Zusammensetzung von Sphalerit in Koexistenz mit Pyrrhotin und Pyrit ist im Temperaturbereich von 325–250°C i.w. konstant. Als mögliches Geothermometer könnten jedoch metastabile eisenreiche Bereiche in Sphalerit dienen, deren chemische Zusammensetzung im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vergleich zur Matrix konstant und temperaturabhängig zu sein scheint. Allerdings gilt dies nur für kogenetische Sphalerit-Pyrrhotin-Pyrit-Paragenesen, die ausschließlich in hydrothermalen Gangsphaleriten vorkommen. Der Eisengehalt des mit Pyrit und Pyrrhotin im Gleichgewicht stehenden Sphalerits kann jedoch als Geobarometer verwendet werden, da dieser oberhalb von ca. 300°C vom Druck kontrolliert wird. Ebenso läßt der analytisch oder röntgenographisch ermittelte Arsengehalt in Arsenopyrit eine Abschätzung der Bildungstemperatur zu, wenn dieser mit Pyrit und Pyrrhotin, Pyrrhotin und Löllingit oder ged. Bismut und Bismuthinit kogenetisch ist. Anwendungsbeispiele sind den Kapiteln IV/2.3.2.2.4.2. und 2.3.2.2.4.3. zu entnehmen.

Weiterführende Angaben über Erzmineral-Geobarometer findet man bei HUTCHINSON, M.N. & SCOTT, S.D. (1980) und KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S.D. (1978). Über Pentlandit-Entmischungen aus Fe-Ni-Sulfiden bei 610°C berichten NALDRETT, A.J. et al. (1967).

Spinellentmischungen in Magnetit sowie die (Skarn-)Paragenesen Magnetit-Hedenbergit-Quarz und Magnetit-Hedenbergit-Calcit sind gut untersucht (TAYLOR, B.E. & LIOU, J.G., 1978). Dementsprechend ergab z.B. die Mineralparagenese Andradit + Hedenbergit + Calcit in der Magnetitvererzung Kottaun bei Geras, NÖ., Metamorphosetemperaturen von 650±25°C (GÖTZINGER, M.A., 1981).

Ilmenit ($FeTiO_3$) besitzt oft wechselnde Zusammensetzung, wobei die Struktur den Einbau von Fe_2O_3 (Hämatit), $MgTiO_3$ (Geikielith), $MnTiO_3$ (Pyrophanit) und Cr_2O_3 (Eskolait) zuläßt. Die Mg-Fe-Mn-Ti-Verteilung im Mineralpaar Ilmenit/Magnetit ermöglicht Aussagen über die Bildungstemperaturen (BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H., 1964). Damit konnten die Bildungsbedingungen der Magnetit-Ilmenit-Vererzung im Serpentinit von Stegsdorf bei Friesach (Kärnten) auf höhere Grünschieferfazies (480 ± 40°C) eingeengt werden (GÖTZINGER, M.A. & PERTLIK, F., 1983).

4.3. Einschlußuntersuchungen (Mikrothermometrie)

Natürliche Kristalle sind nicht perfekt (Idealkristall – Realkristall), sondern sie schließen bei ihrem Wachstum Festkörper, Lösungsflüssigkeiten und Gasblasen ein. Es entstehen Cavitäten, auch in Form von Negativkristallen, die feste, flüssige und gasförmige Phasen enthalten können; der Sammelbegriff hiefür ist Flüssigkeitseinschlüsse bzw. „fluid inclusions“ (Fl). Die Größe derartiger Fl schwankt zwischen mm und µm. Als häufige Inhaltsstoffe wurden bisher festgestellt:

- ❑ Gase
  H_2O, CO_2, CH_4, H_2, H_2S, N_2, flüchtige Kohlenwasserstoffe.
- ❑ Flüssigkeiten
  H_2O, CO_2, Kohlenwasserstoffe (Öltröpfchen); unter den gelösten Ionen sind vor allem Na^+, K^+, Ca^{2+} und Mg^{2+} sowie Cl^-, SO_4^{2-} und CO_3^{2-} zu nennen.
- ❑ Feststoffe
  Entweder sogenannte Tochterkristalle, die aus der Lösung auskristallisieren, wie NaCl, KCl, $CaCl_2$, Fluoride, Karbonate (Calcit), Sulfate (Gips), Phosphate und Oxide, Sulfide, Silikate, feste Kohlenwasserstoffe (Bitumen); oder es handelt sich um detritäre Minerale, die während des Wachstums des Wirtskristalls eingeschlossen worden sind.

Es werden fünf Grundtypen von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden:

- Zweiphasige mit wässeriger Lösung und Dampfphase, vorwiegend in epigenetischen und mesothermalen Mineralisationen anzutreffen.
- Dreiphasige mit wässeriger Lösung, Dampfphase und Tochterkristallen.
- Flüssiges Kohlenstoffdioxid ± Wasser und Dampfphase(n). Typisch für metamorphe Prozesse.
- Flüssige Kohlenwasserstoffe (farbig), nur in diagenetischen und tiefhydrothermalen Mineralisationen (unter 200°C).
- Silikatschmelzen und Dampfphasen, beschränkt auf Ergußgesteine (flache Intrusionen) und Greisenmineralisationen.

In Hinsicht auf den Zeitpunkt der Einschlußbildung unterscheidet man primäre, pseudosekundäre und sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse. Primäre Fl wurden während des Wachstums des Wirtskristalles eingeschlossen und enthalten die zu diesem Zeitpunkt vorhandenen Inhaltsstoffe. Pseudosekundäre Fl wurden zu einem späteren Zeitpunkt, aber noch während der Wachstumsperiode gebildet, sekundäre Fl entstanden durch späte (tektonische) Einflüsse (Ausheilung von Rissen und Einschluß der noch vorhandenen Lösung).

Wichtig für lagerstättengenetische Untersuchungen ist, daß derartige Einschlüsse dicht geblieben und chemisch nicht verändert worden sind.

Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen erfolgen üblicherweise mit dem Heiz-Kühltisch (z.B. SHEPHERD, T.J. et al., 1985). Damit kann durch Einfrieren und Auftauen die Salinität bestimmt werden, bei weiterer Erwärmung auch die Homogenisierungstemperatur (T_h). Teil- und Totalhomogenisierung (in die flüssige oder gasförmige Phase) ergeben minimale Bildungstemperaturen, die unter Berücksichtigung des Bildungsdruckes korrigiert werden können (z.B. ROEDDER, E., 1984). Wichtige ergänzende Untersuchungen werden mittels Infrarotspektroskopie (GÖTZINGER, M.A., 1990), Raman-Spektroskopie (CHOU, I.M. et al., 1990; SEITZ, J.C. et al., 1993), Kathodolumineszenz (BARKER, C.E. et al., 1991; MARSHALL, D.J., 1988) und Rasterelektronenmikroskopie mit energiedispersiver Analytik (GÖTZINGER, M.A., 1994) durchgeführt.

Eine Zusammenstellung von Flüssigkeitseinschlußdaten gibt Tab. 31.

4.4. Elementverteilungsgleichgewichte (Chemothermometrie)

Wie bereits eingangs im Kapitel 2. (Chemische Daten) erwähnt, kann die Spurenelementanalyse von koparagenetischen (koexistenten) Mineralphasen auch für geothermometrische Aussagen genutzt werden. Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der Gleichgewichtskonstanten (Verteilungskoeffizienten). Im einfachsten Fall der Anwendung des NERNST'schen Verteilungsgesetzes, d.h. einer homogenen Verteilung des Gastelementes zwischen zwei Mineralphasen, z.B. Lösung (l) und Kristall (s), muß die Temperaturabhängigkeit bekannt sein. Die Druckabhängigkeit ist hier praktisch vernachlässigbar.

Auf Grund der bekannten Konzentration des Gastelementes im Wirtkristall kann ein Rückschluß auf die Konzentration des Gastelementes in der Lösung vorgenommen werden, ein Faktum, das geochemisch von Interesse ist. Die chemothermometrische Anwendung wird durch geeignete koparagenetische (koexistente) Mineralphasen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 31.
Charakteristik von Flüssigkeitseinschlüssen, zusammengestellt von M.A. GÖTZINGER, W. PROCHASKA & E. SCHROLL.

Vorkommen	*Mineral*	*T_h(°C)*	*Zusammensetzung der Einschlüsse*	*Gew % (äquival. NaCl)*	*T(°C)[1)]*	*P(kb)*	*Lit*
Böhmische Masse							
Nebelstein,	Quarz	266–358	H_2O–NaCl–$CaCl_2$–(KCl)	bis 24	200 bis	1,8	13
MoS_2–Greisen	Greisen			5,5 – 20	über 400		
Ostalpen							
Penninikum							
Tauernfenster							
Alpine Klüfte (Zentralgneis)	Quarz (n=21)	160–296	H2O–NaCl±CO2	1–15	–	–	2
Alpine Klüfte (Schieferhülle)	Quarz (n=10)	219–319	H_2O–NaCl–CO_2	3,2–10,5	–	–	2
Felbertal	Scheelit	269–357	H_2O–NaCl–CO_2	2,2–7,8	580	5	4,5
	Scheelit,Fluorit						
	Quarz	107–360	H_2O–(NaCl)	0–11			
Gastein, Siglitz	Quarz	390±20	CO_2+H_2O	6±2	370–420	0,75–1,0	9,17
	Quarz	320±10	H_2O+CO_2	6–7			9
	Quarz	300±10	H_2O (5% CO_2)	6–7			9
	Quarz	153±28	H_2O	2–3	200–260	1	9,17
Goldzeche	Quarz	275–380		4–11	290–410	0,7–1,35	27
		110–180		1–5	190–230	0,4–0,8	27
Siglitz	Quarz	317	H_2O–CO_2–NaCl	5–17	320–340	0,2 – 0,35	10
			11–23 % CO_2				
	Fluorit		H_2O	–	170–208	0,2–0,25	10
	Calcit (Kluft)	293–317		3,2–10,5	–	–	10
Rechnitzer Fenstergruppe							
Schlaining	Calcit		H_2O–NaCl–KCl	10	200–300		3,6,9
	(Wurzelzone)						
	Quarz	200–250	H_2O–NaCl–KCl	4–5	260	0,3 bis 0,8	
	Calcit	225–230			<280		8
Ostalpines Kristallin							
Leukophyllite in Scherzonen							
Aspang	Quarz	158–222	H_2O+NaCl	1–7	250–300		23
Frauenbachgraben	Quarz	170–215	H_2O+NaCl	2–11	450–500	4–5	23
Hollersbach	Quarz	100–160	H_2O+NaCl	6–11	450–500	4–5	23
Klingfurth	Quarz	210–235	H_2O+NaCl	17–32	450–500	4–5	23
Rabenwald	Quarz (1. Gen.)	151–137	H_2O+NaCl	30–34	450–500	4–5	23
	Quarz (2. Gen.)	90–110	H_2O+NaCl	6–12	450–500	4–5	23
Ratten	Quarz	135–170	H_2O+NaCl+KCl	3–11	450–500	4–5	23
S–Pacher	Quarz	170–180	H_2O+NaCl	16–20	460–500	4–5	23
St.Jakob/Walde	Quarz	170–180	H_2O+NaCl	16–20	450–500	4–5	23
		189–202	H_2O+NaCl	17–19			23
		100–160	H_2O+NaCl	6–11			23
		180–220	H_2O+NaCl	12–20			23

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 31 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*T_h(°C)*	*Zusammensetzung der Einschlüsse*	*Gew % (äquival. NaCl)*	*T(°C)[1)]*	*P(kb)*	*Lit*
Leukophyllite in Scherzonen							
St.Kathrein/Hauenstein	Quarz aus Grobgneis	132–150	H_2O+NaCl+CO_2	0,5–5	750–1000		23
Vorau	Quarz	135–145	H_2O+NaCl+$CaCl_2$+$MgCl_2$	30–34	450–500	4–5	23
		20–140	H_2O+NaCl	14–23			23
diverse Vorkommen:							
Brückl	Quarz		H_2O+NaCl	9			26
Hüttenberg	Quarz	460–480	H_2O+NaCl+CH_4	8	350	2	9,17
	Quarz	210–260	H_2O+NaCl+CO_2	8–22	350	2	9,17
	Quarz	284–326	H_2O+NaCl+CO_2	7			9,17
	Quarz	300–340	H_2O+NaCl	32			9,17
	Quarz	315–340	H_2O+NaCl	23			9,17
Kliening	Quarz	188±20	H_2O+NaCl	7–8	250–300	1–2	9,17
	Quarz	x	H_2O+CO_2	2–4			
Koralpe	Quarz (n=3)	160–304	H_2O+NaCl	19–23	–	–	2
Rabenwald	Quarz	120–130	H_2O–NaCl–$CaCl_2$	bis 35	≥350	≥3	8,14
Radenthein	Magnesit	x	H_2O–NaCl–($MgCl_2$?)				1
Waldenstein	Quarz	135–260	H_2O+NaCl+$CaCl_2$	24±1	300	1,6	9,17,19
	Quarz	130–200	H_2O+NaCl	27–34			
	Quarz	300–400	H_2O+NaCl+CO_2	5–22			
Weißkirchen, Gleinalm	Quarz				480	4–5	15
Kreuzeckgruppe:							
Draßnitz	Quarz	210–365		3–7			18
Gomig	Quarz	162	H_2O+NaCl	23			26
Grakofl	Quarz	180–330		4–13			18
Guginock	Quarz		H_2O+CH_4	24	200		26
Lessnig	Quarz		H_2O+CH_4	30			26
Mariengrube	Quarz	171	H_2O+NaCl	15			26
Niedermüller Alm	Quarz	265–250		3–7			18
Pirkeben	Quarz		H_2O+NaCl+CH_4	21	170		18
Plattach	Quarz	165–250	H_2O+NaCl?	3–7			18
Radlberg	Quarz		H_2O+CH_4	30			26
Trattengraben	Quarz	179	H_2O+NaCl+CO_2	8	180		26
Ostalpines Paläozoikum							
Innsbrucker Quarzphyllit							
Tux–Lanersbach	Scheelit, Typ I	150–240	H_2O–NaCl–$CaCl_2$	13–22			20
	Scheelit, Typ II +Quarz	100–180	H_2O–NaCl–$CaCl_2$–MgCl2	10–12			20
	Scheelit, Typ III +Quarz, Dolomit		H_2O–NaCl	1–7 (ϕ 3,5)			20

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 31 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*T_h(°C)*	*Zusammensetzung der Einschlüsse*	*Gew % (äquival. NaCl)*	*T(°C)[1)]*	*P(kb)*	*Lit*
Grauwackenzone							
Mitterberg	Quarz	127±38	H_2O–NaCl	26–38	≥140	≥2	9,17
	Quarz (erzfreier Gang)	160–286	H_2O+NaCl	11–17			16
	Quarz (vererzter Gang)	107–217	H_2O+NaCl+$CaCl_2$	12–22			16
Schwaz	Quarz	171	H_2O+NaCl	22			26
Sunk, Trieben, Hohentauern	Quarz	221	H_2O–NaCl–(CO_2)	19,2	–	–	2
Steirischer Erzberg	Quarz	110–140	H_2O–NaCl	ca 23	250	2–2,5	9,17
	Quarz	ca 150	H_2O–NaCl	13–15			9,17
	Quarz	169–191	H_2O–NaCl–(CO_2)	0,5–21			2
	Quarz	156–237	H_2O–NaCl	9–12,5			16
Steir. Erzberg (n=2)	Quarz	148–166	H_2O–NaCl+$CaCl_2$	23			26
Schendleck	Quarz	50–100	H_2O–NaCl	22	≤250	≤3,5	9,17
		80–90	H_2O–NaCl–$CaCl_2$	29–31	–	–	
	Quarz	50–150 (M 80)	H_2O–NaCl	22–31			16
Veitsch, Dürrkogel	Quarz	296–280	H_2O+NaCl–$CaCl_2$+CO_2+CH_4	11–20?			16
Veitsch/Sattlerkogel	Quarz	192–280	H_2O+NaCl	11–25			16
	Quarz	250	H_2O+NaCl	24			26
	Quarz	250	H_2O+NaCl+CO_2	11			
Grazer Paläozoikum							
Arzwaldgraben	Baryt	230	H_2O–NaCl (+$CaCl_2$)				1
Tallackkogel/Gratwein	Quarz	132	H_2O–NaCl	2–38 (18)			25
Ostalpines Mesozoikum							
Nördliche Kalkalpen							
Basis Nördliche Kalkalpen:							
Hirschbergsattel *	Fluorit	170–196	H_2O–NaCl–(CO_2)	0,3–1,2	200		12
Moosegg, Webing, Wienern, Tragöß			H_2O–NaCl–CO_2		200–250		26
Laussa–Platzl	Fluorit	270–360	H_2O–NaCl–$CaCl_2$–KCl	34	ca 330	≥ 1kb	11
Drauzug							
Bleiberg	Fluorit	84–195	H_2O–NaCl–$CaCl_2$	bis 25			21
	Karbonatzemente	90–250					
Radnig	Fluorit (diskordant)	124–156	H_2O–NaCl–$CaCl_2$				22
Zentralalpines Mesozoikum							
Semmering (Otterthal, Kleinkogel)	Baryt	110–140	H_2O–NaCl–$CaCl_2$–KCl	31	>150–200	>1,5	9,14

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 31 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*Th(°C)*	*Zusammensetzung der Einschlüsse*	*Gew % (äquival. NaCl)*	*T(°C)[1)]*	*P(kb)*	*Lit*
Zentralalpines Mesozoikum							
Vorderkrimml	Fluorit (blau)	128–139	H_2O–NaCl–(CO_2)	4,5–6,3	140	–	7
(Wald, Pinzgau)	Fluorit (violett)	159–172	H_2O–NaCl–(CO_2)	8,5–9,2	–	–	24
Weißeck, Lungau	Fluorit (blau)	161–186	H_2O–NaCl–(CO_2)	9,8	190	–	24
	Fluorit (farblos)	145–166	H_2O–NaCl–(CO_2)	um 6			24
Weißeckgipfel, Lungau	Quarz	237	H_2O–NaCl–(CO_2)	0,8	–	–	2
	Baryt	130±20	H_2O	17			

Anmerkungen:
1) Tt Bildungstemperatur
2) Dekrepitationstemperaturen 293–317°C zeigen keine Abhängigkeit von der Kristalltracht
3) siehe auch LUCKSCHEIDER, B. & MORTEANI, G. (1980);

Literatur: 1 TUFAR, W. (1978, 1989); 2 WENINGER. H. (1981) [3)]; 3 NAWARATNE, S. (1989); 4 SCHENK, P. (1990); 5 SCHENK, P. & HOLL, R. (1990); 6 BELOCKY, R. & POHL, W. (1990); 7 GÖTZINGER, M.A. & SEEMANN, R. (1990); 8 BELOCKY, R. et al. (1991); 9 BELOCKY, R. (1992); 10 REDEN, G. (1991); 11 GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W. (1991); 12 GÖTZINGER, M.A. (1992); 13 KOLLER, F. et al. (1992); 14 GRUM, W. (1992); 15 PROCHASKA, W. et al. (1992); 16 HUBER, M. (1995); 17 POHL, W. & BELOCKY, R. (1995); 18 FEITZINGER, G. et al. (1995); 19 PROCHASKA, W. et al. (1995); 20 RAITH, J.G. et al. (1995); 21 ZEEH, S. et al. (1995); 22 ZEEH, S. (1995); 23 HAFFELNER, M. (1995); 24 KOSS, S. & GÖTZINGER, M.A. (1996); 25 MALI, H. (1996); 26 SPÖTL, C. & RAMSAUER, K. (1996); 27 ROBL, K. & PAAR, W.H. (1994);

(a,b) möglich. Bei Division beider Gleichungen wird der Einfluß des Bildungsmilieus der Lösung eliminiert und ein gemeinsamer Verteilungskoeffizient (K) gebildet:

$$K = x_a : x_b .$$

Beispiele und Diskussion dieser Methode mögen der Literatur (SCHROLL, E., 1975; MÖLLER, P., 1986) entnommen werden. Aus verschiedenen Gründen haben chemometrische Methoden bisher kaum Eingang in die Praxis gefunden. Abgesehen von Aufwand und Schwierigkeiten, geeignete koparagenetische Mineralpaare zu finden und auszuwählen, erweist sich die Durchschnittsanalyse für diese Aufgabe als nachteilig. Mit der Entwicklung der In-situ-Analytik könnten sich neue Impulse ergeben.

Ein neuer Weg wird in der Ermittlung der Elementverteilung zwischen festen und fluiden Phasen in der Analytik geothermaler Wässer aus Bohrlöchern gesehen. Sie bietet die Möglichkeit, die Gleichgewichtstemperaturen bei der Gesteinsalteration zu messen (MÖLLER, P., 1986).

Elementverhältnisse, wie Ge/Ga in Sphaleriten, ermöglichen Rückschlüsse auf die Temperatur der Erzlösungen am Ort ihrer Entstehung und damit u.U. auch Bildungstiefe (MÖLLER, P. et al., 1983; MÖLLER, P., 1985).

4.5. Isotopengleichgewichte (Isotopenthermometrie)

Die Methode der Isotopenthermometrie hat gegenüber der Chemogeothermometrie die Vorteile der völligen Unabhängigkeit vom Druck und der besseren Meßgenauigkeit des Massenspektrometers als die chemische Analytik. Dies schließt nicht aus, den Einfluß von Parametern des chemischen Milieus, wie pH- und Eh-Wert, etwa beim Schwefel mit seinen zahlreichen Spezies (u.a. HS^{-1}, S^{-2}, SO_2, SO_4^{-2}) außer Acht zu lassen.

Der methodische Ansatz ist der gleiche wie bei der Chemothermometrie. Für den Isotopenfraktionierungsfaktor (α) und für die Isotopenverhältnisse im Fluid (R_1) und in der Mineralphase (R_s) gilt die Gleichung

$$\alpha = R_s / R_{fl} ,$$

bzw. für koparagenetische Mineralphasen, beispielsweise R_a und R_b

$$\alpha' = R_a / R_b .$$

Die mit Hilfe der Isotopenthermometrie erhaltenen Werte müssen nicht unbedingt mit den Daten anderer geothermometrischer Methoden exakt übereinstimmen. Zur Kontrolle und Ergänzung sind sie jedoch unentbehrlich. Außerdem muß von dieser Möglichkeit Gebrauch gemacht werden, die Isotopencharakteristik der Fluide vor allem im Bezug auf $\delta^{18}O$ zu vervollständigen.

Im Zuge geothermometrischer Untersuchungen österreichischer Lagerstätten wurden Isotopenmessungen des Kohlenstoffs, Sauerstoffs und Schwefels angewandt.

4.5.1. Kohlenstoffisotopengeothermometrie

Die Fraktionierung der Kohlenstoffisotopen zwischen Calcit und Graphit ist als Beispiel eines brauchbaren Geothermometers anzuführen, das Bestimmungen der maximalen Temperatur der Metamorphose in Marmoren im Bereich von 600 bis 800°C ermöglicht, obwohl die experimentellen, empirischen und theoretischen Kalibrierungen untereinander noch geringe Unterschiede aufweisen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

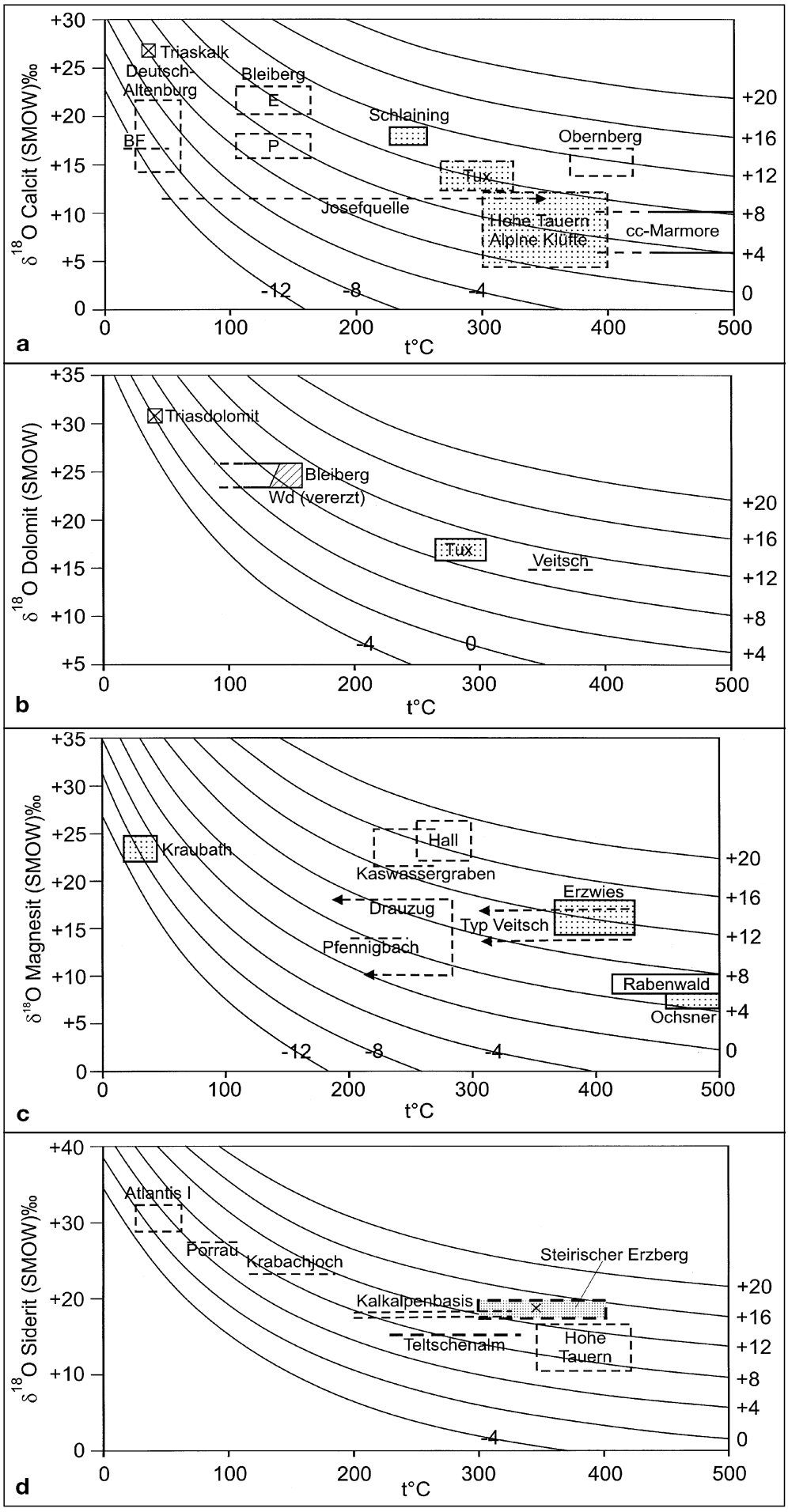


Abb. 376.
Sauerstoff-Isotopenwerte.
a) Sauerstoff-Isotopenwerte von Calciten und kogenetischen Fluiden.
BF = Bad Fischau, E = Bleiberg Erzcalcite, P = Posterz-Calcite.
b) Sauerstoff-Isotopenwerte von Dolomiten und kogenetischen Fluiden.
c) Sauerstoff-Isotopenwerte von Magnesiten und kogenetischen Fluiden.
d) Sauerstoff-Isotopenwerte von Sideriten und kogenetischen Fluiden.

Für die Marmore des Graphitbezirkes Bunte Serie im Moldanubikum konnte unter Einsatz dieser Methode ein Temperaturintervall für das Metamorphoseereignis von 640 bis 780°C ermittelt werden (SCHRAUDER, M. et al., 1993).

4.5.2. Sauerstoffisotopen-geothermometrie

Die Messung der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung von Oxiden, Karbonaten und Silikaten ist neben der Mikrothermometrie die zur Zeit wichtigste Methode der Geothermometrie und hat einen weiten Anwendungsbereich.

Die Sauerstoffisotopenfraktionierungsfaktoren (α) zwischen Wasser und Mineral als Funktion der Temperatur (T in °K) sind nachstehend für Mineralphasen angeführt, soweit sie ermittelbar relevant sind:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Oxide

- 1000 ln α(Quarz – H_2O) = 3,38 × 10^6T^{-2} – 2,90
  FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (1977)
- 1000 ln α(Hämatit – H_2O) = 2,69 × 10^6T^{-2} – 3,24 × 10^3T^{-2} + 3,78
  YONG FEI ZHENG (1991)

Karbonate

- 1000 ln α(Calcit – H_2O) = 2,78 × 10^6T^{-2} – 2,89
  FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (1977)
- 1000 ln α(Dolomit – H_2O) = 3,34 × 10^6T^{-2} – 3,34
  LAND, L.S. (1983)
- 1000 ln α(Magnesit – H_2O) = 3,13 × 10^6T^{-2} – 3,02
  SPÖTL, C. & BURNS, S.J. (1994)
- 1000 ln α(Ankerit – H_2O) = 2,78 × 10^6T^{-2} + 0,32
  DUTTON, SP. & LAND, L.S. (1985)
- 1000 ln α(Siderit – H_2O) = 3,13 × 10^6T^{-2} – 3,50
  CAROTHERS, W.W. et al. (1988)
- 1000 ln α(Strontianit – H_2O) = 2,69 × 10^6T^{-2} – 3,24
  O'NEIL, J.R. et al. (1969)

Die Methode der koparagenetischen Mineralpaare wird bevorzugt zur Temperaturbestimmung metamorpher Gesteine benutzt. Es handelt sich dabei, wie schon erwähnt, um Maximaltemperaturen. Bei langsam verlaufenden Abkühlungsprozessen können auch bei Analyse mehrerer Mineralpaare diskordante Temperaturen erhalten werden. Im Bereich dieses Kartenwerks gibt es zur Zeit noch nicht allzuviele Anwendungsbeispiele, obwohl ein erhöhter Bedarf gegeben wäre.

Isotopengeothermometrische Messungen dienen der Charakterisierung der mineralisierenden Fluide, wobei die Bestimmung der $\delta^{18}O$-Werte eine Schlüsselstellung einnimmt. In Tab. 21 wurden $\delta^{18}O$-Werte verwendet, die vorwiegend in Kombination mit mikrothermometrischen Temperaturdaten aus den Sauerstoffisotopenanalysen von Quarzen oder Silikatmineralen wie Serizit oder Feldspat berechnet worden sind.

Aus den graphischen Darstellungen (Abb. 376a–d), sind die Beziehungen zwischen den $\delta^{18}O$-Werten einiger Karbonatminerale (Calcit, Dolomit, Magnesit, Ankerit, Siderit, Strontianit), und den $\delta^{18}O$-Werten der mineralisierenden Fluide und der Bildungstemperatur deutlich gemacht. Die in diesen eingesetzten Bildungstemperaturen sind meist Schätzwerte. Im Großen und Ganzen ergibt sich unter Einbeziehung der übrigen Daten doch ein erstes Bild von der Beschaffenheit der mineralisierenden Fluide, die im Raume der Ostalpen in präalpidisch-variszischen und alpidischen Zeiträumen lagerstättenbildend aktiv gewesen sind.

4.5.3. Schwefelisotopenthermometrie

Unter der Voraussetzung, daß bestimmte Mineralphasen unter Gleichgewichtsbedingungen miteinander kristallisiert sind, ist die Schwefelisotopenfraktionierung häufiger hydrothermaler Paragenesen in Abb. 368 dargestellt. Das Isotopenverhältnis wird von den jeweiligen Anteilen an oxidierten Schwefelphasen in erster Annäherung vom H_2S/SO_4^{-2}-Verhältnis kontrolliert. Auf Grund der Temperaturabhängigkeit des pH- und Eh-Wertes kann man die Änderung der $\delta^{34}S$-Werte rechnerisch erfassen (RYE, R.O. & OHMOTO, H., 1974). In der Natur stellt sich das Gleichgewicht im allgemeinen erst über 200°C ein, sodaß man im Tieftemperaturbereich Isotopengleichgewichte koparagenetischer Mineralphasen nicht erwarten darf. Dies trifft beispielsweise für den Lagerstättentyp Bleiberg zu, wo sich keine Isotopengleichgewichte feststellen lassen. Die Begrenzung des Einsatzbereiches dieser Methode, über 350°C, ergibt sich ferner aus den geringeren Differenzen der $\delta^{34}S$-Werte der Mineralphasen.

Drei ausgewählte koparagenetisch interpretierbare Sulfidphasen aus der Vererzung des Grazer Paläozoikums haben sich für eine verläßliche Temperaturangabe, statistisch gesehen, als unzureichend erwiesen (PAK, E. et al., 1980).

Die Kombination mit anderen Methoden der Geothermometrie ist unerläßlich.

4.5.4. Schließungstemperaturen

Als Geothermometer können auch Mineralphasen Verwendung finden, die spezifische radioaktive Isotopensysteme wie Rb/Sr oder Sm/Nd ab dem Unterschreiten eines mehr oder weniger exakt bekannten Temperaturintervalles ins Gitter einbauen und dann als geschlossenes System betrachtet werden können. Bei nicht zu schneller Abkühlungsgeschwindigkeit erlauben spezifische Mineralphasen ab dem Temperaturmaximum, ident mit dem Bildungsalter des Gesteins, dessen Abkühlungsgeschwindigkeit zu ermitteln. Das Isotopensystem in Mineralphasen reicht von Sm-Nd im Klinopyroxen und U-Pb im Granat mit 800°C über beispielsweise Rb-Sr im Muskovit bei 500°C, K/Ar im Hellglimmer oder K-Ar im Kalifeldspat bis zu Spaltspuren im Apatit bei 120°C (THÖNI, M., 1994). Es handelt sich dabei um eine Methodik, die der Geochronologie zuzuordnen ist.

4.6. Das Inkohlungsbild österreichischer Kohlenlagerstätten und Temperaturgeschichten alpiner und außeralpiner Sedimentbecken

(R.F. SACHSENHOFER & G. RANTITSCH)

Viele geologische Prozesse, die zur Bildung von Lagerstätten führen, sind temperaturabhängig. Eine detaillierte Rekonstruktion von Wärmegeschichten sedimentärer Becken ist daher für die Kohlen- und Kohlenwasserstoffexploration oder für die Charakterisierung von Erzlagerstätten im sedimentären Bereich von großer Bedeutung. Überdies erlauben Temperaturgeschichten von Sedimentbecken Rückschlüsse auf die Mechanismen der Beckenbildung und die Mächtigkeit erodierter Schichtglieder.

Ein geeignetes Paläogeothermometer ist die Reife (Inkohlung) der organischen Substanz in Sedimenten. Vor diesem Hintergrund wurden in den letzten Jahren die Inkohlungsmuster zahlreicher österreichischer Sedimentbecken neu untersucht. In mehreren Becken wurden numerische Methoden angewandt, die – aufbauend auf Versenkungsgeschichten und temperatursensitiven Parametern – die Quantifizierung von Paläo-Temperaturen und Paläo-Wärmeflüssen erlauben. Im folgenden werden

1) die Inkohlungsmuster österreichischer Kohlelagerstätten und
2) die Temperaturgeschichten ausgewählter Sedimentbecken

dargestellt.

4.6.1. Das Inkohlungsbild österreichischer Kohlenlagerstätten

Als Inkohlungsparameter findet vor allem die Reflexion der Huminite bzw. Vitrinite (im folgenden: „Vitrinitreflexion") Anwendung. Im allgemeinen wird die mittlere Re-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

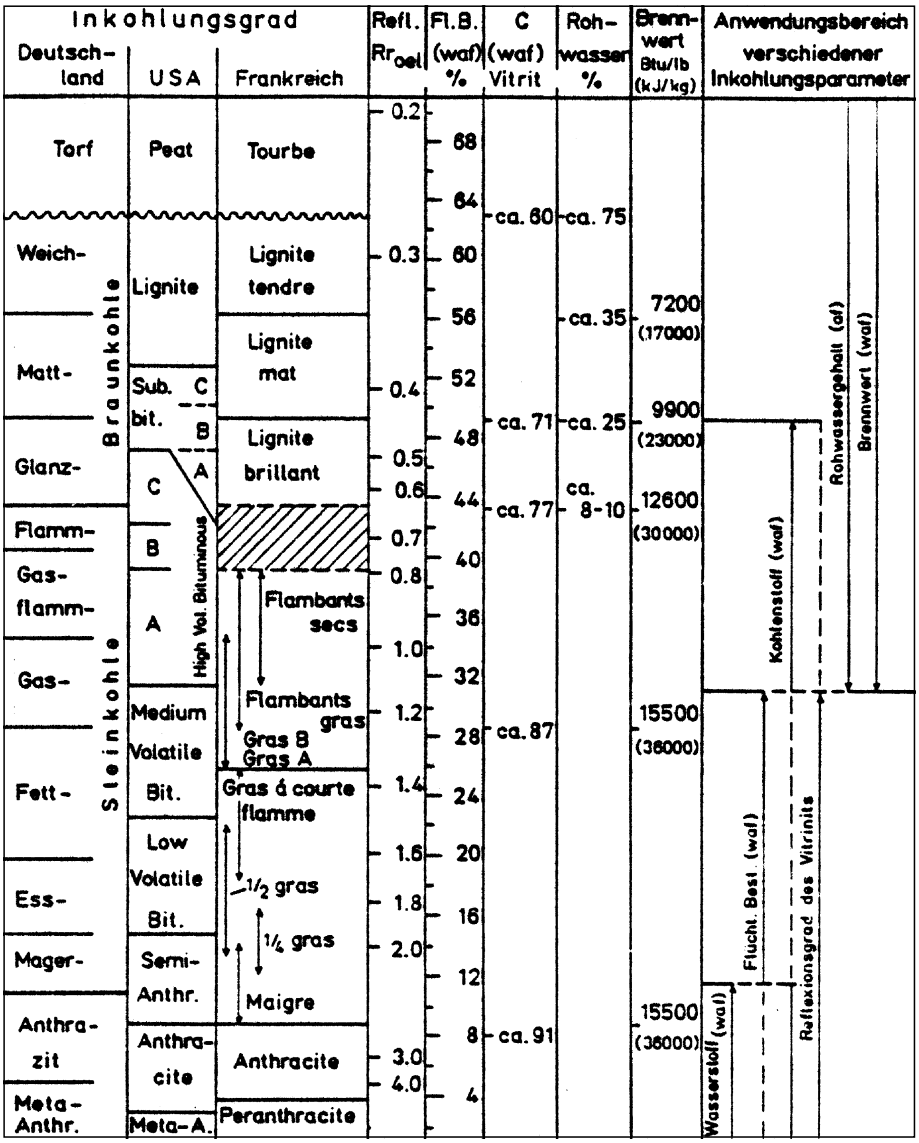


Abb. 377.
Einteilung der Inkohlungsstufen und deren Beziehung zu unterschiedlichen Inkohlungsparametern.
Aus WOLF, M. (1988).

flexion im nicht-polarisierten Licht bestimmt (Rr). Wegen der zunehmenden Bireflexion der Vitrinite höher inkohlter Kohlen wird ab dem Fettkohlenstadium die maximale und minimale Reflexion im einfach polarisierten Licht (R_{max}, R_{min}) gemessen. Besondere Vorteile der Vitrinitreflexion als Inkohlungsparameter bestehen darin, daß (im Gegensatz zu den klassischen Inkohlungsparametern wie Kohlenstoffgehalt und Gehalt an flüchtigen Bestandteilen)

- die kontinuierliche Veränderung des Hauptbestandteils der Kohlen beobachtet wird,
- der Meßwert durch den Aschegehalt nicht verfälscht wird und
- der Inkohlungsgrad mikroskopisch kleiner Phytoklasten erfaßt werden kann.

Nachteilig wirkt sich aus, daß die Reflexionswerte gering inkohlter Huminite in einem weiten Bereich streuen. Eine Unterscheidung zwischen Weich- und Mattbraunkohlen ist daher im allgemeinen mittels der Vitrinitreflexion nicht möglich.

Für die Unterscheidung der einzelnen Inkohlungsstufen bis zum Glanzbraunkohlenstadium eignet sich der Rohwassergehalt und der Brennwert. Daneben werden in der vorliegenden Betrachtung der Kohlenstoffgehalt (Cwaf) und der Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (FBwaf) als Inkohlungsparameter berücksichtigt. Die einzelnen Inkohlungsstufen und deren Beziehung zu verschiedenen Inkohlungsparametern ist Abb. 377 zu entnehmen. Vitrinitreflexionsdaten sind in Tab. 32 zusammengefaßt.

In der österreichischen Literatur wird zur Charakterisierung der Reife tertiärer Braunkohlen häufig der Begriff „Glanzkohle“ (im Sinne von „Glanzbraunkohle“) verwendet (z.B. WEBER, L. & WEISS, A., 1983). Tatsächlich bezeichnet dieser Begriff jedoch glänzende Kohlenlagen („Vitrain“; z.B. WOLF, M. [1988]). Abhängig vom pflanzlichen Ausgangsmaterial und den Vertorfungsbedingungen können diese auch in Weich- und Mattbraunkohlen auftreten. Ein Großteil, aber nicht alle „Glanzkohlen“ der österreichischen Literatur sind „Glanzbraunkohlen“!

Graphite der Bunten Serie (Böhmische Masse)

Die Graphite Niederösterreichs sind aufgrund hochgradiger Metamorphose (670°C; 5 kb [ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H., 1983]) entstanden. Vermutlich sind sie aus (präkambrischen?) Sapropeliten hervorgegangen (JANDA, I. & SCHROLL, E., 1960; SCHRAUDER, M. et al., 1993).

(Permo-)Karbonkohlen

Eine eingehende Studie des Inkohlungsgrades der „Graphite“ der östlichen Grauwackenzone steht noch aus. Die wenigen vorliegenden Daten weisen jedenfalls auf regionale Unterschiede hin:

Nach optischen Kriterien kann der „Graphit“ von Kaisersberg als Semi-Graphit bezeichnet werden (ca. 7,5 %R_{max}, ca. 1,0 %R_{min}). Das Reflexionsvermögen einer Probe aus der Lagerstätte Sunk/Trieben beträgt 6,4 % R_{max} und 0,9 % R_{min}. Röntgendiffraktometeruntersuchungen zeigen, daß letztere deutlich schlechter graphitiert ist, als jene aus Kaisersberg (siehe auch H. SPATZEK, 1962). Oft zitiert wird zudem ein Anthrazit (?) von Dietmannsdorf (z.B. SPATZEK, H., 1962). Daneben soll es nach mündl. Mitt. von SPATZEK, H. (1990) auch innerhalb einzelner Lagerstätten (z.B. Kaisersberg) größere Unterschiede im Graphitierungsgrad geben.

Von SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991) werden für die Kohlen des Nößlachjochs (Tirol) Reflexionswerte zwischen 2,2 und 2,55 %R_{max} mitgeteilt. Dies entspricht einem Magerkohlen- bis Anthrazitstadium. Deutlich höhere Werte (5,7 %R_{max}) wurden von PETSCHIK, R. (1989) bestimmt. Diese und Reflexionsdaten von Sammlungskohlen an der Montanuniversität Leoben (3,9–5,2 %R_{max}) weisen ins Meta-Anthrazitstadium. Anthrazite bis Meta-Anthrazite treten auch innerhalb des Karbons der Gurktaler

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 32.
Zusammenfassung der Vitrinitreflexionsdaten.

BEZIRK	LOKALITÄT	ALTER	R_{max} (%)	INKOHLUNGSGRAD	INK.-TEMP.	Referenz
		KARBON				
Östl. Grauwackenzone	Kaisersberg, Sunk	Westfal	6,4 - 8,0	Anthrazit(?) - Semi-Graphit	<350-400°C	1, 2
Nößlacher Joch		Westf.?/Stefan	2,2 - 5,7	Magerkohle - Meta-Anthrazit	190?-270°C	1, 3, 4
Gurktaler Decke	Turrach, Stangnock/Königstuhl	Stefan	4,5 - 6,0	Meta-Anthrazit	<300°C	1, 5
Karnische Alpen	Naßfeld, Kronalm, Tomritsch	Stefan	2,4 - 3,9	Anthrazit - Meta-Anthrazit	270-300°C	1, 6
BEZIRK	**LOKALITÄT**	**ALTER**$^{+}$	**R_r (%)**	**INKOHLUNGSGRAD**	**INK.-TEMP.**	**Referenz**
		TRIAS				
Lunzer Kohlen	Weyer, Gaming, Lilienf., Kleinzell etc.	Karn	0,43 - 1,2	Glanzbraunk. - Gas(Fett-)kohle	60-150°C	1, 7
Raibler Kohlen	Reutte, Nassereith, Imst etc.	Karn	0,46 - ca. 2,5	Glanzbraunk. - Magerkohle	60-210°C	3, 4
		JURA				
Grestener Klippenzone	Pechgraben, Hinterholz, Gresten etc.	U-Lias	0,55 - ca. 0,95	Glanzbraunk. - Gaskohle	75-150°C	7
Autochth. Mesozoikum	Klement, Mauerbach, Hollabrunn	Dogger	ca. 0,4 - 0,8**	Glanzbraunk. - Gasflammkohle	50-130°C	8
		KREIDE				
Gosaubecken	Brandenberg, Gams, Grünbach etc.	Turon-Campan	0,4 - 0,6*	Glanzbraunkohle	40-90°C	7
		TERTIÄR				
Molassezone						
Eozän	Hocheck, Ölling, Kirchham, Grünau	Priabon	0,35 - 0,7**	Glanzbraunk. - Flammkohle	35-125°C	9, 10, 11
Oligozän	Kremser Bucht., Herzogenburger R. etc.	Rupel	0,29 - 0,55	Weich-/Matt- bis Glanzbraunk.		1
U-Miozän	Wirtatobel	Eggenb./Ottn.	ca. 0,5	Glanzbraunkohle		1
M-/O-Miozän	Salzach Revier, Hausruckrevier	Baden-Pannon	0,2 - 0,3	Weich-/Mattbraunkohle	<40°C	1
Tertiär auf Böhm. Masse	z.B. Langau-Riegersburg	Eggenb./Ottn.	0,2 - 0,3	Weichbraunkohle	<40°C	1
Wiener Becken	Sollenau, Zillingdorf, Grilling etc.	Baden-Pont	0,2 - 0,3	Weich-/Mattbraunkohle	<40°C	1
Landseer Bucht	Bubendorf, Sieggraben, Brennberg etc.	Ottn./Karpat	0,2 - 0,4	Weich- bis Glanzbraunkohle		12
Bucklige Welt	Inzenhof, Klingenfurt, Kulmariegel etc.	Ottn./Karpat	0,24 - 0,41	Matt- bis Glanz(?)braunk.		12
Steirisches Becken, Passailer B., Südburgenländ. Schwelle						
Ottnang/Karpat	Köflach-Voitsberg, Wies-Eibiswald etc.	Ottn./Karpat	0,2 - 0,6*	Weich- bis Glanzbraunkohle	25-90°C	12, 13
Baden-Pont	Tauchen, Ilz, Höll-Deutschschützen etc.	Baden-Pont	0,2 - 0,3*	Weich-/Mattbraunkohle	<40°C	12, 13
Karawankenvorland	Penken, Lobnig, Oberloibach etc.	Sarmat-Pont	0,2 - 0,3	Weich-/Mattbraunkohle	<40°C	12, 14
Lavanttal	Mitt. Lavanttal, Wiesenau, Obdach	Karpat-Sarmat	0,2 - 0,38	Weich-/Mattbraunkohle	<50°C	1, 12
Norische Senke	Mürztal, Fohnsdorf, Tamsweg etc.	Karpat-Baden	0,2 - 0,65	Weichbraun- bis Flammkohle	25-110°C	15
Ennstaltertiär	Hieflau, Stoderalm, Wagrain etc.	Oligo.?-/Mioz.	0,2 - 0,65	Weichbraun- bis Flammkohle	25-110°C	16
Inntaltertiär	Häring, Kössen	Oligozän	0,34 - 0,58	Matt- bis Glanzbraunkohle	60-90°C	3, 17
Krappfeld	Sittenberg, Sonnberg	Ypres	ca. 0,35	Matt- bis Glanz(?)braunk.		1

*) Werte gelten nur für kohleführende Gebiete; **) Werte korrelieren mit heutiger Teufenlage; +) Im wesentl. nach Steininger et al., 1988/89.

Referenz: 1) Sachsenhofer, unpubl.; 2) Neubauer et al., 1994; 3) Schulz & Fuchs, 1991; 4) Petschick, 1989; 5) Rantitsch, in Vorb.; 6) Rantitsch, 1993; 7) Sachsenhofer, 1987; 8) Ladwein, 1988;9) Xu, 1991; 10) Ladwein et al., 1989; 11) Colins et al., 1992; 12) Ebner & Sachsenhofer, 1991; 13) Sachsenhofer, 1990; 14) Sachsenhofer, 1992; 15) Sachsenhofer, 1989; 16) Sachsenhofer, 1988/89; 17) Ortner & Sachsenhofer, 1996.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Decke (Stangnock-Formation [KRAINER, K., 1989]) im Bereich der Turrach (ca. 6,0 $\%R_{max}$; 3,0–3,5 $\%R_{min}$) und im Stangnock–Königstuhl-Gebiet (ca. 4,5 $\%R_{max}$; RANTITSCH, G. in Vorber.) auf. Der Inkohlungsgrad von Anthraziten in der Auernig-Formation der Karnischen Alpen hängt von deren Lage im Profil ab. Die Vitrinitreflexion schwankt zwischen 2,4 und 3,2 % R_{max} (Kronalm-Naßfeld) und 3,7–3,9 % R_{max} (Tomritsch) (RANTITSCH, G., 1993).

Mehrere hundert Meter mächtige Tonstein/Grauwackenserien mit Kohlen (und Vulkaniten) des Permokarbons sind im Untergrund der Molassezone Niederösterreichs (z.B. Hollabrunn 1) bekannt. Nach KRÖLL, A. (1980) sind diese Kohlen Anthrazite. Kohlige Lagen im benachbarten Perm von Zöbing besitzen eine Vitrinitreflexion von ca. 1,6 % Rr (Fett–/Esskohlen).

Triaskohlen

Der Inkohlungsgrad der Lunzer Kohlen in den niederösterreichischen Kalkvoralpen reicht vom Glanzbraunkohlenstadium (0,43 %Rr) bis zum Gaskohlenstadium (1,2 %Rr). Einzelne Kohlenstoffanalysen weisen sogar ins Fettkohlenstadium. Aus der Inkohlungskarte (Abb. 378) wird ersichtlich, daß die Linien gleicher Inkohlung an den Deckengrenzen abgeschnitten werden. Folgende auf SACHSENHOFER, R.F. (1987) beruhende Beschreibung des Inkohlungsbildes erfolgt daher für jede tektonische Einheit getrennt.

Die Inkohlung der Lunzer Decke nimmt zwischen Kleinzell im Osten und Weyer im Westen vom Gas-/Fett- zum Glanzbraunkohlenstadium ab. Im Raum Gaming ist ein lokales Inkohlungshoch entwickelt. Die Sulzbach-Decke zeigt den gleichen E–W-Inkohlungstrend wie die Lunzer Decke. Die Bereiche geringer Inkohlung reichen in ersterer allerdings weiter gegen Osten. Die Kohle des Schmelz-Fensters ist deutlich höher inkohlt (Gaskohle) als die übrigen Kohlen der Sulzbach-Decke (Glanzbraunkohlen bis Flammkohlen). Die Kohlen der östlichen Reiflinger Scholle sind wesentlich reifer (Gasflammkohlen) als die benachbarten Kohlen der Sulzbach-Decke. Innerhalb der Reiflinger Scholle nimmt der Inkohlungsgrad nach Westen zum Glanzbraunkohlenstadium ab. Die untersuchten Kohlen der Reisalpen- und der Peilstein-Decke erreichen das Flamm-, bzw. Gasflammkohlenstadium.

Als Ursache für die unterschiedliche Inkohlung innerhalb der Kalkvoralpen werden unterschiedliche Wärmeflüsse in der Zeit vor der Deckenbildung (Oberjura, tiefste Kreide) vermutet (SACHSENHOFER, R.F., 1987).

Anmerkung: Conodonten-Alterations-Index und Illit-Kristallinität zeigen, daß (in Bereichen ohne Kohleflöze) die Diagenese/Metamorphose-Bedingungen innerhalb der östlichen Kalkalpen nach Süden bis in die Epizone reichen (z.B. juvavische Mürzalpen-Decke [KRALIK, M. et al., 1987; GAWLICK, H.-J. et al., 1994]).

Ähnlich große Inkohlungsunterschiede treten in den Raibler Schichten der westlichen Kalkalpen auf (PETSCHICK, R., 1989). Hier ist es allerdings nur in geringem Ausmaß zur Flözbildung gekommen. Kohleschürfe befanden sich u.a. bei Reutte (Glanzbraun- bis Flammkohle; 0,61–0,69 %Rr [SCHULZ, O. & FUCHS, H.W., 1991]), Nassereith (Glanzbraunkohle; 0,46–0,48 %Rr [SCHULZ, O. & FUCHS, H.W., 1991]) und Imst. Nach den regionalen Inkohlungskarten von PETSCHICK, R. (1989) sollte die Kohle von Nassereith eine Gaskohle, jene von Imst eine Magerkohle sein.

Jurakohlen

Liaskohlen treten im Bereich der Grestener Klippenzone zwischen Hainfeld (Bernreith) in NÖ und dem Ennstal in OÖ (Pechgraben) auf. In den westlichen Vorkommen (Pechgraben: 0,66 %Rr; Buchschachen: 0,67 %Rr; Grossau: 0,55 %Rr) treten Glanzbraunkohlen bis Flammkohlen, in den östlichen Vorkommen (Hinterholzer Revier bei Ybbsitz: ca. 0,95 %Rr; Gresten: 0,8–0,85 %Rr; Bernreith: 0,84 %Rr) Gasflammkohlen bis Gaskohlen auf (SACHSENHOFER, R.F., 1987). Die Vitrinitreflexion von Treibhölzern in Grestener Schichten des Gschliefgrabens (nördlich des Traunsteins; 0,54 %Rr) stimmt mit jener der Kohlen der westlichen Vorkommen überein.

Im Untergrund der niederösterreichischen Molassezone (Autochthones Mesozoikum) treten Deltasequenzen des Dogger mit zum Teil mächtigen Kohleflözen im Bereich Klement (ca. 4000 m Tiefe) – Mauerbach (ca. 2400 m Tie-

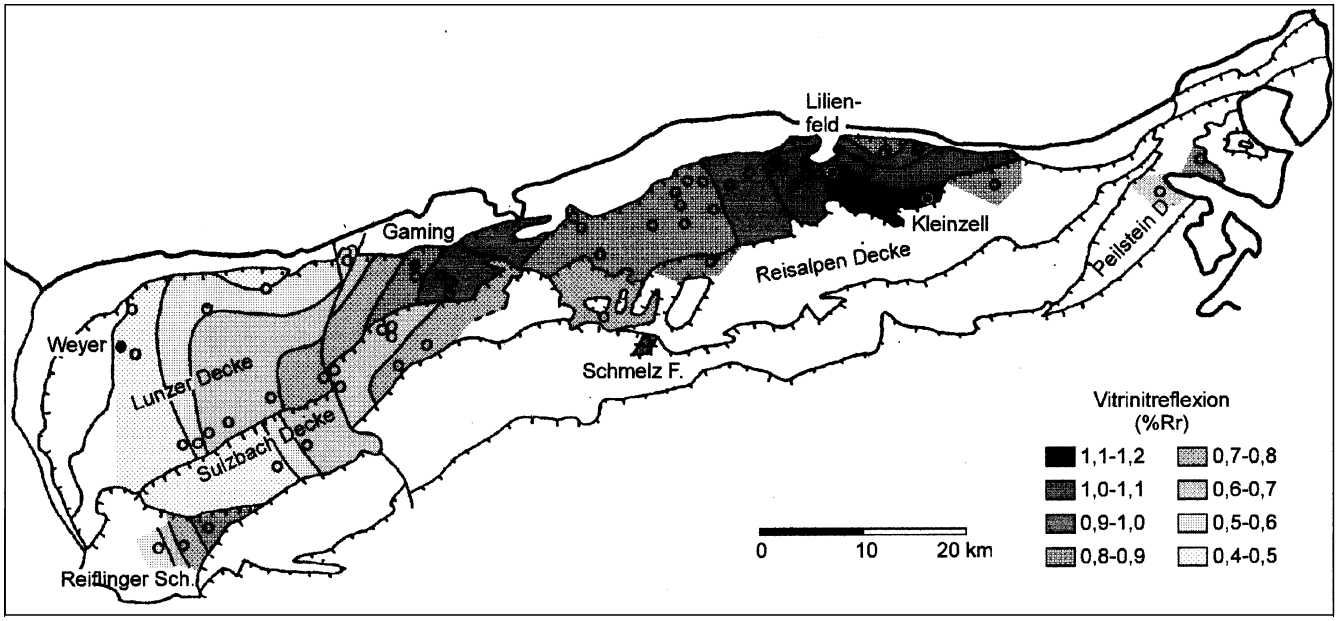


Abb. 378.
Inkohlungskarte der Lunzer Schichten der östlichen Kalkvoralpen (Basis: Vitrinitreflexionen).
Aus SACHSENHOFER, R.F. (1987).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fe) – Hollabrunn (ca. 1650 m Tiefe) auf. Nach den von LADWEIN, H.W. (1988) mitgeteilten Malm-Reflexionsdaten sollte der Inkohlungsgrad der Doggerkohlen abhängig von deren heutiger Tiefenlage vom Glanzbraunkohlen- zum Gasflammkohlenstadium reichen. Die Grenze Braun-/Steinkohle wird in ca. 3500 m Tiefe erreicht. Ähnlich alte Kohlen wurden auch im Autochthonen Mesozoikum Oberösterreichs angetroffen (z.B. Kirchham: Flammkohle [RÖTHL, H., 1993]).

Kreidekohlen

Oberkreidekohlen treten an der Basis zahlreicher Gosau-Becken zwischen dem Brandenberger Tal nördlich Brixlegg und dem Alpenostrand auf. Alle bisher untersuchten Vorkommen (z.B. Brandenberger Tal, St. Wolfgang, Roßleithen, Gams, Unterlaussa, Frohnberg, etc.) beinhalten Glanzbraunkohlen (SACHSENHOFER, R.F., 1989; SCHULZ, O. & FUCHS, H.W., 1991).

Dies gilt auch für die Grünbach-Neue Welt-Mulde. Da deren Kohle lange Zeit als Flammkohle gegolten hat, sollen deren Inkohlungsverhältnisse etwas detaillierter beschrieben werden. Zwischen Piesting im E und Reitzenberg im W schwankt die Vitrinitreflexion zwischen 0,56 und 0,61 % Rr. Ein Trend ist hierbei nicht feststellbar. Eine Grünbacher Kohle aus 1100 m Tiefe weist die gleiche Vitrinitreflexion wie Kohlen geringer Teufen (z.B. Höflein, Magdalenenstollen) auf. Die chemische Inkohlung ist daher prätektonisch und muß vor dem Obereozän abgeschlossen gewesen sein. Während die Vitrinitreflexion in der gesamten Grünbach-Neue Welt-Mulde mehr oder weniger konstant ist, schwankt der Wassergehalt der – wenigen – untersuchten Proben beträchtlich (4–11 % hygroskopische Feuchtigkeit). Der geringste Wassergehalt zeichnet die Kohle aus 1100 m Teufe aus und deutet damit eine Abhängigkeit von der heutigen Teufenlage an. Die Wasserabnahme sollte daher erst eingetreten sein, als die Mulde schon mehr oder weniger als solche vorlag. Die Gehalte an flüchtigen Bestandteilen (ca. 46 % FBwaf) und Kohlenstoffanalysen (ca. 76 % Cwaf) unterstützen die Klassifikation als hoch inkohlte Glanzbraunkohle (SACHSENHOFER, R.F., 1987 cum lit.).

Es bleibt anzumerken, daß die – nicht kohleführende – Muttekopf-Gosau in den westlichen Kalkalpen (bis 1,4 % Rr [PETSCHICK, R., 1989]) und die Kainacher Gosau in den Zentralalpen (mindestens 0,5–1,35 % Rr) deutlich höher inkohlt sind.

Tertiärkohlen

Molassezone

Im österreichischen Anteil an der Molassezone treten kohleführende Schichten in mehreren stratigraphischen Niveaus auf:

Eozän: Kohleflöze an der Basis der Molassezone sind von zahlreichen KW-Bohrungen bekannt (z.B. Hocheck 3, Grünau 1) und reichen tw. unter die Flysch-Kalkalpen-Decken. Je nach Tiefenlage erreichen sie das Glanzbraunkohlen- oder Flammkohlenstadium (XU, J., 1991; LADWEIN, H.W. et al., 1989). Die Grenze Braun-/Steinkohle wird in Tiefen zwischen 3500 und 4500 m erreicht (XU, J., 1991).

Oligozän: Kohleflöze innerhalb der Melk-Formation i.w.S. reichen von Ottensheim im W, bis in die Kremser Bucht im E. Diese Kohlen wurden häufig als „Glanzkohlen" bezeichnet. Das Inkohlungsmuster dieser Sedimente ist jedoch noch nicht eindeutig geklärt. Kohle aus Ottensheim (0,29 % Rr), Beidenstein (7,5 km nordöstlich von Amstetten, 0,33 % Rr), Kollmitzberg/Amstetten (0,37 % Rr) und der Kremser Bucht (Thallern/Angern: 0,34 % Rr) hat das Weich- bzw. Mattbraunkohlenstadium erreicht, jene aus Unterholz (10 km östlich von Amstetten, 0,54 % Rr) das Glanzbraunkohlenstadium. Reflexionsdaten (Oberwölbling: 0,37 % Rr, Kleinrust: 0,40 % Rr, Anzenhof: 0,50 % Rr) und Kohlenstoffanalysen (65–74 % C_{af} [WEBER, L. & WEISS, A., 1983]), deren Wert allerdings wegen Aschegehalten >10 % beeinträchtigt ist, deuten innerhalb des Herzogenburger Revieres größere Inkohlungsunterschiede an. Einige Vorkommen (z.B. Anzenhof, Wölbling?) haben jedenfalls das Glanzbraunkohlenstadium erreicht.

Oligozänkohlen wurden auch in allochthoner Molasse am Nordrand der Flyschzone bei Neulengbach abgebaut. Reflexionswerte (0,33–0,36 % Rr) weisen auf Mattbraunkohlenstadium hin, Elementaranalysen (cit. in WEBER, L. & WEISS, A., 1983), die aufgrund sehr hoher Aschegehalte aber mit Vorsicht zu beurteilen sind, auf Glanzbraunkohlenstadium.

Miozän: Im frühen Miozän wurden die Kohlen im Bereich Wirtatobel (Vorarlberg) gebildet. Heute liegen diese als Glanzbraunkohlen (ca. 0,5 % Rr) vor. Jünger sind die Kohlen der oberösterreichischen Molasse (Salzach-Revier: mittleres Miozän; Hausruck Revier: spätes Miozän). Die Kohlen des Salzach-Revieres weisen einen etwas geringeren Wassergehalt (H_2O_{af}: ca. 35 %) und einen höheren Heizwert (roh; ca. 15000 kJ/kg) auf als die Hausruck-Kohlen (bis 45 % H_2O_{af}, ca. 11000 kJ/kg [GROISS, R., 1989]). Letztere sind stückige Weichbraunkohlen, erstere zeigen Übergänge zu Mattbraunkohlen (WEBER, L. & WEISS, A., 1983). Die Vitrinitreflexion bleibt stets unter 0,3 % Rr.

Miozänkohlen innerhalb der Böhmischen Masse und im Wiener Becken

Wassergehaltsanalysen (WEBER, L. & WEISS, A., 1983) und Reflexionsdaten weisen alle Kohlevorkommen der genannten Bereiche (z.B. Langau – Riegersburg, Sollenau, Zillingdorf, Grilling – Neusiedl – Jauling) als Weichbraunkohlen aus.

Landseer Bucht und Bucklige Welt

Aufgrund der Vitrinitreflexion (0,4 % Rr) und einer Kohlenstoffanalyse (ca. 71 % C_{waf} [WEBER, L. & WEISS, A., 1983]) kann die ottnang–karpatische Brennberger Kohle als Mattbraunkohle am Übergang zu Glanzbraunkohle klassifiziert werden. Die gleich alten Kohlen von Sieggraben und der Buckligen Welt (z.B. Klingenfurt, Kulmariegel, Inzenhof) weisen i.A. geringere Reflexionswerte auf (0,24–0,41 % Rr). Die unterbadenischen Bubendorfer und Ritzinger Braunkohlen (0,29 % Rr) sind mit Wassergehalten von z.T. deutlich über 40 % Weichbraunkohlen (WEBER, L. & WEISS, A., 1983; siehe EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. [1991] bezüglich detaillierter Reflexionswerte).

Steirisches Becken einschließlich des Passailer Beckens, der Südburgenländischen Schwelle und des Westrandes des Pannonischen Beckens

Das Inkohlungsmuster des Steirischen Beckens wird durch z.T. extrem hohe Paläo-Wärmeflüsse im Nahbereich des karpatisch/unterbadenischen Vulkanismus geprägt (SACHSENHOFER, R.F., 1990; 1991). In Bohrungen wurden miozäne Sedimente mit Reflexionswerten bis 4,0 % Rr angetroffen. Dies entspricht dem Anthrazitstadium. Die heute nahe der Oberfläche liegenden Kohlenvorkommen sind aber aufgrund der geringen Versenkungstiefe, der großen Distanz zu den vulkanischen Zentren oder ihres im Vergleich zum Vulkanismus jüngeren Alters meist gering inkohlt (SACHSENHOFER, R.F., 1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

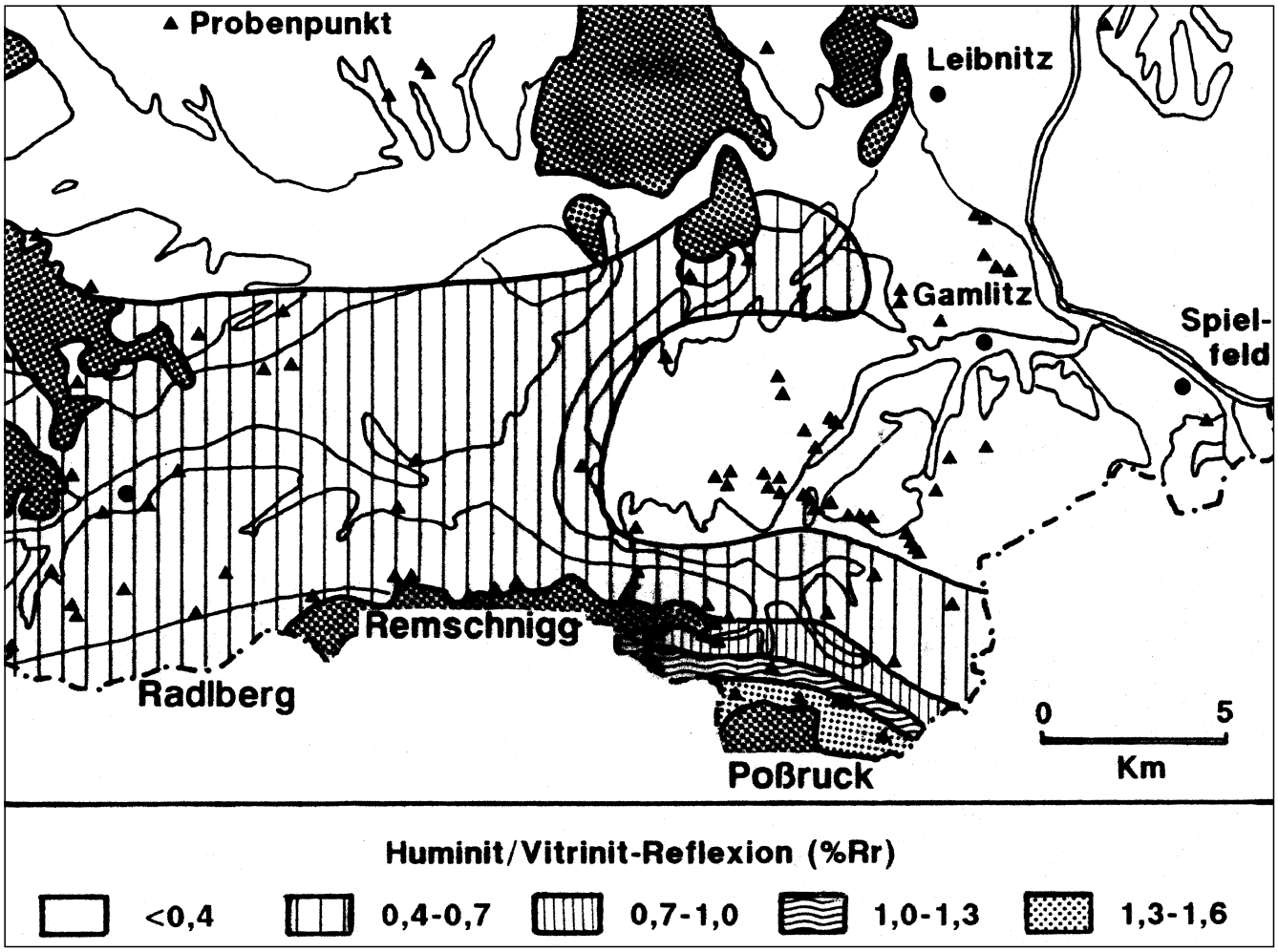


Abb. 379.
Inkohlungskarte des südlichen Weststeirischen Beckens.
Das Wies–Eibiswalder Revier befindet sich nördl. des Radlberges und ist durch Reflexionswerte zwischen 0,4 und 0,6 Rr % charakterisiert. Die Inkohlungsanomalie setzt sich mit Werten über 2 % Rr nach SE gegen Slowenien fort.
Aus SACHSENHOFER, R.F. (1990).

Köflach–Voitsberger Revier: Der Wassergehalt weist die karpatischen Kohlen des Köflach–Voitsberger Revieres als Weichbraunkohlen aus und läßt eine geringfügige Zunahme des Inkohlungsgrades von Osten (H_2O_{af} 41 %) nach Westen (H_2O_{af} 37 %) erkennen (POHL, W., 1970).

Wies-Eibiswalder Revier: Das Wies-Eibiswalder Revier (Ottnang/Karpat) ist am NW-Rand einer großen, auf präbadenische Sedimente beschränkten Inkohlungsanomalie gelegen.

Das Zentrum der Anomalie mit Reflexionswerten über 2,0 % Rr befindet sich in Slowenien NW Maribor (SACHSENHOFER, R.F. et al., 1994). Die genaue Position der Anomalie auf österreichischem Staatsgebiet zeigt Abb. 379. Diese Anomalie wird vorläufig auf einen karpatisch/unterbadenischen Subvulkan zurückgeführt.

Der Inkohlungsgrad im Bereich des Wies–Eibiswalder Revieres reicht von der Grenze Matt-/Glanzbraunkohle bis zu höher inkohlten Glanzbraunkohlen (ca. 0,4–0,55 % Rr), wobei der Inkohlungsgrad von N nach S (und damit auch mit dem Alter der Flöze) geringfügig zunimmt.

Die von der benachbarten Bohrung Pichla 1 durchteuften Sedimentabfolgen haben vermutlich eine ähnliche thermische Geschichte erfahren wie das Wies–Eibiswalder Revier. In dieser Bohrung ergeben numerische Simulationen für das genannte Reflexionsintervall Inkohlungstemperaturen von <60°C bis 90°C (SACHSENHOFER, R.F. & LITTKE, R., 1993).

Reflexionswerte aller anderen einst beschürften (karpatischen bis pontischen) Braunkohlenvorkommen im Bereich des Steirischen Beckens bleiben deutlich unter 0,4 % Rr und weisen damit auf Weich-/oder Mattbraunkohlenstadium. Aufgrund der nur vereinzelt vorliegenden Heizwert- und Wassergehaltsanalysen (vgl. WEBER, L. & WEISS, A., 1983) kann zwischen diesen Inkohlungsstadien nicht eindeutig unterschieden werden.

Pontische Weichbraunkohlen treten im Bereich der Südburgenländischen Schwelle und am Westrand des Pannonischen Beckens auf (z.B. Höll – Deutschschützen: >40 %H_2O_{af} [WEBER, L. & WEISS, A., 1983]).

Detaillierte Reflexionsdaten der genannten Bereiche sind in EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991) zusammengefaßt.

Karawankenvorland

Die Vitrinitreflexion anstehender Proben schwankt zwischen 0,2 und 0,3 % Rr (Weich-/oder Mattbraunkohlenstadium). Dies gilt für die sarmatischen Rosenbacher Kohlenschichten (z.B. Oberloibach) und die pontischen Penkener Kohlenschichten. Proben, die unmittelbar unter der Überschiebungsfläche der Karawanken, im Bereich der Periadriatischen Naht oder auf dem Rücken der Karawanken genommen wurden, weisen die gleichen Re-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

flexionswerte auf (SACHSENHOFER, R.F., 1992; detaillierte Probenliste: EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. [1991]). In der Bohrung Vellach (GKB) wurden kohlige Lagen mit einer Reflexion von 0,21 % Rr in 144 m Tiefe angetroffen.

Lavanttal, Wiesenau, Obdach

Die Kohle des Lavanttales (einschließlich jener von Obdach) ist i.A. eine Mattbraunkohle (0,2–0,38 % Rr). Der Übergang zur Glanzbraunkohle wurde auch in der mehr als 1000 m tiefen Schurfbohrung Schilting (untersarmatischer Stefaner Horizont in –751 m) nicht erreicht. Eine Inkohlungskarte des höchsten – obersarmatischen – Flözhorizontes (Kuchler Flöz; Abb. 380) zeigt, daß Kohlen seichter Flözbereiche (über 300–400 m Seehöhe) als Weichbraunkohlen (>35 $\%H_2O_{af}$) zu bezeichnen sind und der Wassergehalt mit der Tiefe abnimmt. Im südlichen Ausbißbereich des Kuchler Flözes treten mit einem Wassergehalt von ca. 40 $\%H_2O_{af}$ die geringsten Inkohlungswerte auf. Dies deutet auf eine junge Kippung des Bekkens nach Süden. Detaillierte Reflexionsdaten aller stratigraphischen Horizonte (Ottnang–Karpat bis Pannon) finden sich in EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

Die Kohle des oberen Lavanttales (Wiesenau) ist mit ca. 35 $\%H_2O_{af}$ in den Grenzbereich Weich-/Mattbraunkohle einzuordnen.

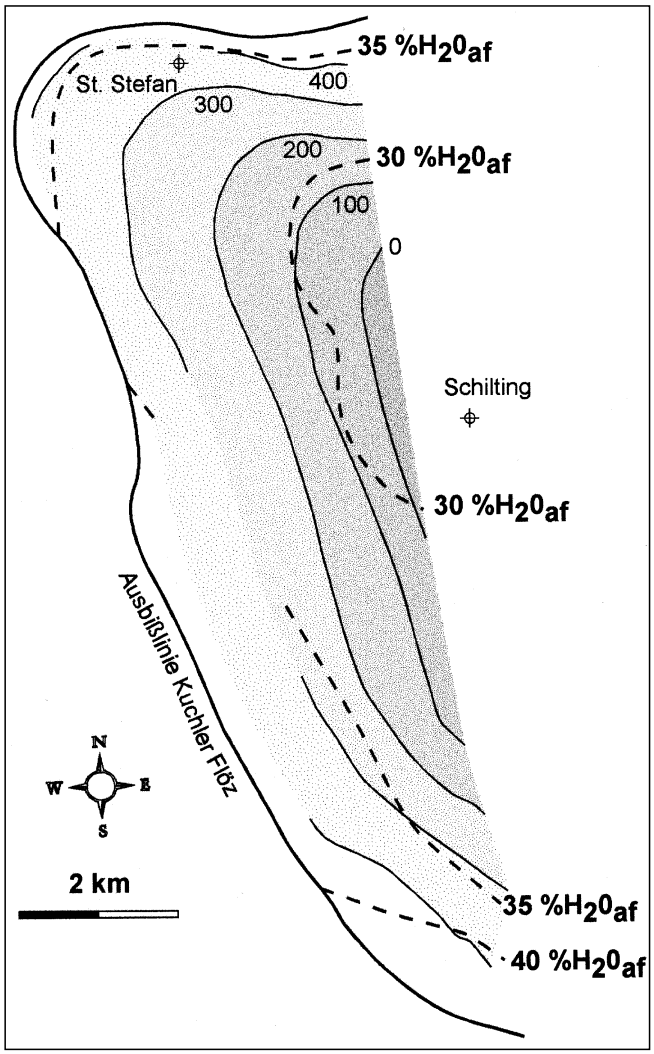


Abb. 380.
Inkohlungskarte des Kuchler Flözhorizontes.
Basis: Rohwassergehalt (af).
Isohypsen: Oberkante des Flözhorizontes.
Aus EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991).

Norische Senke

Die Miozänbecken (Karpat/Unterbaden) der Norischen Senke folgen ungefähr der Mur-Mürz-Furche vom Ostrand des Tauernfensters bis ins südwestliche Wiener Becken (Hart/Gloggnitz). Aufgrund unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten und einem mit der Entfernung vom Tauernfenster abnehmenden Paläowärmefluß ergibt sich ein komplexes Inkohlungsbild (SACHSENHOFER, R.F., 1989).

Im Tamsweger Becken, wenige Kilometer östlich des Tauernfensters reicht der Inkohlungsgrad vom Mattbraunkohlen- zum Flammkohlenstadium (0,29 – 0,65 % Rr). Der hohe Inkohlungsgrad wird durch erhöhte Wärmeflüsse, verursacht durch den raschen miozänen Aufstieg des Penninikums des Tauernfensters, erklärt.

Im Laußnitz-Tertiär (östlich von Rennweg) und bei St. Oswald treten Mattbraunkohlen (ca. 0,35 % Rr), in Schöder Glanzbraunkohlen (0,48 % Rr) auf.

Im Bereich des Bergbaus Fohnsdorf wurde (ebenso wie in den benachbarten Feeberger Mulden) eine karpatische Glanzbraunkohle (0,40 – 0,52 % Rr) abgebaut. Deren Inkohlungsgrad nimmt in der Fohnsdorfer Mulde mit der Teufe langsam zu. Im unverritzten Beckentiefsten kann daher mit dem Auftreten von Flammkohlen gerechnet werden. In den hangenden karpatischen Sedimenten, dem Unterbaden und dem Seckauer Teilbecken bleiben die Reflexionswerte unter 0,35 % Rr und weisen damit ins Matt-/oder Weichbraunkohlenstadium. Die Inkohlung ist im wesentlichen vortektonisch (älter als die Einmuldung) oder früh-syntektonisch (ungefähr paralleler Verlauf der Linien gleicher Inkohlung mit den Schichtflächen). Der Grund für die relativ hohe Inkohlung liegt in der im Vergleich zum Tamsweger Becken überaus großen Mächtigkeit der Beckenfüllung bei einem gleichzeitig geringeren Wärmefluß.

Proben des Trofaicher Beckens sprechen für Mattbraunkohlen- bis Glanzbraunkohlenstadium (0,34 – 0,48 % Rr).

Glanzbraunkohlen treten in Leoben (Seegraben, Tollinggraben: 0,40 – 0,52 % Rr), Bruck/Mur (Urgental: 0,47 – 0,52 % Rr) und Parschlug (0,4 – 0,5 % Rr) auf.

Matt-/oder Weichbraunkohlen (0,24 – 0,35 % Rr) treten in der östlichen Norischen Senke auf (Göriach – Aflenz, Wartberg, Illach, St. Kathrein, Ratten, Hart/Gloggnitz).

Ennstaltertiär

Die Inkohlung des Ennstaltertiärs nimmt von Westen gegen Osten vom Flammkohlen- (Wagrain: 0,65 – 0,42 % Rr) zum Weichbraunkohlenstadium (Hieflau: ca. 0,3 % Rr) ab (Abb. 381; SACHSENHOFER, R.F., 1988/89). Die Kohle der Stoderalm ist eine Glanzbraunkohle mit ca. 0,4 % Rr . Die hohe Inkohlung des westlichsten, dem Tauernfenster am nächsten liegenden Vorkommens (Wagrain) unterstützt die Theorie, daß der rasche Aufstieg des Penninikums zu erhöhten Wärmeflüssen über und im Nahbereich des Tauernfensters geführt hat.

Inntaltertiär (Häring, Kössen)

Das Inntaltertiär umfaßt Sedimente des obersten Eozäns und Oligozäns. Die Vitrinitreflexion schwankt zwischen 0,31 und 0,58 % Rr . Nach SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991) zeigt die Vitrinitreflexion von Glanzbraunkohlen aus dem ehemaligen Bergbau Häring (oberstes Eozän bis tiefstes Oligozän) eine Zunahme mit der Tiefe (0,46 – 0,56 % Rr). Ähnlich hohe Werte werden auch in den Häringer Schichten beim Duxer Köpfl (ca. 1 km E Kufstein; 0,45 % Rr), im Weissach Graben (ca. 0,42 % Rr) und beim Aufschluß Schindla (0,49 % Rr) gemessen. Reflexionsmessungen in den Unterangerberger (0,44 – 0,56 % Rr)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

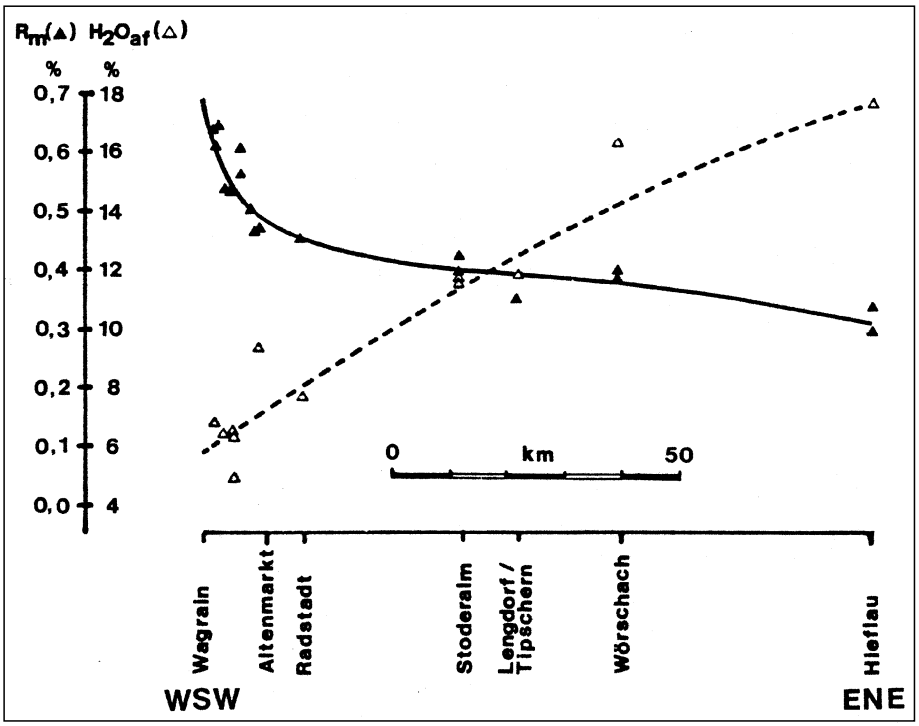


Abb. 381.
Inkohlungsprofil durch die liegenden Schichten des Ennstaltertiärs (Basis: Vitrinitreflexion und hygroskopische Feuchtigkeit [af]).
Aus SACHSENHOFER, R.F (1988/1989).

und Oberangerberger Schichten (0,34 – 0,47 % Rr) ergeben gleichfalls überwiegend Glanzbraunkohlenstadium.

Die oligozänen Oberangerberger Schichten, die im Großraum Kössen – Walchsee tw. Kohle (Treibhölzer?) führen, sind im Schnitt geringfügig geringer inkohlt (0,31–0,49 % Rr, wobei die meisten Reflexionswerte knapp unter 0,4 % Rr liegen; Mattbraunkohlenstadium?). Etwas höher inkohlt sind hingegen wiederum die eozänen Oberaudorfer Schichten bei Oberaudorf und nördlich des Miesberges (0,47–0,49 % Rr).

Die relativ hohe Inkohlung des Inntaltertiärs wird mit einer einst sehr mächtigen (1300 m?) Überlagerung über den Oberangerberger Schichten während des O-Eger und Eggenburg(?) erklärt (ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R.F., 1996).

Krappfeld

Kohlen aus dem Grenzbereich Paleozän/Eozän treten in Sittenberg bei Klein St. Paul, solche des frühen Eozäns bei Sonnberg nahe Guttaring auf. Beide Vorkommen gelten in der Literatur (z.B. WEBER, L. & WEISS, A., 1983) als „Glanzkohlen". Analysen liegen nur spärlich vor. Nach WEBER, L. & WEISS, A. (1983) wird der Wassergehalt der Sittenberger Kohle mit 39–31 % angegeben. Dies deutet ebenso wie Reflexionsdaten der Sonnberger Kohle (ca. 0,35 % Rr) auf Weich- bis Mattbraunkohlenstadium. Eine Kohlenstoffanalyse einer (aschenreichen) Sonnberger Kohle (70 % C_{waf}) weist auf den Grenzbereich Matt-/Glanzbraunkohle.

Quartärkohlen

Die pleistozänen Kohlen Tirols (Apfeldorf, Hopfgarten [SCHULZ, O. & FUCHS, H.W., 1991]), Kärntens (Nieselach b. St. Stefan/Gail; Feistritz/Gail; St. Jakob i.L.) und der Steiermark (Pichl b. Schladming; [WEBER, L. & WEISS, A., 1983]) haben das Weichbraunkohlenstadium erreicht.

4.6.2. Temperaturgeschichte ausgewählter alpiner und außeralpiner Sedimentbecken

Während des letzten Jahrzehnts wurden Computerprogramme entwickelt, die – aufbauend auf Versenkungsgeschichten – die Erfassung von Paläo-Wärmeflüssen erlauben. Die numerischen Modellierungen beruhen primär auf der Rekonstruktion des Temperatur- und des Druckfeldes über die Zeit. Die Überprüfung und Kalibrierung der Versenkungs- und Temperaturmodelle erfolgt durch den Vergleich gemessener und berechneter temperatursensitiver Parameter (z.B. Vitrinitreflexion). Die Güte der Rekonstruktionen hängt dabei wesentlich von der Kenntnis der Versenkungsgeschichte (Erosionsbeträge!) und der Anzahl der Kalibrationsdaten ab. Für die Berechnung der Reflexionswerte wird heute i.A. der kinetische Easy%Ro-Ansatz nach SWEENEY, J.J. & BURNHAM, A.K. (1990) verwendet, während in den 80er Jahren der TTI-Ansatz (LOPATIN, N.V., 1971; WAPLES, D.W., 1980) weite Verbreitung gefunden hat. Desgleichen bedienten sich ältere Rekonstruktionen häufig nicht des Wärmefluß-Konzeptes sondern des Konzeptes der geothermischen Gradienten.

BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1986) gehen davon aus, daß die maximale erreichte Temperatur die Entwicklung der Vitrinitreflexion hinreichend beschreiben kann. Dies widerspricht den Ergebnissen von Pyrolyseversuchen, aus denen sich eine Zeitabhängigkeit der Reflexionserhöhung ableiten läßt (z.B. SCHENK, H.J. et al., 1990). Der Ansatz von BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1986) erlaubt jedoch eine erste Abschätzung der Inkohlungstemperatur für Sedimente, deren Versenkungsgeschichte unbekannt ist. Weitere, unabhängige Temperaturhinweise liefern Tonmineralogie, Flüssigkeitseinschlüsse (FI), Isotopendaten, Geochronologie und der „Conodont color alteration index" (CAI).

Im folgenden werden Arbeiten zusammengefaßt, die sich hinsichtlich der Rekonstruktionsmethode der thermischen Geschichten unterscheiden. Desgleichen unterscheidet sich die Kenntnis der Versenkungsgeschichten und die Verfügbarkeit von Kalibrationsdaten in den einzelnen Sedimentbecken. Damit ist aber auch die Qualität der Rekonstruktion von Becken zu Becken unterschiedlich. Im folgenden sollen daher lediglich generelle Trends aufgezeigt werden. Abgeschätzte Temperaturen und Paläo-Wärmeflüsse einiger Sedimentbecken werden in Tab. 33 zusammengefaßt.

Karnische Alpen

Die Wärmegeschichte der Karnischen Alpen wurde durch die Untersuchung der Illitkristallinität, des Reflexionsvermögens von Zoo- und Phytoklasten und durch mikrothermometrische Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen rekonstruiert (RANTITSCH, G., 1993, 1995a). Regional ist eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphose von der beginnenden Grünschieferfazies in den tiefsten (nördlichen) Einheiten zu der niederen Anchizone in den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 33.
Temperaturen und Paläo-Wärmeflüsse einiger österreichischer Sedimentbecken.

	Reflexionsgradient %Rr/km	Paläo-Wärmefluß (mW/m²)	max. Ink.-Temp. (°C)	heutiger Wärmefluß (mW/m²)	Referenz/ Methode
Karnische Alpen					
Variszisch	(M.-Karbon)	65	270		
Postvariszisch	(Karbon-Perm)	155??	270		1/b
Alpidisch	(M.-Kreide)	65	270		
Drauzug/Karbon von Nötsch					
Mittelkreide		75	260		2
Nördliche Kalkalpen		Jura/U.-Kreide:			
westliche Kalkalpen	0.10-1.70	50-100	250		3/a
östliche Kalkalpen	?	80-175??	ca. 490*		4/b
Ostalpine Vortiefe (zentraler Teil)					
Autochth. Molasse	0,06-0,09	35-60		35-80	4/a,5-7/b
Allochth. Molasse	0,04	30-45			
Inntal Tertiär	<0,20	Eger/Eggenb.: 70??	90	?	8/b
Wiener Becken	0,15	40-60	ca. 150**	40-60	4/a,9/a,10b
Steirisches Becken	Ottn.-Bad.: <3.6	lokal>300	lokal >400	55-90	11/b
	Bad.-Pli.: 0,22-0,37	55-85	>200		
Norische Senke					
Tamsweger Becken	0,60	>>100 (150??)	110	70-80	
Fohnsdorfer Becken	0,15-0,20	65?	bis 100	80?	4/b
Oberes Mürztal	0,05	?	50	80-90	

Referenz: 1) Rantitsch, 1997; 2) Rantitsch, 1995b; 3) Petschick, 1989; 4) Sachsenhofer, unpubl.; 5) Röthl, 1993; 6) Colins et al., 1992; 7) Schmidt & Erdogan, 1993: 8) Ortner & Sachsenhofer, 1996; 9) Francu, 1990; 10) Sachsenhofer & Schmidt, 1997; 11) Sachsenhofer, 1994;
*) Gawlick et al., 1994; **) gilt nur für Sedimente des Neogens.
Methode: a) TTI-Berechnung/Konzept der geotherm. Gradienten; b) Easy%Ro/Wärmeflußkonzept

höchsten (südlichen) postvariszischen Einheiten zu beobachten (s. auch Kap. [Permo-]Karbonkohlen). Entlang der variszischen Diskordanz (Westfal C/D) ist kein Metamorphosesprung festzustellen. Die N–S-Zonierung wird durch Störungen der periadriatischen Seitenverschiebung lokal gestört.

Die thermische Geschichte der Karnischen Alpen wird durch eine erste variszische Versenkung (270°C, 6–8 km Versenkung) und eine zweite alpidische Versenkung mit ähnlichen Metamorphosebedigungen bestimmt.

Aus der Korrelation der organischen mit den anorganischen Metamorphoseparametern ergeben sich Hinweise auf einen erhöhten Wärmefluß während der Sedimentation der kohleführenden karbonen Molasseentwicklung der Auernig-Gruppe (RANTITSCH, G., 1997).

Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum mit seinen drei Deckensystemen zeigt regional unterschiedliche Inkohlungsgrade vom Esskohlen- (1,9 % R_{max}) bis zum Semigraphitstadium (10,6 % R_{max}) und Illitkristallinitäten von diagenetischer bis epizonaler Prägung. Die Schöckeldecke als unterste Decke zeigt durchwegs epizonale Metamorphoseverhältnisse (Metamorphosetemperaturen >300°C), die mittlere und obere Deckengruppe befindet sich vorwiegend in anchizonaler Prägung. Gundsätzlich ist eine Metamorphosezunahme von Westen nach Osten festzustellen (HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B., 1992; HASENHÜTTL, C. et al., 1992; RUSSEGGER, B., 1992; HASENHÜTTL, C., 1994).

In der Rannachdecke, als Teil der obersten Deckengruppe werden nach RUSSEGGER, B. (1992) während der unterkretazischen alpidischen Deckentektonik max. 250°C erreicht (Prägung der Illitkristallinität). Kurzfristig erhöhter Wärmefluß während der oberkretazischen Extensionstektonik erzeugt lokal Temperaturen von über 300°C (Prägung des Inkohlungsbildes). Dagegen wird von HASENHÜTTL, C. (1994) das Metamorphosebild des Grazer Paläozoikums durch prävariszische und variszische Prozesse erklärt.

Drauzug und Karbon von Nötsch

Im Drauzug kann durch die Untersuchung der Illitkristallinität eine anchizonale Metamorphose des basalen Permoskyths festgestellt werden. Diese Metamorphose klingt im Niveau der Raibler Schichten (Mitteltrias) aus (NIEDERMAYR, G. et al., 1984). Inkohlungsuntersuchungen und organisch geochemische Untersuchungen im Bereich der Pb/Zn-Lagerstätte Bleiberg/Kreuth belegen eine Inkohlung der Raibler Schichten (Flamm- bis Gasflammkohlenstadium), die dem Ölfenster der Kohlenwasserstoffgenese entspricht (KAPPEL, F. & SCHROLL, E., 1982; RANTITSCH, G., 1995b und unpubl. Daten). Einzelne Inkohlungswerte aus dem Alpinen Buntsandstein des Drauzugs zeigen das beginnende Anthrazitstadium (2,0–2,5 % R_{max};

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

unpubl. Daten). Das Metamorphosebild setzt sich ohne Hiatus in das südlich anschließende Karbon von Nötsch fort, was dessen relative Autochthonie im Bezug zum Drauzug bestätigt (RANTITSCH, G., 1995b).

Aufgrund von Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen wird von NIEDERMAYR, G. et al. (1984) und ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1994) während der maximalen kretazischen Versenkung eine Metamorphosetemperatur von 270°C im Permoskyth angegeben. Diese Temperaturen stehen im Gegensatz zu den organischen Reifeparametern. Die numerische Simulation der Versenkungsgeschichte des Drauzuges (mit den Inkohlungsdaten als Kalibrationsparameter) läßt auf eine maximale Temperatureinwirkung von 220°C an der Basis und von max. 130°C in der Mitteltrias (Niveau der Raibler Schiefer) schließen (RANTITSCH, G., 1995b). Diesem Modell liegt ein Wärmefluß von 75 mW/m² zu Grunde. Der Grund für die deutlich höheren Flüssigkeitseinschluß-Temperaturen wird in der Fluiddynamik gesehen, die sich nicht im regionalen Wärmefeld des Drauzuges widerspiegelt.

Nördliche Kalkalpen

Die Temperaturgeschichte der Nördlichen Kalkalpen wurde in letzter Zeit durch detaillierte Untersuchungen erfaßt. Dabei liegen für die westlichen Anteile sowohl Illitkristallinitäts- als auch Vitrinitreflexionsdaten vor (KÖSTER, J. et al., 1987; KRUMM, H. et al., 1988; PETSCHICK, R., 1989; HENRICHS, C., 1993; KÜRMANN, H., 1993). Der mittlere Abschnitt und die östlichen Kalkalpen wurden durch Illitkristallinitätsmessungen, geochronologische Altersbestimmungen (KRALIK, M. et al., 1987, cum.lit.; KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M., 1994) und Bestimmungen des CAI (GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P., 1993; GAWLICK, H.-J. et al., 1994) untersucht. Vitrinitreflexionsdaten wurden an den Kohlen der östlichen Kalkvoralpen gemessen (SACHSENHOFER, R.F., 1987, Abb. 378).

Aus den Daten ergibt sich ein dominanter N–S-Trend der thermischen Überprägung mit einer südgerichteten, oftmals sprunghaften Zunahme des Metamorphosegrades von der Diagenesezone bis in die beginnende Grünschieferfazies (KRALIK, M. et al., 1987; PETSCHICK, R., 1989; GAWLICK, H.-J. et al., 1994). In den westlichen Kalkalpen konnte darüber hinaus eine Maturitätserhöhung von Ost nach West festgestellt werden (PETSCHICK, R., 1989).

In den westlichen Kalkalpen konnte PETSCHICK, R. (1989) eine

1) präorogene Inkohlung, die alleine aus der Sedimentationsgeschichte verstanden werden kann, von einer
2) synorogenen Anchimetamorphose am Kalkalpen-Südrand während höherer Unterkreide bis Turon und einer
3) postorogenen, alttertiären Aufheizung

im Gebiet der südlichen Allgäuer und westlichen Lechtaler Alpen unterscheiden:

ad 1) Während Jura und Unterkreide werden erhöhte Wärmegradienten durch Krustenausdünnung postuliert. Aufgrund einer einfachen „TTI-Berechnung“ kann die beobachtete präorogene Inkohlung durch einen normalen bis leicht erhöhten geothermischen Gradienten (25–45°C/km) erklärt werden. Die niedrigsten geothermischen Gradienten sind in Bereichen mit schneller Sedimentanhäufung (z.B. primäre Synklinalen) nachweisbar. Lokal erhöhte paläogeothermische Gradienten im Bereich der Lechtaldecke (Puitental-Zone; mind. 50°C/km) werden von PETSCHICK, R. (1989) auf magmatische Aktivität im tieferen Untergrund zurückgeführt.

ad 2) Die synorogene Anchimetamorphose ist auf den Kalkalpen-Südrand beschränkt. In Untertrias-Gesteinen der Lechtal Decke wurden dabei Temperaturen um 250°C (vgl. KÜRMANN, H., 1993) erreicht.

ad 3) Die jungalpidische Aufheizung hat die synorogenen Maximaltemperaturen nicht mehr erreicht. Die postorogene thermische Beeinflussung der Lechtaler Alpen kann möglicherweise durch eine Hochlage des Penninikums erklärt werden.

Während die präorogene Inkohlung in den westlichen Kalkalpen mit „normalen“ bis leicht erhöhten geothermischen Gradienten erklärt werden kann, deuten die Inkohlungsverhältnisse in den östlichen Kalkvoralpen auf z.T. extrem erhöhte geothermische Gradienten vor dem Einsetzen der Deckentektonik (SACHSENHOFER, R.F., 1987). Unter Berücksichtigung publizierter Mächtigkeitsdaten (SPENGLER, E., 1928; STEINER, P., 1968) ergaben erste Simulationen Paläo-Wärmeflüsse zwischen 80 mW/m² (50°C/km; westliche Lunzer Decke) und 175 mW/m² (90°C/km; Kleinzell). Diese Werte sind allerdings mit großer Unsicherheit behaftet, weil Kalibrationsdaten zur Zeit nur aus einem stratigraphischen Niveau (Lunzer Schichten) vorliegen und die frühkretazische Versenkungsgeschichte ungenügend bekannt ist.

Nach CAI-Untersuchungen wurden im Juvavikum mit Temperaturen um 490°C die Maximaltemperaturen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen erreicht (GAWLICK, H.-J. et al., 1994). Die genannten Autoren erklären die extrem hohen Temperaturen mit tektonischer Versenkung im Zuge der jurassischen Schließung des Vardar-Ozeans, der südlich des Juvavikums beheimatet gewesen sein soll. Dabei beeinflussen im Salzburger Abschnitt der Kalkalpen lateral migrierende Porenwässer die Illit-Isotopenalter der Raibler Schichten (KRALIK, M. & SCHRAMM, J.-M., 1994).

Ostalpine Vortiefe (Molassezone)

Die eozänen bis miozänen Sedimente der ostalpinen Vortiefe werden generell durch niedrige Inkohlung und kleine Inkohlungsgradienten gekennzeichnet (JAKOB, H. et al., 1982). Dies deutet auf geringe (Paläo-)Wärmeflüsse. Vergleiche zwischen gemessenen und berechneten Vitrinitdaten östlich München (Bohrung Anzing 3) deuten auf paläogeothermische Gradienten um 30°C/km (SACHSENHOFER, R.F., 1992). Dies entspricht bei Annahme durchschnittlicher Wärmeleitfähigkeiten (z.B. DÖVENYI, P. & HORVÁTH, F., 1988) einem Wärmefluß von 50–60 mW/m².

Die Inkohlungsgradienten im (bayrischen) Molassebekken nehmen von Norden nach Süden ab, insbesondere wenn die vortektonische Position der allochthonen Molasse berücksichtigt wird (0,03–0,09 %Rr/km [JAKOB, H. et al., 1982]). Dies stimmt mit der heutigen Krustendicke überein, die (im wesentlichen als eine Konsequenz der Zunahme der Mächtigkeit der Vortiefe) von Norden nach Süden von 33 auf 40 km zunimmt (TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R., 1975). Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Zunahme der Paläosedimentationsraten. Hohe Sedimentationsraten bewirken ein thermisches Ungleichgewicht. Die Sedimente, die ursprünglich in südlicher Position abgelagert wurden, brauchten daher eine relativ lange Zeit um das „normale“ Temperaturfeld des Nordens anzunehmen. Die südliche autochthone („subalpine“) Molasse und die allochthone Molasse, die noch weiter im Süden situiert war, blieben daher extrem kalt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Temperaturen entlang der Alpenfront im zentralen Abschnitt der ostalpinen Vortiefe blieben auch während und nach der Deckenüberschiebung niedrig. Dies wird durch das Einfrieren von Inkohlungsmustern gezeigt, die während der Frühphase der Überschiebungstektonik entstanden sind. LADWEIN, H.W. et al. (1989) und RÖTHL, H. (1993) ermittelten für den Bereich Grünau – Kirchham Paläowärmeflüsse in der Größenordnung von 35 bis 50 mW/m^2.

Relativ hohe nachtektonische Inkohlung der allochthonen („gefalteten") Molasse in der Bohrung Hindelang 1 (südlich von Kempten; 1,15 % Rr in 5500 m Tiefe) und im autochthonen Mesozoikum, das Molassesedimente im Bereich des Wiener Beckens unterlagert (1,4 % Rr in 5500 m Tiefe), deutet möglicherweise eine Zunahme der Wärmeflüsse gegen den westlichen und östlichen Rand der ostalpinen Vortiefe an (siehe auch VOLLMAYR, T., 1985). Die Molassezone in der Schweiz wird dagegen nach RYBACH, L. (1984) und SCHEGG, R. (1994) wiederum durch sehr geringe Paläowärmeflüsse und paläogeothermische Gradienten (20–30°C/km) gekennzeichnet.

Die heutigen geothermischen Gradienten entlang der Alpenfront schwanken zwischen <20 und 30°C/km (VOLLMAYR, T., 1985). Höhere Gradienten treten entlang des westlichen und nördlichen Randes der Vortiefe auf. Der heutige Wärmefluß reicht von 35 bis 80 mW/m^2 (CERMAK, V. & HURTIG, E., 1979; LADWEIN, H.W. et al., 1989). Die höchsten Wärmeflußwerte sind auf hydrodynamische Effekte zurückzuführen und bilden die Grundlage für Geothermie-Projekte (GOLDBRUNNER, J.E., 1988).

Wiener Becken

Bis jetzt wurden relativ wenige Inkohlungsdaten der tertiären Beckenfüllung publiziert (KRATOCHVIL, H. & LADWEIN, H.W., 1984; JOHNS, W.D. & HOEFS, J., 1985; LADWEIN, H.W., 1988; FRANCU, J. et al., 1990). Zahlreiche Inkohlungsdaten liegen hingegen aus dem autochthonen Malm vor, der als das Hauptmuttergestein des Wiener Beckens erachtet wird (LADWEIN, H.W., 1988). Die letzte Inkohlung dieser Sedimente fand während der Überschiebung der Alpin-Karpatischen Decken und der tertiären Subsidenz des Wiener Beckens statt (LADWEIN, H.W., 1988). Nach LADWEIN, H.W. (1988) befinden sich die Muttergesteine im Teufenintervall zwischen 4000 m (0,7 % Rr) und 6000 m (1,5 % Rr) in der Hauptphase der Erdölbildung. Die Vitrinitreflexion des Malm der Bohrung Zistersdorf ÜT 2A beträgt in 8552,1 m Tiefe ca 3 % Rr. Die heutige Formationstemperatur erreicht in dieser Tiefe 230°C (CICHINI, H., 1985). Der berechnete Überlagerungsdruck beträgt ca 2,1 kbar. Trotzdem zeigen mineralogisch-röntgenographische Untersuchungen, daß in diesem Bereich keine anchizonale Überprägung der „carbonatic-(argillaceous-)black shales" (sensu URBAN, H. & STRIBRNY, B., 1989) feststellbar ist (KIESL, W. et al., 1990).

Die heutigen geothermischen Gradienten im zentralen Wiener Becken betragen 29±3°C/km (BOLDISZAR, T., 1968; LEUTNER, M., 1990), die heutigen Wärmeflüsse schwanken zwischen 40 und 60 mW/m^2 (DÖVENYI, P. & HORVÁTH, F., 1988). FRANCU, J. et al. (1990) zeigten, daß die Reife der Sedimente mit der Annahme kompatibel ist, daß die paläogeothermischen Verhältnisse ähnlich den heutigen waren.

Erhöhte geothermische Gradienten treten entlang der Randbrüche im südlichen Wiener Becken auf und sind auf die von WESSELY, G. (1983) beschriebenen hydrodynamischen Systeme zurückzuführen. Wegen der deutlich höheren Wärmeleitfähigkeit von Karbonaten sind die geothermischen Gradienten im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens deutlich geringer als in der tertiären Bekkenfüllung (LEUTNER, M., 1990).

Steirisches Becken

Die Wärmeflußgeschichte des Steirischen Beckens wird durch den miozänen Vulkanismus gesteuert (SACHSENHOFER, R.F., 1994). Während Karpat und Unterbaden betrug der Wärmefluß im Nahbereich der vulkanischen Zentren bis über 300 mW/m^2. In einer Entfernung von ca. 10 km ging der Wärmefluß auf Hintergrundwerte von ca. 120 mW/m^2 zurück. Die eng begrenzten, aber extrem

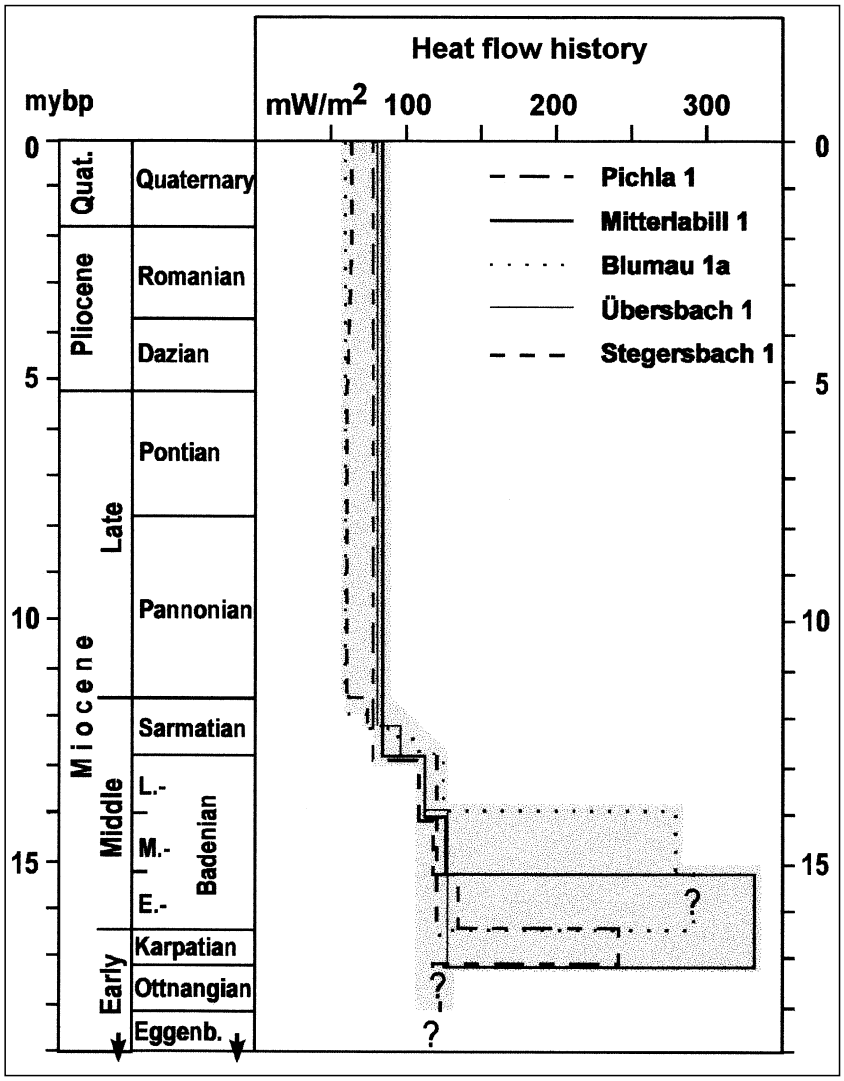


Abb. 382.
Wärmeflußgeschichte im Steirischen Tertiärbekken.
Aus SACHSENHOFER, R.F. (1994).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

hohen Wärmeflußmaxima werden mit seicht liegenden sekundären Magmenkammern erklärt. Nach Ende der magmatischen Aktivität nahm der Wärmefluß großräumig ab.

Dies geschah zuerst im Nahbereich des Vulkans von St. Nikolai im südlichen Becken (z.B. Pichla 1; Karpat) und später im Nahbereich des Mittellabiller und des nordöstlichen Ilz-Walkersdorfer Vulkans (z.B Blumau 1a; Mittelbaden) und ist z.T. auf ein Nordwärtswandern der magmatischen Aktivität zurückzuführen. Zusätzlich ging der Wärmefluß im südlichen Becken unmittelbar nach Ende der magmatischen Aktivität zurück, während der Wärmefluß im nördöstlichen Becken ca. 1 Mio. Jahre nach Ende der magmatischen Aktivität erhöht blieb. Dies deutet darauf hin, daß die Magmenkammer unterhalb des Ilz-Walkersdorfer Vulkans größer war und daher längere Zeit zur Abkühlung brauchte als jene des südlichen Vulkangebietes. Seit dem späten Sarmat beträgt der Wärmefluß ca. 55–85 mW/m². Der relativ hohe Wärmefluß wird mit der Krustenausdünnung unterhalb des Steirischen Beckens erklärt.

Heutige Formationstemperaturen deuten einen geringen (5–10 mW/m²) Anstieg des Wärmeflusses in manchen Beckenbereichen während Pliozän oder Quartär an. Es ist unbekannt, ob dies auf hydrodynamische Effekte (GOLDBRUNNER, J.E., 1988), und/oder auf den plio-/pleistozänen Basaltvulkanismus zurückzuführen ist. Letzterer hatte jedenfalls (vermutlich wegen der großen Tiefe der Magmenkammern; 50–80 km [KURAT, G. et al., 1980]) nur einen geringen Einfluß auf das regionale Wärmeflußmuster.

Als Resultat der extrem erhöhten karpatisch/unterbadenischen Wärmeflüsse wurden auch die höchsten Temperaturen in diesem Zeitabschnitt erreicht. In Nachbarschaft des Mitterlabiller Vulkans stieg die Temperatur in den tiefsten tertiären Sedimenten möglicherweise auf 450°C! Erhöhte Inkohlungswerte in vorbadenischen Sedimenten im Bereich nördlich des Rechnitzer Fensters (bis 1,1 % Rr) indizieren erhöhte Temperaturen (bis 160°C?) in unmittelbarer Nachbarschaft der Antimonvererzung Schlaining. Eine Aufheizung dieser Sedimente auf über 100°C wird auch durch Apatit-Spaltspuren-Daten (DUNKL, I., 1992) unterstützt.

Ennstal-Tertiär und Norische Senke

Inkohlungsuntersuchungen im Tertiär des Ennstales (siehe auch Abb. 381) und der Norischen Senke deuten erhöhte Paläowärmeflüsse am Ostrand des Tauernfensters an, die mit dem raschen miozänen Aufstieg des Penninikums des Tauernfensters erklärt werden (SACHSENHOFER, R.F., 1989). Eine Quantifizierung der Wärmeflüsse ist aufgrund der Datenlage (Fehlen von Bohrungen, geringes beobachtbares Teufenintervall, unbekannte Versenkungsgeschichte der Tertiärbecken, stark streuende Reflexionsdaten im Tamsweger Becken) schwierig. Eine Abschätzung des Paläowärmeflusses im Tamsweger Becken mit ca. 150 mW/m² (bei einer erodierten Mächtigkeit von ca. 850 m) ist daher mit großen Unsicherheiten behaftet. Numerische Modellierungen der Entwicklung der Ostalpen lassen jedenfalls miozäne Oberflächenwärmeflüsse von weit über 100 mW/m² im Bereich des Tauernfensters wahrscheinlich erscheinen (GENSER, J. et al., 1996). Etwas sicherer läßt sich die Temperatur der höchst inkohlten Schichten mit ca. 110°C angeben.

Gegen Osten nahmen die Wärmeflüsse sowohl im Ennstaltertiär als auch innerhalb der Norischen Senke deutlich ab (z.B. auf ca. 65 mW/m² im Fohnsdorfer Becken). Relativ hohe Inkohlung bei relativ geringer Versenkung läßt vermuten, daß der Wärmefluß in der Umgebung von Leoben – Bruck/Mur lokal erhöht war (SACHSENHOFER, R.F., 1989). Die Tertiärsedimente des oberen Mürztales wurden auf maximal 50°C erhitzt.

Lavanttal

Die Vitrinitreflexion an der Basis der ca. 1000 m tiefen Bohrung Schilting beträgt 0,35 % Rr. Dieser Wert und ein geringer Reflexionsgradient (ca. 0,05 % Rr/km) deuten ebenso wie der rezente geothermische Gradient (ca. 30°C/km [HOLZER, H.F. & POHL, W., 1980]) auf „normale“ Wärmeflüsse. Nach CERMAK, V. & HURTIG, E. (1979) beträgt der rezente Wärmefluß im Lavanttal-Gebiet jedoch ca. 100 mW/m². Aus der Beziehug zwischen dem Wärmefluß (WF) und dem geothermischen Gradienten (gradT): [WF = gradT*thermische Leitfähigkeit] folgt, daß die durchschnittliche thermische Leitfähigkeit der Sedimente des Lavanttales 3,3 mW/m·K sein sollte. Dieser Wert erscheint zu hoch für gering kompaktierte, hauptsächlich sandige Sequenzen (vgl. DÖVENYI, P. & HORVÁTH, F., 1988). Es bleibt aber anzumerken, daß der thermische Gradient in den obersten 1000 m einer sedimentären Schichtfolge oft nur geringe Aussagekraft besitzt.

Ein thermischer Einfluß des unterbadenischen Vulkanismus des Lavanttales auf die karpatischen und badenischen Sedimente kann (vielleicht lediglich wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse) nicht beobachtet werden.

Klagenfurter Becken

Die Vitrinitreflexion oberflächlich anstehender sarmatischer und pontischer Gesteine beträgt 0,2 bis 0,3 % Rr. Die gleichen Werte charakterisieren Oberflächenproben, die unmittelbar unter der Karawankenüberschiebungsfläche und entlang der Periadriatischen Linie entnommen wurden (EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F., 1991). Ein thermischer Einfluß der Überschiebung oder der Periadriatischen Linie in post-sarmatischer Zeit kann daher nicht beobachtet werden (SACHSENHOFER, R.F., 1992).

Inkohlungsuntersuchungen im Tertiär Sloweniens belegen hingegen thermische Ereignisse entlang der Periadriatischen Linie während Oligozän und vermutlich auch noch während des Karpats (SACHSENHOFER, R.F. et al., 1994).

Inntal-Tertiär

Die Inkohlungsgradienten im Inntaltertiär sind relativ gering. Dennoch wird in den basalen kohleführenden Schichten das Glanzbraunkohlenstadium erreicht. Isotopenuntersuchungen und numerische Simulationen deuten auf Inkohlungstemperaturen von ca. 90°C für die basalen Schichten im Bereich Häring (ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R.F., 1996). Diese relativ hohen Temperaturen sind vermutlich die Konsequenz einer 1750 bis 2000 m tiefen Versenkung während des Egers und durchschnittlicher bis leicht erhöhter Wärmeflüsse (ca. 70 mW/m²). Ein Großteil der überlagernden Sedimente wurde nach dem Eger erosiv entfernt. Isotopenuntersuchungen deuten an, daß die Temperatur in der basisnahen Zementmergelserie bis zum Karpat auf ca. 60°C abgenommen hat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5. Geochronologische Daten

Die altersmäßige Einordnung und Datierung kann durch geologische und gefügekundliche Beobachtungen, isotopengeochemische Untersuchungen, radiometrische und paläomagnetische Messungen erfolgen.

Die zeitliche Einordnung von Lagerstätten ist eindeutig, wenn es sich um Einlagerungen in stratigraphisch definierten Sedimenten handelt wie Kohlen, Bauxite, sedimentäre Eisenerze oder sulfidische Erzmineralisationen mit deutlich erkennbaren syndiagenetischen Strukturen. Auch Erzmineralisationen in unmittelbarer Verbindung zu plutonischen und vulkanischen Ereignissen sind unproblematisch, soweit diese datiert sind. In anderen Fällen kann die Altersaussage problematisch werden, auch dann, wenn es sich um stratiforme Mineralisationen in schichtgebundenen Lagerstätten handelt. Es gibt Fälle, wo der gefügekundliche Befund zur Alterseinstufung berechtigt, aber auch solche, wo der synsedimentäre Charakter vorgetäuscht wird. Stoffanreicherungen können bei thermischer Belastung unter Einfluß endogener und exogener Fluidaktivitäten mehrmals mobilisiert werden. Dies trifft für schichtgebundene Lagerstätten im Verlauf der Diagenese und allfälligen Metamorphose ebenso zu wie für epigenetische Gangformationen, die meist durch eine Abfolge von charakteristischen Mineralparagenesen gekennzeichnet sind.

Isotopengeochemische Methoden sind nur bedingt zur Alterseinschätzung einsetzbar, wie dies schon für die Schwefelisotopenzusammensetzung des Meerwassersulfates (3.3.1.) und in bezug auf die Varianz der Strontiumisotopen im Meerwasser (3.4.) erwähnt worden ist. Die Modellalter der Bleiisotopen liefern Aussagen über die Herkunft des Bleis und sind eher als Kennzahlen zu werten, die nur dann in die Altersdatierung einbeziehbar sind, wenn die regionale Entwicklung der Bleiisotopenzusammensetzung von Erzen und Gesteinen einigermaßen bekannt ist und die Übereinstimmung mit anderen geochronologischen Daten gefunden wird (3.5.).

Die radiometrischen Methoden ermöglichen die exakte Altersdatierung des Gesamtgesteines und von Mineralphasen. Als erprobt gelten in erster Linie die Rb-Sr-, K-Ar-, Ar-Ar-, U-Pb-, Pb-Pb- und Nd-Sm-Methode. Bezüglich der Grundlagen der Methoden und ihrer vielfältigen Anwendungsbereiche sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (u.a. FAURE, G., 1977; GEYH, M.A. & SCHLEICHER, H., 1990; ATTENDORN, H.G.T. & BOWEN, R., 1996).

Voraussetzung für jede Datierung ist das geschlossene System, in dem die Mineralphase (oder das Gesamtgestein) seit der Bildung unversehrt ihren Bestand bewahrt hat. Irrtümlicherweise wird der angegebene Zeitwert oft mit der Zeit der Bildung des Gesteines oder Mineralphase gleichgesetzt. Tatsächlich handelt es sich um den Zeitpunkt der Schließung des Systems und ist ebenso wie die Öffnung von pT-bedingten Gleichgewichtseinstellungen abhängig (Metamorphosealter). Schließung und Öffnung ist für die Isotopen migrationsgrationsfähiger Elemente, wie Ar oder Sr, spezifisch von der Mineralart und von der Temperatur abhängig. Mit Hilfe dieser isotopengeothermometrischen Methodik können Informationen über die thermische Geschichte der Gesteine erhalten werden (4.). Um das tatsächliche Bildungsalter eines geologischen Gesteinskörpers zu bestimmen, muß man geochronologische Methoden einsetzen, mit denen Altersdatierungen an stabileren Mineralphasen, wie Granat oder Zirkon, durchgeführt werden können.

Geochronologische Daten bedürfen daher stets einer kritischen Bewertung, wobei nicht nur der Meßfehler ins Kalkül zu ziehen ist. Die Interpretation der Daten ist in hohem Maße von der Auswahl der Probe und ihrer mineralogischen Spezifikation abhängig.

Eine Zusammenstellung von Altersdaten gibt Tab. 35. Zur Orientierung dient eine geochronologische Zeittafel (Tab. 34).

Obwohl die geochronologische Datierung von Lagerstätten in Österreich erst in den Anfängen steht, so zeichnet sich doch ein erstes Bild ab. Zu den ältesten Lagerstätten des alpinen Raumes zählt die Scheelitlagerstätte

Tabelle 34.
Geostratigraphische und geochronologische Zeittafel.
Vereinfacht nach IUGS, Global Stratigraphic Chart (1989).

		in Mio Jahren
Quartär		1,6
Tertiär	Pliozän	5,3
	Miozän	23
	Oligozän	36,5
	Eozän	53
	Paläozän	65
Kreide	Oberkreide	95
	Unterkreide	135
Jura	Oberjura	152
	Mitteljura	180
	Unterjura	205
Trias	Rhät	210
	Nor	220
	Karn	230
	Ladin	236
	Anis	240
	Skyth	250
Perm	Oberperm	260
	Unterperm	290
Karbon	Oberkarbon	325
	Unterkarbon	355
Devon	Oberdevon	375
	Mitteldevon	(385)
	Unterdevon	410
Silur		440
Ordovic	Oberordovic	455
	Unterordovic	510
Kambrium		570
Proterozoikum		2500

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 35.
Geochronologische Daten von Mineralen einiger Lagerstätten.

Vorkommen	*Mineral*	*Methode*	*Mineral/ (Ma) Gesteinsalter*	*Lit*
Penninikum				
Tauernfenster				
Wolframerzbezirk Felbertal				
Felbertal Westfeld:				
Grundmasse der	Zirkon,			
K2-Eruptivbreccie	Titanit	U-Pb	593±22	24
Quarzitische				
Scheelitreicherze,	Zirkon	U-Pb	544±15	20
Ostfeld				
	Muskovit,	Sm-Nd	282	20
	Scheelit			
K1-Gneis,	Zirkon	U-Pb	336±16	20
Westfeld	Titanit	U-Pb	283±7	24
	Gneis	Rb-Sr	332±20 [1]	20
	Gestein	Rb-Sr	290±14 [2]	20
		(Gesamtisochrone)		
	Biotit,			
	Phengit	Rb-Sr	28±4	20
K3-Gneis	Apatit,Titanit	Rb-Sr	20	
	Granat,Kalifeld-	(Gesamtisochrone)	280±4	20
	spat			
	Scheelit,Titanit	Sm-Nd	282	20
		(Gesamtisochrone)		
	Kalifeldspat,	Sm-Nd		
	Phengit,Biotit	(Gesamtisochrone)	82±47	20
	Apatit,Fluorit,	Sm-Nd		
	Granat	(Gesamtisochrone)	33±17	20
Diskordanter	Titanit	Rb-Sr	18,8±0,3 bis 32±0,5	20
Lamprophyr				
Geochronologie der Ereignisse in Bezug auf die Vererzung:				
Präkambrische Unterkruste		Pb-Pb Modellalter	1700 bis 1900	8
		Nd-Modellalter	ca 1900	20
Intrusion des K1-Gneises				
und primäre Scheelitmineralisation			590 bis 550	20
K2-Gneis und sekundäre Scheelit-				
mineralisation nach Assimilationsprozeß			330	20
Variszische Metamorphose			290	20
Alpidische Metamorphosen:				
Eoalpines Ereignis			130 bis 100	
Tauernkristallisation			um 30(31±1)	20,24
Tauerngoldgänge:	keine direkten Daten			
Zentralgneise,		Zirkon	300 bis 350	5
Gesteinsalter				
		Rb/Sr-Gesamt-		
		gesteinsalter	240 bis 280	2
		Rb/Sr Gesamt-		
		gesteinsalter (n=14)	215±64 bis	
			316±10	13
Rechnitzer Fenstergruppe				
Schlaining	Hellglimmer	K-Ar	19; 22	9
	(penn. Serie)			

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 35 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*Methode*	*Mineral/ Gesteinsalter (Ma)*	*Lit*
Rechnitzer Fenstergruppe				
Schlaining	"Lettenerz"	Rb–Sr (Gesamtisochrone)	ca 60	14, 15, 18, 21
	Zirkon	(Fissiontrack)	18,5 bis 15,1	
			(für 200° Isochrone)	15, 18, 21
		indirekte Ableitung des max. Bildungsalters	17 bis 19	
Ostalpines Kristallin				
Pegmatite				
Koralpe, Saualpe	Muskovit	Rb/Sr		
		Kern	240–265	4, 7
		Rand	80	
Im Flasergneis (Zinkengranit)				
Seckauer Massiv	Muskovit	Rb/Sr	334±10	6
	Biotit	Rb/Sr	70–77	
		K/Ar	91	
Wölzer Tauern				
Bretsteintal	Muskovit	Rb/Sr	249±6	1
	Turmalin, Granat, Gesamtgestein	Nd/Sm	264±38	26
Laas, Fresach	Uraninit, Einschluß in Zirkon	U/Pb (chem.)	211, Verjüngung: 97	12
Leukophyllite				
Ratten, St.Jakob/Walde				
S Pacher, Rabenwald	Serizit	Ar/Ar (TGA)	71–95	19
Stubenberg, Klingfurth				
Fraunberggraben, Hollergraben, Vorau	Serizit	Ar/Ar (TGA)	72	19
Aspang	Serizit	Ar/Ar (TGA)	51	19
Weißkirchen, Gleinalm	Serizit	Ar/Ar	80 (60,2–82,2)	17
Waldenstein	Hellglimmer	K/Ar	84,4±0,5 [4]	16
	Hellglimmer (2μm)		46,1±0,1 [5]	
Gurskerkammer [3]	Serizit	Ar/Ar (TGA)	205±2	23
Obertilliach [3]	Serizit	Ar/Ar (TGA)	184±2	23
Ostalpines Altpaläozoikum				
Innsbrucker Quarzphyllit				
Tux–Lanersbach [4]	Hellglimmer aus Dolomitmarmor	Ar/Ar (TGA)	85,5±1,0	22
			(56,6±0,5 bis 116±3,7)	22
	Serizit aus Quarzphyllit	Ar/Ar (TGA)	100,2±0,9 [5] (40,9 bis 147,1)	22
	Serizit aus Quarzphyllit	Ar/Ar (TGA)	72,3±0,5 (17,3 bis 135,8)	22 22
	Serizit aus Quarzphyllit	Ar/Ar (TGA)	22,9±0,3 (14,3 bis 43,3)	22
Nördliche Grauwackenzone				
Hirschwang	Hellglimmer	Ar/Ar (TGA)	136±1,2	25
Mitterberg, Mühlbach	Pechblende	U/Pb	90±5	3
Schendleck	Hellglimmer	Ar/Ar (TGA)	153,1±0,7	16, 25

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 35 (Fortsetzung).

Vorkommen	*Mineral*	*Methode*	*Mineral/ (Ma) Gesteinsalter*	*Lit*
Ostalpines Mesozoikum				
Drauzug				
Bleiberg	Illit, Carditaschiefer	K/Ar		10
	unvererzt		242	
	vererzt 7)		240	
	Illit, vererzte Mergel (n=2)	K/Ar	204±11	10
	Illit, Mixed Layer ±Kaolinit	K/Ar	206±11	10
	unvererzte Mergel, Chlorit und Tuffe (n=4)	K/Ar (Argonverlust)	135 bis 172	10
zum Vergleich:				
Mesica (SLO)	Tuffit, unvererzt		178 (Argonverlust)	10

Bemerkung:

1) interpretiert als Kristallisationsalter

2) Metamorphosealter

3) Datierungstreppe, keine eindeutigen Altersdaten

4) zur Interpretation: Metamorphosealter in vergleichbaren Gesteinen des ostalpinen Kristallins: variszisch: 320 Ma; kretazisch: 90 Ma; Tauernkristallisation: 30 Ma (FRANK, W. et al. 1987). Alter über 120 Ma sind auf Glimmerrelikte zurückzuführen oder aus einem älteren metamorphen Ereignis (variszisch) abzuleiten.

5) regionales Metamorphosealter

6) Maximalalter der Nebengesteinsalteration

7) Die Isochronen des $^{40}Ar/K$–Diagrammes ergeben für die Regressionslinien vererzter Proben 240 Ma und 242 Ma für unvererzte Proben.

Abkürzung: TGA Totalgasalter

Literatur: 1 JÄGER, E. & METZ, K. (1971); 2 HAWKESWORTH, C.J. (1976); 3 PAAR, W. & KÖPPEL, V. (1978); 4 MORAUF, W. (1980); 5 CLIFF, R.A. (1981); 6 SCHARBERT, S. (1981); 7 MORAUF, W. (1982); 8 KÖPPEL, V. (1983); 9 KOLLER, F. (1985); 10 KRALIK, M. (1985); 11 v.QUADT, A. (1985); 12 NIEDERMAYR, G. et al. (1987); 13 BECKER, L.P. et al. (1987); 14 BELOCKY, R. et al. (1991); 15 GRUM, W. et al. (1992); 16 PROCHASKA, W. et al. (1992); 17 PROCHASKA, W., et al. (1992); 18 GRUM, W. (1993); 19 HUBER, M. (1994); 20 EICHHORN, R. (1995); 21 GRUM, W. (1995); 22 RAITH, J.G. (1995); 23 MALI, H. (1996); 24 EICHHORN, R. et al. (1996); 25 PROCHASKA, W. (1996); 26 SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996);

Felbertal/Mittersill mit ca. 600 Ma. Die Geochronologie der Lagerstätte ist nach ihrer ursprünglichen Anlage von einer variszischen Granitintrusion (300 Ma), der variszischen Metamorphose (290 Ma), einem „eoalpidischen" Ereignis (130–100 Ma) und der Tauernmetamorphose (30 Ma) geprägt. Dasselbe gilt für die scheelitführende Magnesitlagerstätte von Tux-Lanersbach, deren Bildungsalter zwar nicht datierbar erscheint und auf rund 400 Ma geschätzt wird. Geochronologische Daten dekken nur das „eoalpine" (90 Ma) und die Tauernmetamorphose (30 Ma) ab. Auf variszische Metamorphoseprozesse kann nur indirekt geschlossen werden.

K/Ar-Alter der Hellglimmer von Waldenstein haben zwei Werte um 80 und 46 Ma ergeben, von denen das jüngere Alter als prägendes Alterationsalter interpretiert wird. Die Leukophyllitmineralisation von Weißkirchen im Gleinalmkristallin wird mit Hilfe des Glimmers mit rund 80 Ma datiert. Alter um 150 Ma liegen zur Zeit für einen Hellglimmer von der Sideritlagerstätte Schendleck und für Alter von Kalifeldspäten aus den Gipslagerstätten der östlichen Kalkalpenbasis vor.

Die indirekte Altersdatierung der Antimonerzgänge von Schlaining mit rund 19 Ma bestätigt, daß die Gangvererzungen jung sind.

Das U-Pb-Alter der Pechblende von Mitterberg – Mühlbach ist als erste geochronologische Datierung mit 90 Ma in die Geschichte der Erforschung der ostalpinen Lagerstätten eingegangen (PAAR, W.H. & KÖPPEL, V., 1978; PETRASCHECK, W.E., 1978).

Am Beispiel der permoskythischen Uranmineralisation von Kaltenegg (Steiermark) konnte gezeigt werden, welche Fülle an Informationen man mit dieser Methode erhalten kann: Daten von uranhältigen Schwermineralen mit 600 Ma bis zu jungen Neubildungen von Uranmineralen (KURAT, G. et al., 1980; siehe auch SCHROLL, E., 1990).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassend kann man sagen, daß die Datierung alpidischer Ereignisse nach dem heutigen Stand der Methodik die besseren Chancen hat und damit zunächst einmal Umfang und Verbreitung alpidischer Mineralisationen erfaßt werden können. Dies sollte aber nicht zum voreiligen Schluß verleiten, daß voralpidische Metallotekte und Lagerstättenbildungen nicht existent wären.

6. Auswertung und Interpretation

Die Auswertung der ständig wachsenden Anzahl an Fakten und Zahlen macht die Anwendung und Entwicklung statistischer Methoden erforderlich, mit denen signifikante Merkmale erkannt, zusammengefaßt und die n-dimensionalen Datenbeziehungen in anschaulicher Weise zwei- oder dreidimensional dargestellt werden können.

Zur Interpretation muß der gesamte aktuelle Wissensstand über das zu beurteilende geologische Objekt miteinbezogen werden. Vor allem sollte man genetische Spekulationen auf der Basis univariater Datensätze vermeiden, vor allem dann, wenn die geochemischen und physikochemischen Grundlagen nicht ausreichend bekannt und Mehrdeutigkeiten nicht auszuschließen sind.

6.1. Vernetzung der Daten

Wenn man von einem generellen Modell für hydrothermale Mineralisationen ausgeht, wonach „Stoffe“ (Metalle und Nichtmetalle) aus einem „Muttergestein“ gelaugt, bzw. entnommen werden und nach Transport und Reaktion mit dem Nebengestein die Mineralisation stattfindet, so muß man zusätzlich in Betracht ziehen, daß eine zeitliche Abfolge von Prozessen, wie Diagenese und/oder der Metamorphose den ursprünglichen Zustand überprägt haben kann. Es liegt ein vernetztes System von Meßdaten vor, in dem die Daten jedes Parameters mehr oder weniger starke Bindungen untereinander aufweisen, die zwar nicht streng mathematisch, aber statistisch erfaßbar sind.

Die Meßdaten werden drei Parametern zugeordnet: herkunftsbestimmend, temperaturabhängig und zeitabhängig.

Der Entwurf eines solchen Datennetzes ist in Abb. 383 dargestellt, in dem die chemischen Konzentrationswerte den Isotopendaten gegenübergestellt werden.

6.2. Statistische Bearbeitung

Jede Lagerstätte oder Erzmineralisation stellt ein komplexes geochemisches System dar, das quasi eingefroren ist und das Produkt einer einmaligen, dynamischen und komplexen, geogenen Entwicklung unter vorgegebenen physikochemischen Randbedingungen darstellt.

Die Komponenten solcher Prozesse und oft zufälliges Zusammenwirken bilden die Grundlage für die erhaltenen Meßwerte. Dazu kommen weitere Zufallskomponenten, die aus Probenahme, Probenvor- und -aufbereitung, Matrixeffekten, Analysenvorgängen u.a. resultieren. Ferner liegt es in der Natur der Bergbautätigkeit, daß eine Lagerstätte nach wirtschaftlichen Gesichtspunkten aufgeschlossen und abgebaut wird. Dies ist für die wissenschaftliche Erkenntnis nicht immer von Vorteil, da man sich in der Regel mit einem Teilsystem begnügen muß. Dies führt dazu, daß die gefundene Varianz nicht mehr ausschließlich das geogene System reflektiert, sondern unter dem Einfluß der Zufälligkeiten des Aufschlusses steht. Die Probenahme kann die tatsächlichen Unterschiede nicht erfassen, sodaß die wahre Varianz unterrepräsentiert ist. Dies trifft um so mehr für Beprobungen zu, bei denen man sich mit Halden- oder Sammlungsmaterial begnügen muß, eine Vorgangsweise, die bei nicht mehr zugänglichen Bergbauen die einzige Möglichkeit der Probenmaterialbeschaffung darstellt.

Die klassischen Methoden der mathematischen Statistik sind daher auf geochemisches Material nur bedingt, wenn überhaupt anwendbar. Es handelt sich vielmehr um „weiche“ Daten, d.h. Risikodaten mit einem schwer bewertbaren Anteil an Zufallsvariabilität, die die Ausschaltung von Ausreißern und alterierende Modellbetrachtung erforderlich machen. Dies ist der Anwendungsbereich der explorativen Datenanalyse und Interpretation nicht gesicherter, heterogener Datensätze und/oder Informations-

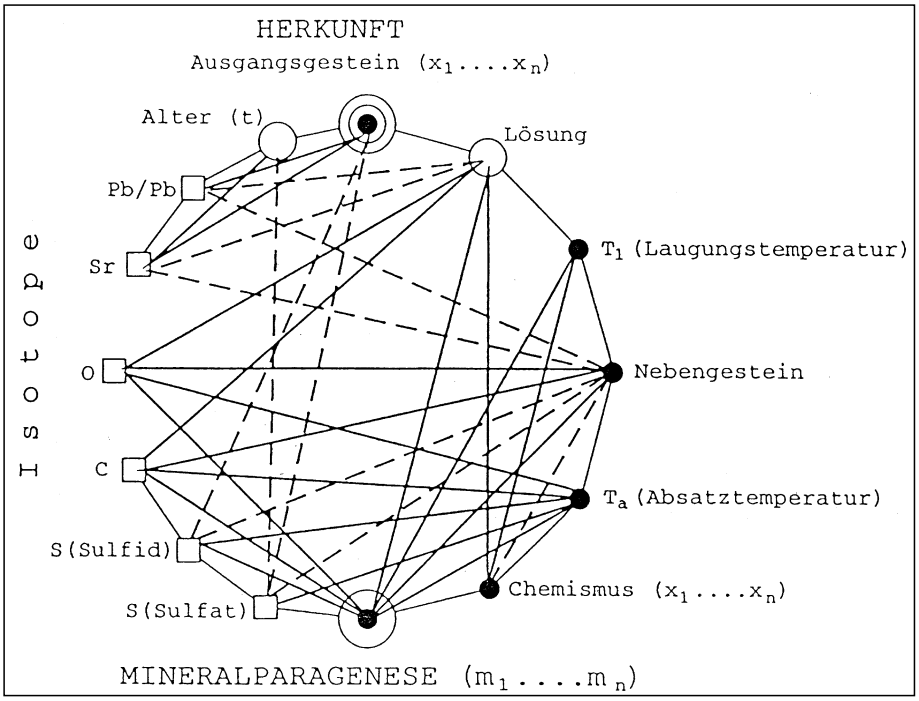


Abb. 383.
Vereinfachtes vernetztes System der thermodynamischen Parameter (T,x) und Isotopenparameter einer hydrothermalen Erzmineralisation.
Aus SCHROLL, E. et al. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abb. 384.
Ohne Worte.

ergänzungen durch weitere geochemische Daten. Diese geostatistische Methodik ist geeignet, genetische Gruppierungen zu erkennen und Unterschiede herauszustellen. Sie schafft auch die Voraussetzung für eine Klassifikation von Erzmineralisationen oder anderer Stoffanreicherungen auf geochemischer Grundlage.

Abschließend sei auf die einschlägige Literatur verwiesen, wobei allerdings zu bemerken ist, daß die Anwendung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einer solchen explorativen Datenanalyse in der Geochemometrie von Lagerstätten erst am Anfang steht (SCHROLL, E., KÜRZL, F. & WEINZIRL, O., 1994, 1996; KÜRZL, E., SCHROLL, E. & WEINZIRL, O., 1993).

6.3. Zur Interpretation von Daten

Grundsätzlich gilt die Aussage: „Eine Analyse ist keine Analyse, ein Meßwert ist kein Meßwert". Trotzdem bleibt zu vermerken: „Einer ist immer noch besser als gar keiner". Dies gibt Anlaß zur Überprüfung und Schaffung weiterer Werte. Allerdings kann auch nur je eine Mineralprobe pro Vorkommen, statistisch gesehen, signifikant werden, wenn eine entsprechende Zahl von genetisch-gleichartigen Vorkommen beprobt wird.

Je weniger Werte zur Verfügung stehen, desto unsicherer wird jede Aussage. Dabei ist vorwegzunehmen, daß Fehler, die in der Probenahme ihre Ursache haben, wie untypische Proben, Verwechslungen im besonderen aus Sammlungen etc., oder bei der Probenaufbereitung, etwa durch Kontaminationen gemacht werden, ebenso wie der analytische Fehler nur mit Hilfe einer ausreichenden Probenstatistik und Datenvergleichen vermieden werden kann.

Außerdem ist die Variationsbreite einer Variablen eine maßgebliche statistische Größe, die als Aussage über homogene oder heterogene Verteilung metallogenetisch von großer Bedeutung ist. Das Minimum eines Datensatzes von fünf bis sieben Proben ist die Voraussetzung der Anwendbarkeit der oben erwähnten statistischen Methodik, die zumindest eine erste grobe Abschätzung der Häufigkeitsverteilung erfordert. Dazu ist es aber notwendig, daß die Proben gezielt räumlich und/oder in bezug auf metallogenetische Unterschiede gezogen werden und nicht offenkundig gleichartiges Probenmaterial ausgewählt wird.

In-situ-Analysen machen vor allem bei zonarem Kristallaufbau die Extreme von Datenwerten rascher augenscheinlich als Durchschnittsanalysen (PIMMINGER, M. et al., 1985a). Durchschnittsproben, die von einer größeren Probemenge ausgehen, erlauben allerdings, dem wahren Durchschnittswert besser nahe zu kommen. Grundsätzlich ist eine Aussagewahrscheinlichkeit von 95 % (2s) anzustreben; dies ist nicht zuletzt eine Funktion der Probenanzahl (SCHROLL, E., 1972).

Als erster Schritt der Auswertung von Daten mehrerer Untersuchungsobjekte, wie Erzmineralisationen oder Lagerstätten, ist es zweckmäßig, die bestehenden Unterschiede neutral herauszuarbeiten und zunächst Gruppierungen auf der Basis von wenigstens zwei oder auch mehreren signifikanten Variablen vorzunehmen, wobei die Darstellung von Datenreihen bis zur n-dimensionalen multivariaten Datenverarbeitung reichen kann.

Jedes neue Indiz, das durch neue Beobachtungen und Meßdaten erhalten wird, muß in seiner Aussagekraft überprüft werden, vor allem dann, wenn es im Gegensatz zu offenbar gesicherten Fakten steht. Trotzdem müssen auch „sichere" Aussagen mit der nötigen wissenschaftlichen Skepsis in Frage gestellt werden. Verhält es sich doch so, wie mit einem abgedeckten Bild, von dem immer wieder mehr oder weniger klare sektorielle Ausschnitte mit der Aufgabenstellung sichtbar gemacht werden, die Ganzheit des Bildes zu erraten und erst die Freilegung des Bildes liefert die Bestätigung. Es bietet sich auch der Vergleich mit der Annäherung an ein Objekt an, von dem man zunächst nur schemenhaft die groben Umrisse wahrnehmen kann, die wahre Gestalt und die Details erst in der Nähe sichtbar werden. Ein gutes Beispiel demonstriert Abb. 371, wie mit gezielter Probenahme ein erster Hinweis über die Verteilung der $\delta^{34}S$-Werte auf die Mineralphasen in der Pb-Zn-Lagerstätte mit wenigen Daten aussieht und wie das Verteilungsbild mit einer höheren Probenanzahl aussieht.

Neue Beobachtungen und Meßwerte können die Vielzahl von Hypothesen und ihrer Varianten eingrenzen. Es ändert aber nichts daran, daß die Genese eines geologischen Körpers erst dann richtig erkannt worden ist, wenn die Prozesse, die zu seiner Bildung beigetragen haben, vollständig erforscht worden sind. Beobachtungen und Messungen an rezenten Objekten in der Natur bedürfen letztlich der Bestätigung durch Laborexperimente und theoretische physikochemische Ableitungen. Die vor fünfzig Jahren noch nebulos erscheinenden Vorstellungen von der marin-exhalativen Genese schichtgebundener massiver Sulfidlagerstätten sind erst durch die Entdeckung der „Smoker" Realität geworden. Nicht immer noch ist die Genese so eindeutig geklärt wie im Falle des oben erwähnten Vererzungstypes.

6.4. Zusammenfassende Auswertungen

6.4.1. Stoffliche Verteilung

Einen ersten Überblick über die in den Ostalpen vorherrschenden Elementvergesellschaftungen verschaffte der Nachweis der Mineralarten und ihrer Verteilung (SCHROLL, E., 1985). Damals wurden 562 Mineralarten gezählt, davon 22, die auf österreichischem Bundesgebiet erstmals gefunden und beschrieben worden sind. Intensive Sucharbeit von Sammlern und der Einsatz instrumenteller Methodik zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung und Kristallstruktur, unter Einschluß von Mikrokristallen, hat die angegebene Anzahl seither nicht unerheblich vermehrt. Eine aktuelle Auflistung liegt zur Zeit nicht vor. Nahezu ebensoviele, von der IMA (International Mineralogical Association) anerkannte, neue Mineralarten sind hinzugekommen.

Unter Einbezug der geochemisch vorgegebenen Kapazität eines Elementes zur Mineralbildung sind regionale Mineralzahlen im Vergleich mit der globalen Zahl aller bekannten Mineralarten doch eine qualitative Aussage über den geochemischen Inhalt einer geologischen Einheit. 1985 konnte nur ein Selenmineral registriert werden: gediegen Selen als Produkt von Kohlenbränden, dessen Existenz allerdings in keiner Aufsammlung dokumentiert ist. Ferner fällt auf, daß beispielsweise Elemente wie SEE, Ta, Nb, und Zr mit ihren zahlreichen Mineralarten in den Ostalpen unterrepräsentiert sind. Es fehlt der Alkalimagmatismus, der diese hervorbringt. So hat es gewiß seine geologische Begründung, daß nur rund 20 % aller anerkannten Mineralarten in Österreich nachgewiesen sind.

Auf die Bedeutung des Geochemischen Atlas für die Lithogeochemie Österreichs wurde bereits hingewiesen (Kap. 2.20.)

In der Böhmischen Masse sind nur sporadisch geochemische Indikationen sichtbar geworden, die mit Erzmineralisationen in Verbindung zu bringen sind, wie denn auch aus der Metallogenetischen Karte hervorgeht, daß nur wenige und unbedeutende Erzmineralisationen bekannt sind. Die Begründung hiefür ist, daß die Erosion bereits

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ein tiefes Stockwerk der Kruste angeschnitten hat. Erhöhte Gehalte an Ba und Pb in den Bachsedimenten sind auf die Feldspäte der Granite, Zn auf Glimmer und Ga auf Alumosilikate zurückzuführen.

Auch im Altkristallin der Ostalpen sind Areale vorhanden, die man als frei von Vererzungen bezeichnen darf. Die Ostalpen sind dafür bekannt, daß es viele, aber arme Lagerstätten gibt. Nach den heutigen globalen Maßstäben sind keine Stoffanreicherungen vorhanden, die als Großlagerstätten zu bezeichnen wären. In diesem Jahrhundert war der Erzbergbau auf Cu, Fe, Mo, Pb, Sb, W und Zn mit Cd und Ge als Nebenprodukte von Bedeutung gewesen, teilweise auch nur temporär. Nur beim Fe und W gibt es heute noch eine bergbauliche Produktion. Die Zukunft der Gewinnung von Li und vielleicht auch Au ist eher fraglich. Der stoffliche Inhalt ist aus der geotektonischen Entwicklung der Ostalpen vorbestimmt. Es bleibt festzuhalten, daß es in den Ostalpen viele Lagerstättentypen nicht gibt oder gegeben haben kann: z.B. Sn-W-Lagerstätten, wie im Sächsischen Erzgebirge sind an spezialisierte Granitintrusionen gebunden. Subvulkanische Lagerstättenassoziationen fehlen ebenso wie porphyrische Kupferlagerstätten, die für den karpato-dinarischen Orogenbereich charakteristisch sind. Trotzdem haben die Ostalpen in bezug auf Lagerstätten mehr Ähnlichkeit mit den Westkarpaten als mit den Westalpen. In den Westalpen fehlen präkaledonische Lagerstättenbildungen. Der Einfluß metamorpher Prozesse ist in den West- und Ostalpen feststellbar. In den Westkarpaten haben postpermische Metamorphosen nicht dasselbe Ausmaß erreicht. Im Gegensatz zu den Alpen ist in Bleierzen Blei mit derart extrem radiogenen Werten nicht gefunden worden (CAMBEL, B. et al., 1984).

In der Folge soll auf die stoffliche Verteilung einzelner ausgewählter Elemente eingegangen werden und mit Hilfe der Daten des Geochemischen Atlas die Verbindung der Erzgenese zur Lithologie aufgezeigt werden.

Eisen

In der geochemischen Karte des Eisens werden fast 60 % der Fläche der Zentralzone der Ostalpen mit Gehalten über 3,8 % ausgewiesen. Dies ist ein Hinweis auf den hohen Anteil eisenreicher Magmatite beim Aufbau der ostalpinen Kruste, verursacht durch den Inselbogenmagmatismus, durch basaltischen Magmatismus im Paläozoikum und anteilsmäßig geringer durch die ozeanischen Basalte des alpidischen Riftings.

Das hohe Angebot an Eisen hat seit dem ausklingenden Proterozoikum zu zahlreichen sulfidischen, oxidischen und karbonatischen Erzmineralisationen Anlaß gegeben. Seine größte Konzentration hat dieses Metall im Steirischen Erzberg mit mehreren Hundert Miot Fe erfahren.

Mangan

Wie schon erwähnt (2.20), sind Mangan und Scandium zwei Elemente, aus deren Anomalien man die basaltisch-andesitischen Domänen des Inselbogensystemes erkennen kann, gleich wie die ozeanischen Basalte im Pennin. Damit wird auch die Assoziation anderer erzbildender Elemente im präkaledonischen Grundgebirge offen gelegt. Dies macht offenkundig, daß die alpidischen Manifestationen der Lagerstättenbildung ihre Wurzeln in der erdgeschichtlichen Vergangenheit der Ostalpen haben. Die präkaledonischen Domänen zeigen die Abb. 385 und 386.

Manganarm sind die Bereiche mit sauren Ortho- und Paragesteinen. Manganreiche Eisenspäte können zu Anomalien in Bachsedimenten führen.

Chrom

Die große Konzentrationsspanne des Chroms zwischen ultrabasischen und felsitischen Gesteinen sowie die geringe Mobilität sind eine wesentliche Begründung für die Feststellung, daß auf der geochemischen Karte selbst noch kleine ultramafische Gesteinskörper deutlich hervorgehoben werden, ohne daß damit auch der Schluß auf die Existenz von Chromiterzen zu ziehen wäre.

Nickel und Kobalt

Nickel und Kobalt sind die geochemisch kohärenten Begleitelemente des Eisens. Die Nickelvormacht der Ultrabasite (Ni/Co) markiert diese ebenso deutlich wie Chrom. Das Kobalt ist der Fe-Verteilung gleichmäßiger angepaßt.

Trotz der geochemischen Arsenanomalien der Ostalpen (siehe unten) hat es nur zur Bildung kleiner wirtschaftlich völlig unbedeutender Ni-Co-Vererzungen gereicht, wie in den arsenidischen Mineralisationen Zinkwand – Vöttern, die einer sedimentären Voranreicherung in Brandengesteinen bedurfte, in Leogang, Hüttenberg u.a.

Die Nickelführung in Form von Gersdorffit in den Kupfererzen von Mitterberg (Nord- und Südrevier) wurden bis zur Schließung des Bergbaues genutzt, um bei der Elektrolyse des Kupfers Nickel als Nebenprodukt zu gewinnen. Das in den Pyriten der polymetallischen Kieslagerstätten enthaltene Kobalt hätte aus den Kiesabbränden als Nebenprodukt gewonnen werden können.

Kupfer

Flächige Anomalien sind lithologisch an basische Gesteine gebunden. Dies trifft vor allem im westlichen Altkristallin für die Areale der Defereggen-, Schober- und Kreuzeckgruppe, ferner die Schladminger und Wölzer Tauern zu. Die präkaledonischen Inselbogenstrukturen erscheinen schwach angedeutet. Erkennbar sind die Basite des Grazer Paläozoikums. Die westliche Grauwackenzone, die besonders reich an basischem Gesteinsuntergrund ist, zeichnet sich gegenüber der östlichen durch eine ausgeprägte Dominanz des Cu aus. Cu-führende Erzmineralisationen sind durch extreme Anomaliewerte hervorgehoben, wie die komplexen Sulfidvererzungen im Altkristallin, in der Grauwackenzone, im Tauernfenster und der Rechnitzer Schieferinsel.

Silber

Aufgrund der guten Nachweisgrenze für Silber erhält man einen ausgezeichneten Überblick über die Verbreitung dieses Elementes. Eine Korrelation mit den Arsenanomalien ist erkennbar. Alle komplexen Fe-Cu-Pb-Zn-Mineralisationen im Altkristallin sind Ag-reich. Wie beim Gold ist das Auftreten besonders silberreicher Paragenesen mit Freibergit und anderen Silbermineralen typisch für alpidische Bildungen, wie in der Kreuzeckgruppe (2.4.1.4.1.), Oberzeiring oder Ruden.

Blei und Zink

In den beiden geochemischen Karten heben sich die vererzten Bereiche markant ab. Eine Beziehung zum geochemischen Untergrund ist aber nicht abzuleiten. In den altpaläozoischen Vererzungen sind beide Metalle stets mit Cu vergesellschaftet und reich an Ag. Eigentliche

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

Abb. 385.
Geochemische Karte des Scandiums.
Aus dem Geochemischen Atlas der Republik Österreich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

Abb. 386.
Geochemische Karte des Mangans.
Aus dem Geochemischen Atlas der Republik Österreich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Pb-Zn-Verzungen setzen erst im Devon des Grazer Paläozoikums ein. Pb-Zn-Mineralisationen sind mit der bereits im Karbon beginnenden Sedimentation klastischen Materials auf einer Transgressionsfläche in Beziehung zu setzen, wobei bevorzugt Karbonatgesteine zum Träger der Vererzung werden. Die Pb-Zn-Vererzungen treten im Bellerophonkalk im Zusammenhang mit Anhydritvorkommen auf (HADITSCH, J.G., 1974). Die extensiven Erzmineralisationen in anisischen Karbonatgesteinen zeigen eine starke regionale Abhängigkeit der Begleitelemente wie Ag, Cu, Hg, Sb, Bi, Te u.a. Zur stärksten Metallkonzentration kommt es im Karn (rund 10 Mio t Pb+Zn). Bleiberg mit bis zu 5 Mio t Pb+Zn an initialem Metallinhalt war über hunderte Jahre von wirtschaftlicher Bedeutung. Das Blei war wegen seiner Ag- und Cu-Freiheit damals ein geschätzer Rohstoff für die Erzeugung von Bleiweiß. Die Vererzungen im Karn zeigen bezüglich ihrer Begleitelemente Ag, Cu, Hg und Sb nur eine weiträumige Variabilität. In den nördlichen Kalkalpen macht sich mit diesen Elementen die Metallführung des präalpidischen Grundgebirges deutlich bemerkbar. Blei und Barium stammen aus den Feldspäten, Zink und Fluor aus Glimmern und hydroxylwasserhaltigen Alumosilikaten. Die karnischen Pb-Zn-Erzmineralisationen müssen ein weiteres Einzugsgebiet der erzbringenden Lösungen aufweisen und scheinen an tiefgreifende Störungssysteme gebunden zu sein.

Gold

An Veröffentlichungen von Goldanalysen wissenschaftlichen Charakters von Erzen und Gesteinen gibt es nur eine Arbeit aus dem Bereich der südlichen Kreuzeck- und Goldeckgruppe (QUEDNAU, M. et al., 1991). Die regionale Untergrundkonzentration der altpaläozoischen vulkanosedimentären Gesteinsserie erweist sich mit 0,2 ppb Au als außerordentlich niedrig. In Alterationszonen werden bis zu 50 ppb und in den vererzten Scherzonen 1400 ppb erreicht. Gold korreliert nur mit As, nicht aber mit Sb und W. Die unterdurchschnittliche Goldkonzentration im Gestein spricht für Auslaugprozesse durch metamorphe Fluide. Es gibt jedoch noch viele unveröffentlichte Daten (pers. Mitt. W.H. PAAR). Danach haben Analysen von unvererzten Nebengesteinen im Erzbezirk Schellgaden Werte von <2 bis 50 ppb Au ergeben, im Wurtental alterierte Gesteine der unteren Schieferhülle <2 bis 50 ppb, und der Siglitzgneis im Gasteinertal 1–4 ppb. Die Prasinite der Oberen Schieferhülle im Bereich der Goldvererzung Waschgang zeigen mit 20 bis 110 ppb Au deutlich höhere Werte. Aus zeitlichen Gründen wurde auf die Sichtung und Bewertung der umfangreichen technischen Analysendaten verzichtet. Gold ist nach erzmikroskopischen Untersuchungen in den Ostalpen weit verbreitet und wird vorzugsweise in alpidischen Vererzungen angereichert (Abschnitt IV., Kap. 2.3.2.2.4.; 2.4.1.4.).

Wolfram

In heutiger Sicht ist die Anreicherung des Wolframs in den Ostalpen bereits während des präkaledonischen Inselbogenmagmatismus erfolgt. Die Abtrennung des Wolframs vom geochemisch häufigeren Titan soll bei der Subduktion als Folge der Instabilität von Glimmermineralen an der Übergangszone zwischen der oberen und unteren Kontinentalkruste erfolgt sein. Diese Hypothese stützt sich auf abnormal hohe Rb- und Cs-Konzentrationen und Sr- bzw. Nd-Isotopenwerte (EICHHORN, R. et al., 1996).

Die Anlage des größten Vorkommens, der Scheelitlagerstätte Felbertal-Mittersill (Abschnitt IV., Kap. 2.3.2.2.1.1.) mit einer Konzentration von 200 000 t W, ist jungproterozoisch. Bei der Anreicherung waren auch Assimilationsprozesse einer variszischen Granitintrusion mitbeteiligt. Als Erzbezirk ist sonst nur noch der von Gumriaul (Abschnitt IV., Kap. 2.4.2.3.1.1.) ausgewiesen, wo die Scheelitvorkommen in Metabasitzügen im Thurnthaler Quarzphyllit gefunden worden sind. Weitere kleinere Vorkommen gibt es im Gesamtbereich des kaledonischen Grundgebirges (Ausnahme: Stubalpen-Gleinalmgebiet).

Dies deckt sich auch mit der geochemischen Karte des Wolframs, obwohl eine ungünstige Nachweisgrenze der Analytik die Darstellung beeinträchtigt.

Weitere Scheelitvorkommen gibt es im Devon, teils disseminiert in Dolomitgesteinen, wie in der paläozoischen Schieferhülle des Pennins im Kleinarltal, oder das Vorkommen vom Mallnock im Nockgebiet der Gurktaler Dekke (Abschnitt IV., Kap. 2.4.2.9.1.). Dazu kommen im Altkristallin weitverbreitete Scheelitvorkommen in Karbonat-Serizitphyllitserien, die teilweise im Hangenden von Turmalinitgesteinen begleitet werden (RAITH, H.J., 1988, 1990, 1991).

Scheelit wird auch in anderen Mineralisationen gefunden, wie mit Magnesit in Tux-Lanersbach (Abschnitt IV., Kap. 2.4.2.1.4.1.) und im Stibnit-(Scheelit-)Erzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe oder mit Wolframit im Stibnitgangvorkommen von Obertilliach im Gailtaler Altkristallin (MALI, G., 1996).

Scheelit zählt zu jenen Mineralien, die in alpinen Klüften als lateral-sekretorische Bildungen gefunden werden. In der alpidischen Epoche gab es nur Rekristallisation und Remobilisation. Wolfram gehört zu jenen Elementen, deren lagerstättenbildende Kapazität mit der Verjüngung der ostalpinen Kruste abnimmt.

Im Rahmen von überregionalen Prospektionsarbeiten im Bundesgebiet sind mehr als 150 Scheelitmineralisationen bekannt geworden (THALMANN, F., 1994). Wolframit ist eher selten und kann auch für sich allein leicht übersehen werden. Die vielen Fundstellen konnten jedoch aus technischen Gründen in die Metallogenetische Karte nicht aufgenommen werden, sodaß in ihr die extensive Verbreitung dieses Elementes nicht zum Ausdruck kommt.

Molybdän

Erhöhte Konzentrationen findet man vorzugsweise in jenen Bereichen des proterozoischen bis kambrischen Inselbogensystems, wo komplexe Vererzungen und Scheelitmineralisationen vorhanden sind, wie in den Deferegger Alpen, der Kreuzeckgruppe und den Schladminger Tauern, Silvretta, Stubai- und Ötztal, aber auch in Arealen mit paläozoischen Basiten, wie in der westlichen Grauwakkenzone. Unter anderem sind auch die Intraplattenbasalte des Grazer Paläozoikums schwach indiziert.

Molybdän ist der geochemische Begleiter des Wolframs im Scheelit, der bei Umlagerungsprozessen abgetrennt wird. Das geochemische Bezugselement ist gleichfalls Titan. In Alkalibasalten kann Molybdän mit Titan korreliert werden. In den herzynischen granitoiden Gesteinen der Böhmischen Masse und Ostalpen, auch in den untersuchten Basalten, liegt Mo wie W im geochemischen Durchschnitt (SCHROLL, E. & JANDA, I., 1967, 1977; NIEDERMAYR, G. & SCHROLL, E., 1983).

Abgesehen vom Vorkommen der Alpeiner Scharte in den Zillertaler Alpen (Abschnitt IV., Kap. 2.3.2.2.1.) und der Greisenmineralisation vom Nebelstein in der Böhmischen Masse (Abschnitt IV., Kap. 1.2.2.1.1.) gibt es zahlreiche Molybdänitfundpunkte, u.a. in einzelnen Pegmatiten oder im Bereich der Zentralgneise.

Von Interesse ist die Vergesellschaftung von Graphit mit Molybdänit in metamorphosierten Erzparagenesen, die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als Bildungen im sapropelitischen Milieu anzusprechen sind, wie Puchegg – Vorau und Ramingstein (TUFAR, W., 1979). Die geochemische Karte des Molybdän zeigt in Arealen, in denen bituminöse Gesteine der Trias aufgelagert sind, wie im Bereich der Lienzer Dolomiten, extrem hohe Mo-Anomalien. Diese gehen auf die Anreicherung von Mo in bituminösen Gesteinen zurück (Tab. 18b). Bei diagenetischen Prozessen kann es auch zur Bildung von Molybdänsulfid kommen (Abschnitt IV., Kap. 2.4.3.2.1.). Wulfenitmineralisationen, die früher wegen des Mangels an heimischen Molybdänitlagerstätten ein gesuchter Rohstoff für die Stahlindustrie waren, gehen auf solche Voranreicherungen zurück.

Arsen

Die geochemische Karte des Arsens belegt die Dominanz dieses Elementes in den Ostalpen, die seinerzeit in einer Kartenskizze der Verbreitung von Arsenmineralen angesprochen wurde (CZERMAK, F. & SCHADLER, J., 1933). Die höchsten Gehalte konzentrieren sich auf das Altpaläozoikum, Thurntaler Quarzphylite, Defereggen- und Kreuzeckgruppe, Glimmerschiefer und Paragneisserien nördlich des Wörthersees, in geringerem Maße in der Silvretta und den westlichen Ötztaler Alpen, ferner in den Schladminger Tauern, in der Saualpe, in den Fischbacher Alpen und in Quarzphylliten des Wechselgebietes mit ihrer Fortsetzung nach Osten (nach einer neuen geochemischen Karte der Bach- und Flußsedimente Niederösterreichs sogar noch im Leithagebirge). Die Arsenanomalien dekken sich nur teilweise mit den Domänen des kaledonischen Grundgebirges (Abb. 387).

Durch detaillierte Untersuchungen unter Einschluß von Bodenproben konnten Anomalien nördlich Feistritz/Wechsel (GÖD, R. & HEISS, H., 1997), in den Fischbacher Alpen (TUFAR, W., persönliche Mitteilung) und in der Saualpe bestätigt werden. Es konnten disperse Arsenopyritmineralisationen nachgewiesen werden. In der Saualpe wurde eine junge Arsenmineralisation mit gediegen Arsen und Realgar aus einer Karbonatgesteinsbreccie beschrieben (GÖD, R., 1993, 1994). Genetisch von Interesse ist der fehlende Nachweis von den mit Arsen assoziierten Elementen, wie Au, Hg, Sb, Se oder Tl. Diese Arsenanomalien dürften daher eher auf Verwitterungsprozesse zurückzuführen sein als auf eine unmittelbare vulkanogen-sedimentäre Herkunft.

Die arsenhaltigen Erzmineralisationen des Tauernfensters, wie Gastein – Rauris oder Rotgülden – Schurfspitze fallen überraschenderweise durch keine deutlichen Arsenanomalien auf.

Zinn

Die Ostalpen gelten als eine zinnarme Region. Minerale des Zinns sind eher selten, am häufigsten noch in der Paragenese polymetallischer Pyritvererzungen, wie in der Walchen/Öblarn. Mineralfunde von Kassiterit werden selten erwähnt (u.a. im Pegmatit von Spital/Drau/Lipnik (Abschnitt IV., Kap. 2.4.1.5.1.). Bemerkenswert hohe lokale Zinnkonzentrationen findet man in den Vererzungen der Kreuzeckgruppe. Es ist sowohl auf hohe Zinnkonzentrationen, oft in Verbindung mit Indium in Sphaleriten hinzuweisen (Tab. 4) als auch auf die seltenen Ag-Sn-Paragenesen mit Hocartit der Niedermüller Alm.

In der Paragenese hydrothermaler Mineralisationen in Evaporitlagerstätten wurde Kesterit nachgewiesen (TUFAR, W., 1969; PAAR, W.H. & CHEN, T.T., 19981/82). Umso bemerkenswerter ist die Feststellung aus der geochemischen Karte, daß die Bachsedimente im Bereich herzynischer Granite deutliche Anomalien aufweisen, wie im Areal der Grobgneise des Wechselgebietes, der Zentralgneiskerne Hochalm-Ankogelmassiv, Granatspitz, Venedigergruppe, Zillertaler und Tuxer Alpen. Im Altkristallin Westösterreichs gibt es Anomalien in der Kreuzeckgruppe, in den Deferegger Alpen, Ötztaler Alpen und in der Silvretta (Abb. 388).

Antimon

Mit Ausnahme des Inntales und des Brenners befinden sich die bedeutenderen Stibnitvorkommen südlich des Alpenhauptkammes. In der Grauwackenzone ist vermutlich wegen der Vorherrschaft des Kupfers das Antimon an das Fahlerz (Tedraedrit) gebunden. Im Süden überwiegt die Bindung an Stibnit und Bleisulfosalze. Die analytische Nachweisgrenze reicht in der geochemischen Karte nur zur Lokalisierung der Antimonmineralisationen aus. Die lithologische Antimonverteilung deckt sich nicht überall mit der des Arsens. So korrespondiert die intensive Arsenanomalie der Deferegger Alpen (Thurntaler Quarzphyllit) nicht mit den erhöhten Sb-Gehalten.

Bismut

Bei diesem Element kann man nur auf das Datenmaterial von Analysen der Erzminerale Galenit und Fahlerz (2.2, 2.3.) und auf Mineralfunde zurückgreifen. Bi ist ein Element aus dem basischen Milieu. Es wird auch in Schwarzschiefern angereichert. Daten heimischer Gesteine sind noch ausständig. Höhere Konzentrationen findet man vor allem in heißthermalen Lagerstätten, so in den Tauerngoldgängen, in polymetallischen Pyritvererzungen und in der Grauwackenzone. Geringe Mengen dieses Metalles wurden zeitweise bei der Verhüttung der Fahlerze von Schwaz – Brixlegg gewonnen.

Selen

Die bisher bekannten Daten lassen die Ostalpen eher als einen selenarmen Bereich erscheinen, wenn auch Se in den präalpidischen polymetallischen Kieslagerstätten und anderen Vererzungen in vergleichbaren Konzentrationen nachweisbar ist. Erwähnenswert sind Selenmineralparagenesen im Gold/Silber-Arsen-Kupfer-Erzbezirk Rotgülden – Schurfspitze mit seinen jungalpidischen Vererzungen im Penninikum (siehe Kap. IV/2.3.2.2.4.3.) Die Sulfide aus dem Bereich der kalkalpinen Decken, der jungen Erzmineralisationen des Pennins, den devonischen Ba-Pb-Zn-Vererzungen und anderen Erzvorkommen sind hingegen als Se-arm zu bezeichnen. Bei den ersten Untersuchungen (ROCKENBAUER, W., 1960; ROCKENBAUER, W. & SCHROLL, E., 1960) hat sich im Osten der Grauwackenzone und im Unterostalpin eine deutliche positive Anomalie abgezeichnet (2.2, 2.3.). Im Galenit vom Haidbachgraben (Myrthengraben) wurde der höchste Gehalt von 1 % Se gefunden, 0,1 % in einem Bleisulfosalz aus der Magnesitlagerstätte Eichberg. Jüngste Funde komplexer Selenminerale (Cu, Pb, Bi, Hg, Ag), bei Altenberg/Rax bestätigen die Existenz junger selenreicher Mineralisationen in diesem Gebiet (POSTL, W., PAAR, W.H. in: NIEDERMAYR, G. et al., 1997).

Quecksilber

Wie schon erwähnt (Kap. 2.1., 2.3.) ist der Hg-Gehalt von Sphalerit und Fahlerzen dann extrem niedrig, wenn es sich um Vorkommen in Arealen mit hoher thermischer Belastung handelt, so im Bereich magmatischer oder höhermetamorpher Ereignisse, etwa im Bereich der Zentralgneise, des Altkristallins oder des Bozener Quarzporphyrs.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

Abb. 387.
Geochemische Karte des Arsens.
Aus dem Geochemischen Atlas der Republik Österreich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

Abb. 388.
Geochemische Karte des Zinns.
Aus dem Geochemischen Atlas der Republik Österreich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Allerdings ist zu vermerken, daß Fe-Cu-Pb-Zn-Paragenesen metamorphosierter Vererzungen das Quecksilber in den Sulfiden bewahrt haben, während in den Mineralisationen alpidischer Scherzonen eine Hg-Defizienz feststellbar ist.

Im Penninikum sind auffällige Quecksilbergehalte in gediegen Gold der Lagerstätten vom Typ Schellgaden (bis 0,5 Gew. %) oder vom Waschgang (bis 4,8 Gew. %) nachgewiesen (pers. Mitt. W.H. PAAR).

Vieles spricht dafür, daß dieses Element vorzugsweise durch den kaledonischen Intraplatten-Vulkanismus angereichert worden ist. Die Schichtgebundenheit von Hg-reichen Fahlerzen im Devon von Leogang ist u.a. ein Hinweis (Abschnitt IV., Kap. 2.4.2.6.1.2.4.). Cinnabarit-Mieralisationen im Grazer Paläozoikum oder vom Steirischen Erzberg sind als alpidisch einzustufen (MALI, H., 1996). Nur in den Südalpen kommt es zu bedeutenderen Cinnabaritmineralisationen, die bis in die Trias durchschlagen. Günstige Bedingungen von Voranreicherung und Remobilisation dürften zur Bildung der Großlagerstätte Idrija (SLO) geführt haben.

6.4.2. Mineralisierende Lösungen (Fluide)

Die Charakterisierung der Fluide vermag einen entscheidenden Beitrag zur Aufklärung von Vererzungsprozessen zu geben. Dies gilt auch für die Abgrenzung genetischer Gruppierungen. Noch steht man in den Anfängen, die Daten für die zahlreichen Fluidparameter zu schaffen, deren Vernetzung zu erfassen und darzustellen. An Meßdaten bieten sich u.a. an: der chemische Lösungsinhalt, wie Kationen der Alkalien und Erdalkalien und der Anionen, vor allem die Halogenide (2.19.), gasanalytische Daten, Daten der Mineralanalyse, die auf die Konzentrationen von Gastelementen in der Lösung oder auf physikochemische Zustände schließen lassen wie SEE, Isotopendaten (δD und $\delta^{18}O$ [3.1.]), von Gasen ($\delta^{13}C$ in CO_2 und CH_4), von Karbonaten ($\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ [4.5.]), von Oxiden und Silikaten ($\delta^{18}O$), Schwefelisotope (3.3.), Strontiumisotope (3.4.), Bleiisotope (3.5.), mikrothermometrische Fluiddaten, wie T_h und T_m, bzw. Salinitätswerte, Bildungstemperatur und -druck (4.3.).

Noch ist es nicht möglich, die statistischen Methoden der Multivariattechnik in allen Fällen einzusetzen. In der Folge soll auf einige bivariate Beziehungen hingewiesen werden.

Als Beispiel ist die Korrelation der Sulfatschwefel- und Strontiumisotopen mit den Daten permoskythischer Anhydrite und Gipse erwähnenswert (SPÖTL, D. & PAK, E., 1996). Die Variabilität der Sulfatschwefelisotopen beruht auf der Reduktion des Meerwassersulfates zu H_2S, die schwereren Schwefel im Restsulfat verursacht. Der kontemporäre Strontiumisotopenwert wird durch Aufnahme von Strontiumisotopen aus dem Nebengestein des Aquifers und Zumischung von Wässern mit Strontium anderen Ursprungs verändert. Dies ermöglicht die Diagnose der Genese von Sulfatmineralen. Der blaue Anhydrit von Bleiberg kann auf diese Weise als spätdiagenetische Bildung verifiziert werden. Der blaue Anydrit ist um 3 bis 5 ‰ isotopisch schwerer als das Meerwassersulfat im Karn, während der Strontiumisotopenwert nicht mehr dem kontemporären Meerwassersulfat entspricht (Tab. 26, 29).

Daraus folgt auch, daß es nicht genügt, aus Sulfatschwefelisotopenwerten allein auf synsedimentäre Bildung zu schließen. Zur Kontrolle der Aussage muß die Messung der Strontiumisotopen miteinbezogen werden.

Dies zeigt das Fallbeispiel der Barytmineralisation von Brixlegg. Die Baryte haben wohl die Sulfatisotopenwerte des devonen Meerwassers, aber vom kontemporären Meerwasser abweichende Strontiumisotopendaten. Dies zwingt zur Korrektur vorhergehender Interpretation. Nachweislich ist im devonischen Dolomitgestein Anhydrit eingelagert, der in der Isotopenzusammensetzung kontemporärem Meerwasser zuzuordnen ist. Die Strontiumisotopenwerte führen zu dem Schluß, daß die Barytmineralisation postdevonisch (permisch) erfolgt sein muß (FRIMMEL, H. & PAPESCH, W., 1990). Dasselbe gilt für die Barytmineralisation im skythischen Semmeringquarzit. Die Mineralisation ist nicht synsedimentär einzustufen. Das Sulfat wurde aus anisischen Evaporiten bezogen, die Mineralisation ist vermutlich kretazisch (HUBER, G., 1995). Eine weitere bei uns noch nicht praktizierte Möglichkeit wäre in der Sauerstoffisotopenanalyse des Sulfates zu sehen.

Die Korrelation der T_h-Werte mit der Salinität zeigt Veränderungen im Fluidsystem auf, wie dies an den beiden Beispielen, der Scheelitlagerstätte Felbertal und der scheelitführenden Magnesitlagerstätte Tux-Lanersbach augenscheinlich wird (Abb. 390a). In der Lagerstätte Felbertal ist die Entwicklung von hochtemperierten Fluiden geringer Salinität bis zum Einfluß meteorischer Wässer ersichtlich. Das Beispiel Tux-Lanersbach zeigt, daß die Fluidcharakteristik der Scheelite bis zu einem Salinitätsstadium zurückverfolgbar ist, das für Magnesitvorkommen typisch ist.

In Abb. 390b sind weitere Mineralisationen dargestellt. Diese Daten zeigen zum Teil eine große Varianz in der Salinität. Einige Vorkommen sind auch durch zwei Gruppen mit hoher und niederer Salinität vertreten, wie der Steirische Erzberg. Die Varianz der T_h-Werte in Ganglagerstätten wie Mitterberg oder der Fahlerz-Quarz-Gänge in der Magnesitlagerstätte Veitsch – Sattlerkogel, bilden den Abkühlungsprozeß ab.

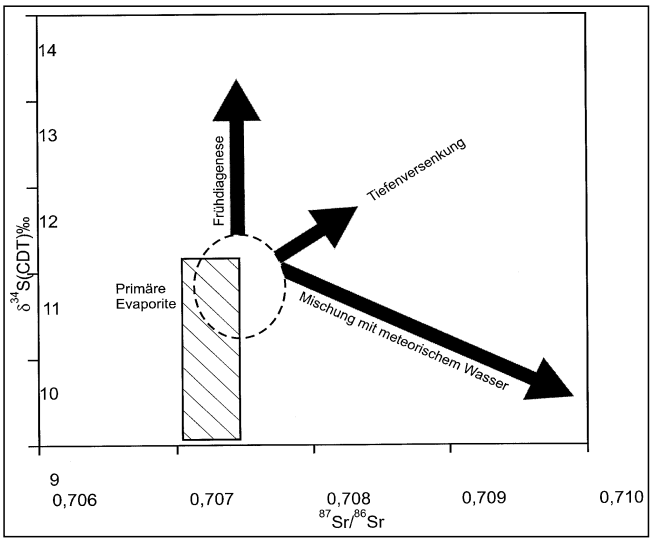
Die Korrelation der δD-Werte mit der Salinität (Gew.-% NaCl äqu.) deutet in vielen Fällen auf lineare Beziehungen (Abb. 390). Es gibt aber auch Abweichungen in Richtung höherer Salinität. Es bleibt zu prüfen, ob der Salinitätswert durch einen höheren Anteil an Erdalkalien bedingt oder eine Zumischung, bzw. Lösung von Halit durch Wässer mit niedrigerem δD-Wert erfolgt ist.

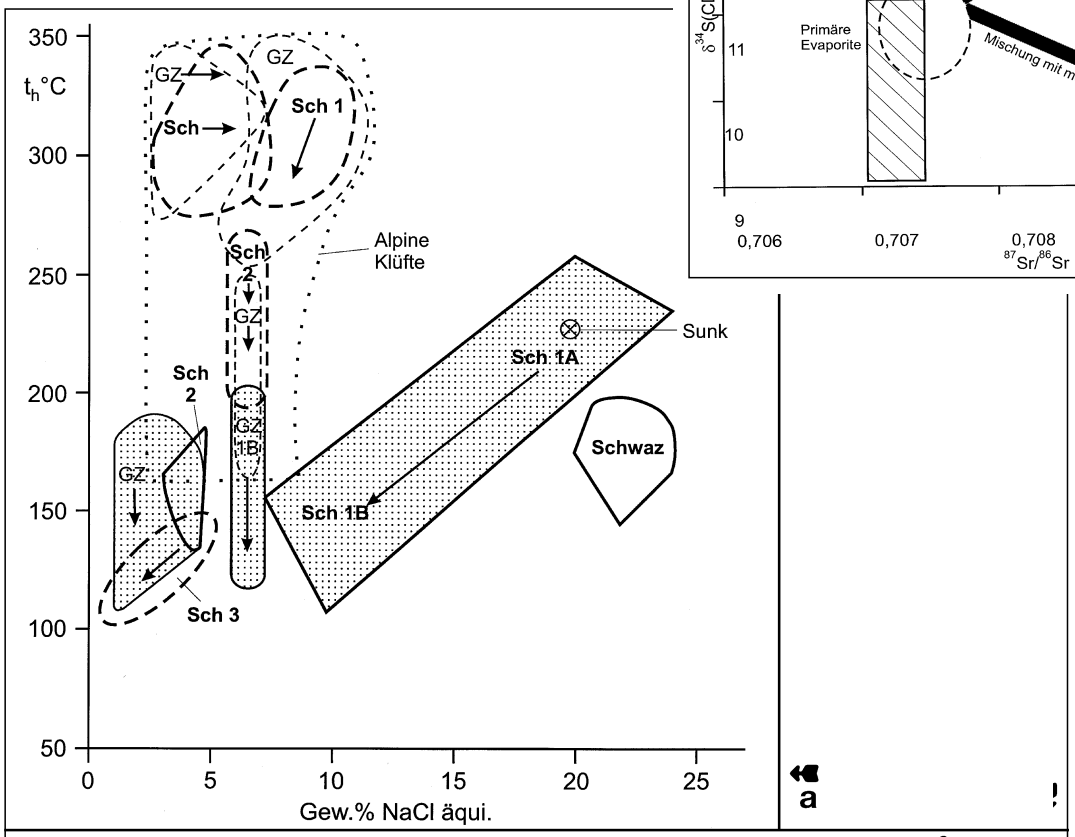
Die Korrelation der $\delta^{13}C$- und $\delta^{18}O$-Werte mit den $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen in Karbonatgesteinen ist für den Nachweis hydrothermaler Prozesse von Interesse. Die initialen kontemporären Meerwasserwerte werden verändert, wie dies eine Studie in der Barytlagerstätte von Brixlegg instruktiv gezeigt hat (FRIMMEL, H.E. & PAPESCH, W., 1990).

Die mit der Crush-and-Leach-Methode erhaltenen Cl/Br-Verhältnisse (2.19.) geben eine wichtige Kennzahl für die mineralisierenden Lösungen ab. Beispielsweise kann in Verbindung mit dem $\delta^{18}O$-Wert des Fluids (4.5.2.) eine bessere Auflösung der in Abb. 357 aufgezeigten Gruppierungen erzielt werden. Magnesit vom Kaswassergraben und vom Typ Veitsch bilden mit den Sideriten vom Erzberg ein Cluster, womit auf vergleichbare Aktivitäten salinarer Wässer bei ihrer Genese hingewiesen wird. In den Bereich niedriger Cl/Br-Verhältnisse fallen auch die Laugungsdaten von Quarzen des Sb-(Au-)Erzbezirkes Kreuzeck-Goldeckgruppe. Hingegen wird ein genetischer Unterschied zwischen dem Steirischen Erzberg und den Sideritvorkommen Schendleck und Gollrad indiziert, ebenso der Unterschied zwischen den Leukophyllitmineralisationen vom Rabenwald und Aspang (siehe auch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 389. ►▷►
$\delta^{34}S$- (Sulfat) vs- Strontium-Isotopendiagramm primärer Evaporite und sekundärer Sulfatmineralisationen.
Modifiziert nach SPÖTL, C. & PAK, E. (1996).





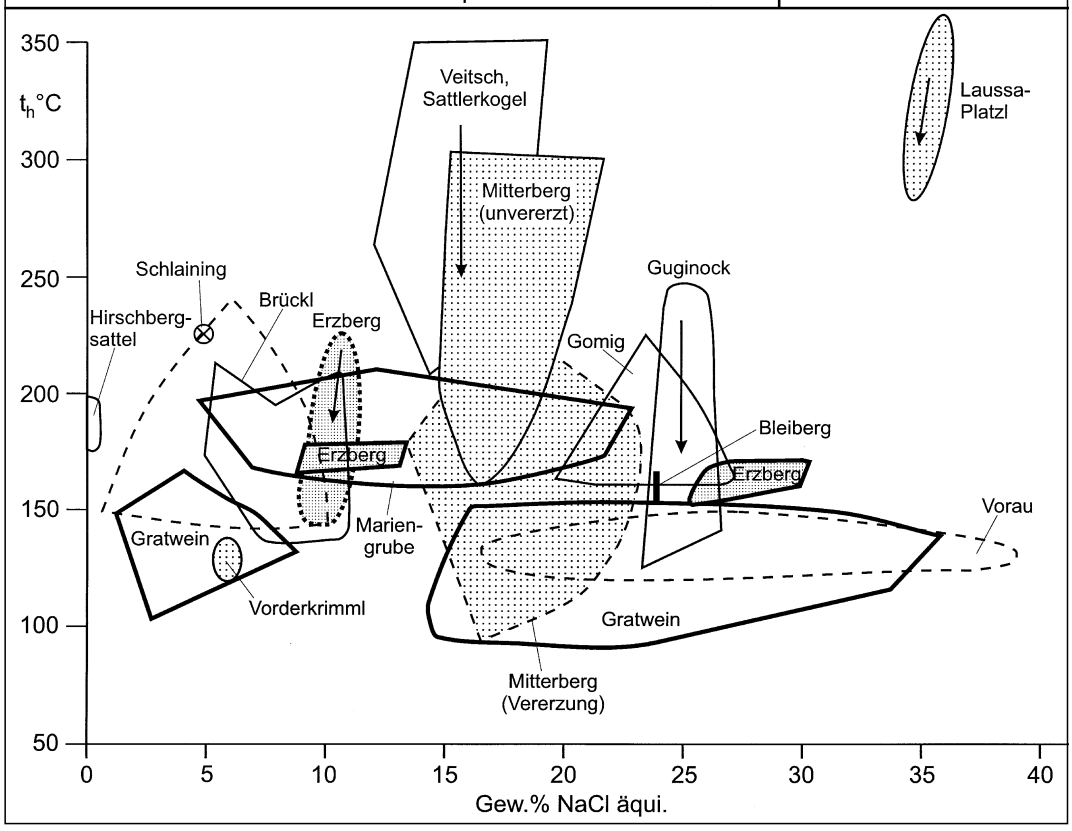


Abb. 390.
a) Diagramm (oben) T_h vs. Gew.-% $NaCl_{äquiv.}$ mit den Daten der Scheelitlagerstätte Felbertal und der Magnesit-(Scheelit-)lagerstätte Tux-Lanersbach.
b) Diagramm (unten) T_h vs. Gew.-% $NaCl_{äquiv.}$ mit Daten anderer ostalpiner Mineralisationen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

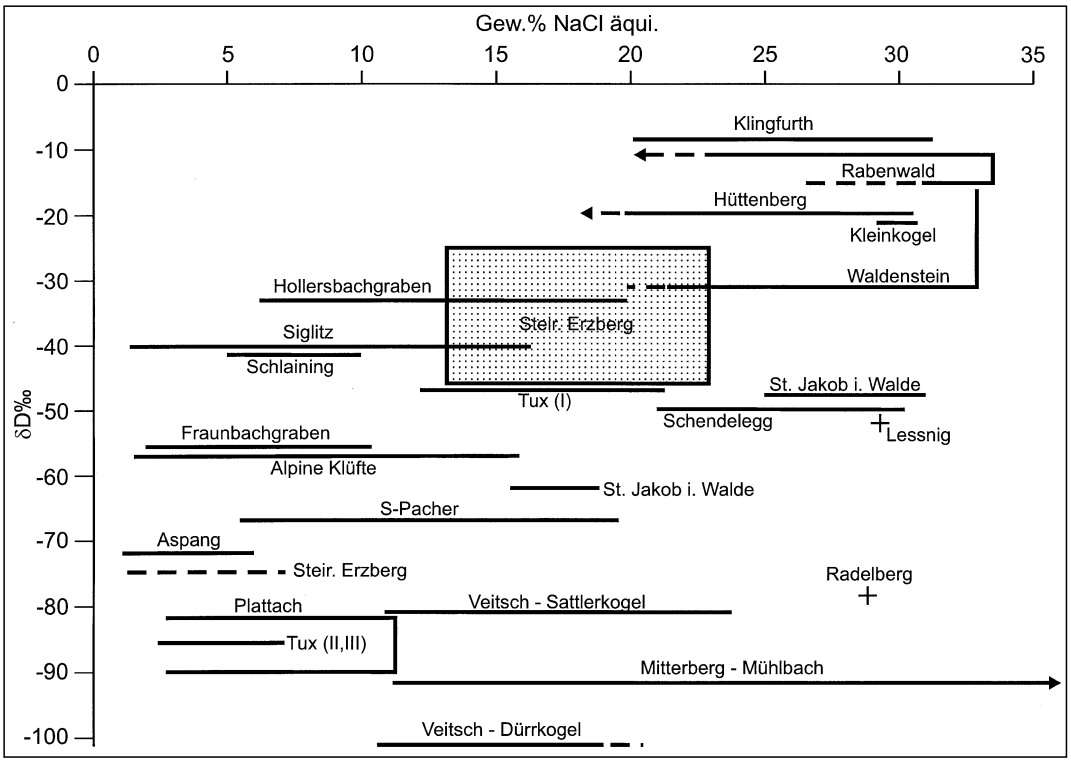


Abb. 391.
Διαγρεαμμ
δD vs Gew.-% $NaCl_{äquiv.}$.

Abb. 390b). Ein interessanter – wenn auch noch zu verifizierender – Hinweis auf den Unterschied der Erz- und Posterzmineralisationen in Bleiberg folgt aus dem Trend der Bromanreicherung, verbunden mit der Erniedrigung des $\delta^{18}O$-Wertes im Fluid, beim Übergang von Erzcalcit (Skalenoederspat) zum Posterzcalcit (Kanonenspat).

Schließlich lassen die Laugungsextrakte von Quarzen aus Mitterberg (Mühlbach) und Veitsch (Sattlerkogel) eine Verdünnung durch Zumischung von Wässern nichtmariner Herkunft erkennen (Abb. 392).

6.4.3. Gruppenbildung und Vergleich

Meßdaten ermöglichen Gruppenbildung und Vergleich von Lagerstätten. Dazu ist allerdings ein umfassenderes Datenmaterial notwendig, um objektive Aussagen hoher Wahrscheinlichkeit zu erhalten. Meist muß man sich noch mit wenigen Daten begnügen, die als erster Hinweis zu werten sind.

Relativ gut belegt erscheint die Abfolge der Scheelitgenerationen in der Lagerstätte Felbertal. Es fehlt aber weitgehend an geochemischen Daten von anderen Scheelitvorkommen, sodaß kaum Vergleiche angestellt werden können (2.7.).

Auch von den polymetallischen Pyritlagerstätten wären mehr Daten wünschenswert. Die Pb-Pb-Modellalter der Galenite der Kieslagerstätten der Grauwackenzone und in den Thurntaler Quarzphylliten sind gleich oder größer als 600 Ma, während in der Kreuzeckgruppe die Werte darunter liegen (t_2 = 880, n = 3). Von den Kieslagerstätten des Erzbezirkes Stubai-Ötztal fehlen vergleichbare Daten (Tab. 30). Dagegen sind die komplexen Cu-Pb-Zn-Vererzungen dieses Erzbezirkes mit denen der Schladminger Tauern gut vergleichbar, wenn man die Spurengehalte in den Blei-Zinkerzen (Tab. 4 und 5, Abb. 342), die Schwefelisotopen (Tab. 27) und die Bleiisotopen (Tab. 30) in Betracht zieht.

Zwischen den beiden polymetallischen Erzbezirken (Ag, Cu, Fe, Ge, Pb, Zn, Sb, Ba, F) in den Karnischen Alpen und Südkarawanken zeichnet sich eine zeitliche und geneti-

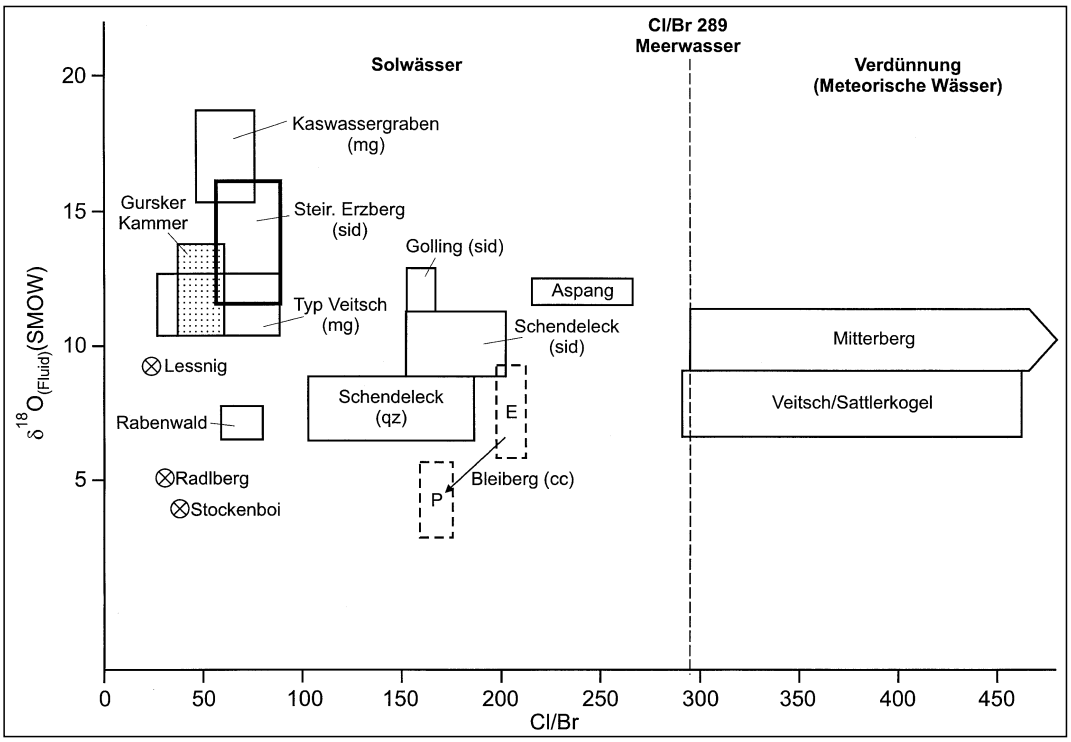


Abb. 392.
Cl/Br vs $\delta^{18}O$ Fluid (SMOW)-Diagramm. Zusammengestellt von W. Prochaska & E. Schroll.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sche Zusammengehörigkeit ab, die noch der Bestätigung durch kooperative Arbeit über die Staatsgrenzen hinweg bedürfte.

Die genetische Zusammengehörigkeit der Vorkommen im Gold-Scheelit-Erzbezirk Schellgaden wurde frühzeitig aufgrund gleichartiger As-, Sb-, Bi- und Te-Gehalte in Galeniten postuliert (Tab. 5, Abb. 342; SCHROLL, E., 1954).

Alle jetzt verfügbaren Daten von den Antimonvererzungen des Antimon-(Scheelit-)Erzbezirkes Kreuzeck-Goldeckgruppe und zusätzlich von Abfaltersbach, Obertilliach und selbst Brückl schon weiter im Osten sprechen für eine genetische Verwandtschaft (Tab. 27, 30). Der Unterschied zur Lagerstätte Schlaining im Penninikum der Rechnitzer Schieferinsel ist signifikant. Vergleichsweise ist die Elementvergesellschaftung in Schlaining als arm zu bezeichnen, neben Sb untergeordnet As, Fe, Hg, Zn und Pb.

Die Elementvergesellschaftung der Antimonvererzungen des Ostalpins ist wesentlich bunter. Zu der oben erwähnten Elementgruppe kommen noch Au, Ag, Bi, Cu und W hinzu. Alle diese Vererzungen sind aber praktisch frei von Quecksilber. Die beiden Gruppierungen unterscheiden sich ferner in den Schwefelisotopen (Tab. 27, Abb. 370), in den Bleiisotopen (Tab. 30) und in den Flüssigkeitseinschlußdaten (Tab. 31).

Bei den Sideriten gelang es erstmals, unter Verwendung chemischer Daten auf statistischem Wege Unterschiede herauszuarbeiten (DOLEZEL, P., 1967; WEBER, L., 1977 und BAUMGARTNER, W., 1977). Die Messung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen hat neue Aspekte eröffnet, da das Bildungsmilieu berücksichtigt wird. Die chemischen Merkmale sind von der geochemischen Häufigkeitsverteilung in den Muttergesteinen abhängig, ferner von der Laugungstemperatur und anderen physikochemischen Parametern der mineralisierenden Lösungen. In der westlichen Grauwackenzone sind die Eisenspäte reicher an Mg, Ni und Co. Andererseits fällt auf, daß die Siderite dort zu negativeren $\delta^{13}C$-Werten tendieren.

Nach dem derzeitigen Datenstand zeichnen sich die Eisenspatvererzungen der Kalkalpenbasis, vom Bartholomäberg im W bis zum Grillenberg im E, durch eine geringe Varianz im $\delta^{18}O$-Wert aus, womit sich ein Gruppenmerkmal abzeichnen würde. Diese Sideritmineralisationen führen meist auch Baryte, die $\delta^{34}S$-Werte von +13 bis +23 ‰ aufweisen können. Wesentlich ist, daß mit der Isotopenanalyse Siderite ähnlicher chemischer Zusammensetzung unterschieden werden können, wie die Siderite der östlichen Grauwackenzone von jenen aus den Gangvererzungen im Penninikum, mit leichteren Kohlen- und Sauerstoff-Isotopen. Zu einer noch besseren Abgrenzung genetisch verschiedener Gruppen wären zusätzliche Isotopendaten, vielleicht auch SEE-Analysen, erforderlich.

Mit geochemischen Daten sind die kryptokristallinen Magnesite als Produkte ultrabasischer Gesteinsumwandlung und Magnesite aus dem Salinar eindeutig unterscheidbar. Dies ist bei den Spatmagnesiten aus metamorphen Gesteinserien nur bedingt möglich. Man muß andere Kriterien heranziehen, wie die Unterschiede in den Fe-Gehalten. Die Isotopen der Magnesite (C, O und Sr) sind signifikant vom Metamorphosegrad abhängig (Abb. 364 und 374). So sind in der Grünschieferfazies die Spatmagnesite aus der Grauwackenzone mit Magnesiten aus Ophioliten im Penninikum wie Erzwies (Hinteres Hapt) in den Isotopen praktisch ident. Mit steigendem Metamorphosgrad nimmt vor allem die Varianz der Strontiumisotopen zu.

Es mangelt aber noch and Daten von Proben, von denen mehrere Merkmale gemessen worden sind, um mehr Klarheit über den Einfluß der Metamorphoseprozesse zu schaffen.

Am weitesten ist der Pilotversuch fortgeschritten, die Blei-Zink-Lagerstätten der kalkalpinen Trias mit Multivariat-Techniken zu charakterisieren und feinere Strukturen in den geochemischen Unterschieden sichtbar zu machen (Tab. 4, 5, 22, 26, 27, 30). In Abb. 393 ist das Ergebnis einer Korrespondenzanalyse dargestellt, in der signifikante Merkmale der vier Hauptvererzungstypen von Bleiberg und verwandten Vererzungen in der ost- und südalpinen Trias sowie von Europa und Übersee miteinander verglichen werden (dazu Kapitel 6.3. und zitierte Literatur). In einer anderen Darstellungsweise der Multivariat-Technik wurden statistische Daten in Form eines Gesichtes (face) verschlüsselt, um genetische Verwandtschaften und Unähnlichkeiten bildhaft sichtbar werden zu lassen (SCHROLL, E. et al., 1996).

6.4.4. Zeitliche Einstufung

Zur Frage der zeitlichen Einstufung liegen bereits einige zusammenfassende Arbeiten aus den letzten Jahrzehnten vor. Zunächst war man bemüht, aufgrund von geologi-

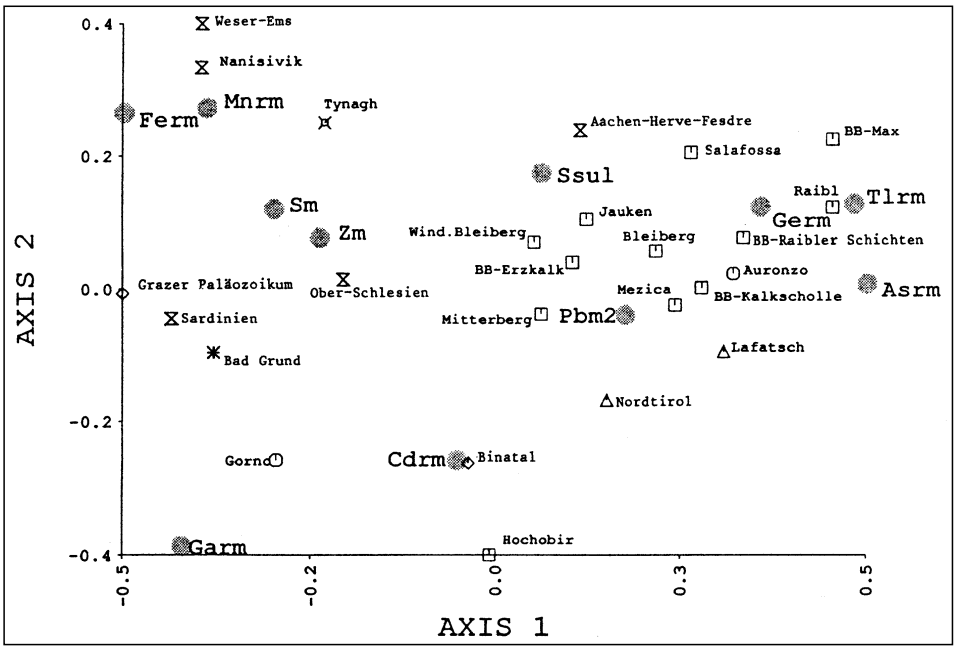


Abb. 393.
Korrespondenzanalyse unter Verwendung von Datenmaterial (Konzentrationen von As, Cd, Ga, Ge, Mn und Tl) in Sphaleriten und Isotopenparametern ($\delta^{34}S$) in allen Sulfiden (Sm), im Sphalerit (Zm) und Sulfaten (Ssul) sowie dem Isotopenmilieuwert des Bleis (Pbm2) unter Einbeziehung von 26 Lagerstätten.
Aus SCHROLL, E. et al. (1996).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schen und gefügekundlichen Beobachtungen sowie stofflichen Verwandtschaften die Lagerstätten der Ostalpen zeitlich einzuordnen, soweit dies im Altkristallin bei Mangel an biostratigraphischen Daten überhaupt möglich ist. Meist wurde nur eine Differenzierung in „voralpidisch" – „alpidisch" (jung- und altalpidisch) in Erwägung gezogen (TUFAR, W., 1963, 1964, 1979, 1980; SCHULZ, O., 1979, 1986; MAUCHER, A. & HÖLL, R., 1976). Geochemische Daten und Pb-Pb-Modellalter erweiterten die Ordnungsprinzipien (SCHROLL, E., 1990; KÖPPEL, V. et al., 1993).

Mit dem Einsatz absoluter Altersbestimmungsmethoden beginnt ein neuer Abschnitt. Die Pb-Pb-Modellalter bedürfen der Einordnung in die regionale geochronologische Skala (siehe auch 4.5.).

Die älteste Lagerstätte, deren Alter geochronologisch abgesichert ist, ist die Scheelitlagerstätte Felbertal mit rund 590 Ma im Jungproterozoikum. Das maximale Pb-Pb-Modellalter ist mit den Daten absoluter Altersbestimmungsmethoden (U-Pb, Rb-Sr und Sm-Nd) ident. Durch variszische und alpidische Metamorphosen wird das Pb-Pb-Modellalter verjüngt, wobei der μ_2 -Wert erniedrigt wird. Bei beschränkter Probenzahl hätte man die Lagerstätte als zu jung eingestuft. Vermutlich trifft dies auch für andere ostalpine Lagerstätten wie Schellgaden zu. Bei den polymetallischen Erzbezirken Stubai-Ötztal und Schladming, die an präkambrische Domänen gebunden sind, ist auch daran zu denken, ob das Blei nicht aus einem geochemischen Milieu stammt, das durch radiogenes Blei gekennzeichnet ist (4.5.).

Es gibt aber auch eine Reihe von Erzbleien, die ebenfalls an die Marke von 600 Ma herankommen oder sogar überschreiten. Nur beim Kieserzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe gibt es einen Hinweis, daß das Pb-Pb-Modellalter aufgrund geochronologischer Altersbestimmungsdaten (Rb-Sr, Sm-Nd) von metabasitischen Gesteinen real sein könnte (SCHNEIDER, H.P. et al., 1993). Die Gesteinsalter werden mit 640±40 Ma angegeben, während das Pb-Pb-Modellalter 580 Ma (Mittelwert) beträgt.

Die Bleiisotopenmodellalter der übrigen polymetallischen Kieslagerstätten in der Grauwackenzone und in den Thurntaler Quarzphylliten wären für ein mit Ordovizium (Silur) eingestuftes Alter zu alt. Es müßte sich daher bei diesem Blei um B-Typen handeln, auf deren prätriassische Vorkommen man erst bei der Untersuchung der schichtgebundenen Ba-Pb-Zn-Vererzungen im Devon des Grazer Paläozoikums aufmerksam geworden ist. Dasselbe soll auch für die Lagerstätten Ramingstein, Metnitz und Moosburg gelten (KÖPPEL, V. et al., 1993).

Zum präkaledonischen Grundgebirge werden die Ultrabasitmassive von Hochgrößen und Kraubath gerechnet, die Chromerze und sekundäre Mineralisationen wie Gelmagnesit führen (BECKER, L.P. et al., 1987).

Die altersmäßige Einstufung von Lagerstätten im Altkristallin und in den Quarzphyllitserien des Paläozoikums sind noch mit Unsicherheiten behaftet. Dies trifft auch für die oben erwähnte Arsenanomalie zu, die in Serizitphylliten eine außerordentlich weite Verbreitung aufweist. Ob die für den Innsbrucker Quarzphyllit festgestellte Dominanz von Sb im Ordovizium, von As im Silur und von W im Devon für As überregionale Gültigkeit besitzt, erscheint eher fraglich (HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H., 1983). Fest steht jedenfalls, daß in den Ostalpen im Ordovizium und Silur polymetallische Pyritvererzungen, oft auch Schwarzschiefer, sowie oxidische und karbonatische Eisenerze im Zusammenhang mit einer kontinentalen Riftingzone gebildet worden sind (TARKIAN, M. & GARBE, C.D., 1985; HEINISCH, H. et al., 1988).

Mit Einsetzen der Karbonatsedimentation wird zwar die biostratigraphische Alterseinstufung schichtgebundener Lagerstätten erleichtert, trotzdem ist noch nicht in jedem Falle Übereinstimmung über Genese und Bildungsalter erzielt worden.

Einer Riftingtektonik verdanken die bereits angesprochenen Ba-Pb-Zn-Vererzungen im Devon des Grazer Paläozoikums ihre Existenz (WEBER, L., 1990). Unbedeutende, aber extensive Scheelitmineralisationen in devonischen Karbonatsedimenten in Verbindung mit Turmaliniten ließen sich auf einer Plattformentwicklung mit der Existenz eines Salinars vereinbaren (RAITH, J.G., 1988).

Keine einhellige Meinung gibt es über das Alter des Steirischen Erzbergs, obwohl alles dafür spricht, daß seine Bildungsgeschichte im Devon beginnt und die Vererzung sowohl die variszische als auch die schwächeren alpidischen Metamorphosen erlebt hat (Abschnitt IV., Kap. 2.4.2.6.2.1.). Weniger klar ist die Genese der Sideritvererzungen vom Typ Hüttenberg (Abschnitt IV., Kap. 2.4.1.1.2.), wobei überdies das Alter der Gesteinsserie nicht datiert ist. In den Marmorzügen des Altkristallins gibt es verbreitet auch kleinere Sideritmineralisationen, oft auch in Begleitung mit sulfidischen Erzmineralen, deren alpidische Einstufung durch Pb-Pb-Modellalter der Bleierze belegt ist (Tab. 30). Sicher jung sind die Ag-Pb-Zn-Ba-Vererzungen von Oberzeiring, sulfidische Erzparagenesen in Hüttenberg oder die gangartigen Eisenglimmervererzungen von Waldenstein (Abschnitt IV., Kap. 2.4.1.1.4.). Der gefügekundlich angesprochene Altbestand bedarf noch der Verifizierung durch andere Methoden.

Dem geochemischen Angebot der Metallotekte der westlichen Grauwackenzone verdanken die Fahlerzmineralisationen ihre Herkunft. Die größten Metallkonzentrationen befinden sich im Raum Schwaz – Brixlegg.

Vom Silur (ab Wenlock) bis Unterdevon reicht die Karbonatgesteinsserie in der westlichen Grauwackenzone, in der stratiforme Magnesitvorkommen nachgewiesen sind. Im Osten befinden sich die Spatmagnesite im Unterkarbon, im Grazer Paläozoikum im Obersilur (Breitenau, Mixnitz) (POHL, W. & SIEGL, W., 1988).

Karbon und Perm waren Epochen mit Intrusionen granitischer Magmen und folgenden Metamorphosen. Die Granite und Granodiorite (im Pennin die Zentralgneise) haben nicht allzuviel zur Lagerstättenbildung beigetragen, es sei denn durch Assimilation präexistenter Stoffanreicherungen, wie Scheelit im Felbertal. Die Zillertaler und Tuxer Zentralgneiskerne zeichnen sich durch Mo-Gehalte aus, die in der Alpeiner Scharte zur Bildung der bedeutendsten Molybdänitvorkommen der Ostalpen Anlaß gegeben haben. Die Sn-Gehalte der Grobgneise des Wechselgebietes haben ihren Niederschlag nur in Bachsedimenten gefunden.

Eine bedeutende Rolle kommt dem Magmatismus und der Metamorphose im Perm zu. Nach allen bisher bekannten Altersdatierungen sind die Pegmatite im Altkristallin der Ostalpen in der Zeit um 280 Ma gebildet worden. Dazu zählen im besonderen die Lithiumpegmatite vom Typ Weinebene (Li, Sn, Ta) (Abschnitt IV., Kap. 2.4.1.3.2., 2.4.1.3.3.). Die Erosion der variszischen Gebirgsbildung hat teilweise schon im Karbon begonnen. Wesentlich erscheint der stoffliche Beitrag zum Erosionsschutt im Perm. Die Manifestationen des permischen Quarzporphyrs haben im wesentlichen nur die Südalpen im Bereich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 36.
Zeitliche Abfolgen stofflicher Zyklen und Lagerstättenbildung in den Ostalpen an Hand von ausgewählten Beispielen.

Tertiär	Au (Ag, Pb, Zn, Cu, As, Bi...)	Tauerngoldgänge
	Leukophyllit	Aspang
	Sb(Hg)	Schlaining
Kreide	Al (Bauxit)	Unterlaussa
	Cu, (Fe, Ni)	Mühlbach/Hochkönig
	Fe (Hämatit)	Waldenstein
	Talk	Rabenwald
	Leukophyllit	Zentralalp. Kristallin
Jura	Sb, Au, W	Kreuzeckgruppe (?)
	Fe, Cu (Kiese)	Großarltal
	Mn	Matreier Zone
	Ba	Semmeringmes. (?)
	Fe, Cu	Kalkalpenbasis
Trias	Pb, Zn (Cu, Ag)	"Karnvererzungen"
	Pb, Zn (Ge, Tl, Ba, F)	"Anisvererzungen"
Perm	Li, Be (Pegmatite)	Weinebene
	Cu, U, Fe, Pb, Zn, Ba, As (Hg)	Kalkalpenbasis
	Gips, Anhydrit, Salz	Kalkalpenbasis
Karbon	Mg (Magnesit)	Veitsch, Sunk
	Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Ba, F	Karnische Alpen, Karawanken
	W,	Felbertal (K2-Granit)
Devon	Fe (Siderit)	Steir. Erzberg, Gebra, Hüttenberg (?)
	W	Mallnock, Kleinarltal
	Cu, Sb, As, Hg	Schwaz, Leogang
	Pb, Zn, Ba	Grazer Paläozoikum
	Fe (Sulfid)	Naintsch
Silur/Devon	Mg (Magnesit)	Typ Entachen, Tux
Ordovic/Silur	Fe, Cu (Pb, Zn)	Rettenbach, Öblarn, Villgraten, Tessenberg, Panzendorf
	As-Anomalien	Quarzphyllite
	Fe (Oxide)	Plankogel (Birkfeld)
	Mg (Magnesit)	Hochfilzen
Präkaledonisches Grundgebirge	W (Mo, Sn, Be)	Felbertal
	W, Au	Schellgaden
	Fe, Cu (Pb, Zn, Sn, As, Au)	Kreuzeckgruppe
	Fe, Cu, Pb, Zn (As, Sb)	Stubai-Ötztal
	Fe, Cu, Pb, Zn (As, Sb)	Schladming
	Cr	Kraubath, Hochgrössen

Südtirols betroffen. In den klastischen Sedimenten sind lokal Elemente wie Fe, Cu, Pb, Zn, Sn und U angereichert, die zusammen mit den Spurenelementen der gesteinsbildenden Minerale wie Feldspäte und Glimmer aufgrund der hohen Porosität und der Aktivitäten hydrothermaler Solwässer zu mannigfachen Mineralisationen geführt haben. Ihre Bildung muß nicht unbedingt noch im Perm erfolgt sein.

Eine Besonderheit sind die beiden polymetallischen Erzbezirke unmittelbar südlich der Periadriatischen Naht. Die karbonischen Cu-Pb-Zn-Hg-Sb-Fe-Ba-F-Vererzungen liegen auf einem devonischen Relief. Für die Vererzung wird eine epigenetische hydrothermale Zufuhr angenommen (4.2.1, 4.2.2.). Im Permoskyth der Ost- und Zentralalpen gibt es Urananreicherungen (2.4.3.3.3), Cu-U (Oboinig), Barytmineralisationen, Eisenspatvererzungen + Cu. Pb-Zn-Vererzungen bevorzugen meist Karbonatgesteine. Im Perm findet man Pb-Zn-Mineralisationen im Bellerophonkalk, wie in Wienern (Grundlsee) (HADITSCH, G., 1975). In den Südalpen ist dieser Vererzungstyp häufiger und intensiver ausgebildet. In den Ostalpen sind die Pb-Zn-Vererzungen im Anis weit verbreitet, aber fast durchwegs ohne besondere stoffliche Anreicherung. Sie sind durch unterschiedliche Mineralparagenesen und meist geringe Gehalte an seteneren Spurenelementen mit Bezug auf das lokale geochemische Milieu gekennzeichnet. Erst im Karn wird die größte Intensität der Pb-Zn-Vererzung erreicht, wobei eine starke Bindung an Störungslinien wie die Periadriatische Naht auffällt. Der stoffliche Inhalt ist weiträumig ausgeglichener als in der anisischen Stufe.

Hellglimmeralter von gangartigen Vererzungen wie Gurskerkammer im Stibnit-(Scheelit-)Erzbezirk Kreuzeck-Goldeckgruppe und Obertilliach ergaben Alter von 205 bzw.184 Ma. Die Pb-Pb-Modellalter sind mit Ausnahme von Guginock mit 250 bis 285 in diesem Erzbezirk deutlich höher. Unverkennbar auf Grund der Mineralparagenesen ist das stoffliche Erbe aus präexistenten Anreicherungen.

Das ozeanische Riftingereignis im Jura hat Cu-führende Kieslagerstätten und Manganmineralisationen hinterlassen.

Der Einfluß der alpidischen Metamorphose wurde bei den präexistenten Lagerstätten Felbertal und Tux-Lanersbach sowie auch alpidischen Mineralisationen mit geochronologischen Methoden, vorzugsweise K-Ar, bzw.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ar-Ar studiert. Die erhaltenen Daten häufen sich um 120 bis 150, um 80 (eoalpines Ereignis) und 40 Ma (Tauernkristallisation). Gut untersucht sind die leukophyllitführenden Scherzonen im Ostteil des Altkristallins. Ihr Alter ist überwiegend mit 80 Ma anzusetzen, ausgenommen die Weißerdelagerstätte von Aspang (51 Ma). Mit einem eoalpinen Alter ist auch die Eisenglimmervererzung von Waldenstein ausgewiesen. Das U-Pb-Alter der Uranpechblende von Mitterberg-Mühlbach darf mit 90±5 Ma als Hinweis gelten, daß diese Kupfer-Eisenspatmineralisation in ihrer gangartigen Ausbildung demselben Ereignis zuzuordnen ist.

Die Hellglimmeralter der Sideritvorkommen Hirschwang und Schendleck mit 136 und 153 Ma würden für ein älteres Ereignis sprechen, das auch in den Erzmineralisationen permischer Gipslagerstätten mit rund 150 Ma seine Spuren hinterlassen hat.

In den Zeitraum der Tauernkristallisation fallen die Alpinen Klüfte, die Vererzungen der Scherzonen im Penninikum (Tauerngoldgänge und andere junge Goldvererzungen), deren Galenite durch radiogenes Blei charakterisiert sind. Dies trifft im übrigen auch für die Grauwackenzone und für das Altkristallin zu. Radiogenes Blei ist ein Indiz für alpidische Mineralisationen, an denen metamorphe Wässer beteiligt gewesen sind (Tab. 30).

Als jungtertiäre Lagerstättenbildung sind die Stibnit-Gangvererzungen von Schlaining eindeutig eingestuft worden (2.3.2.3.2.1.). Im Vergleich zu den übrigen Antimonvererzungen der Ostalpen sind sie als Sonderfall einer tektonischen Randlage aufzufassen.

Zusammenfassend läßt sich aus den zur Zeit vorhandenen Daten aussagen, daß doch mit einem nicht unwesentlichen Anteil alpidischer Mineralisationen zu rechnen ist, die durch salinare oder metamorphe Wässer gebildet worden sind. Dabei kann es zu Rekristallisationen und Umlagerungen, Konzentration aus Metallotekten sowie der Stofflaugung in Scherzonen, vorzugsweise eher in bescheidenem Ausmaße, gekommen sein.

Tabelle 37.
Ältere Pb-Pb-Modellaltersdaten (t_1) nach HOLMES-HOUTERMANS im Vergleich zu den neuen Daten (t_2).

Vorkommen	t_1	t_2
Achselalpe	240	215
Arikogel	220	205
Arzberg, Fröschnitz	320	365
Bleiberg (n=3, bzw. 23)	350, 350, 360	215 – 350 ϕ 330
Gloggnitz, Riebekitgneis	–310	–
Goldzeche	–90	–105
Haidbachgraben (Myrthengraben)	–430	–480
Hall / Tirol	180	–
Hüttenberg	60	50
Jauken	350	335
Moosburg, Kamuda	650, 700	625
Mossinggraben	40	–
Otterthal	270	–
Ponfeld, Großbuch	300	–
Radhausberg, Woisgenlager	260	225
Rade, Keutschach	216	–
Silberloch, Ratten	280	–
Schwarzenberg, Türnitz	280	225

Literatur: GRÖGLER, N. et al. (1961, 1965)

Die zahlreichen Mineralfunde, die bei den Tunnel- und Güterwegebauten in Hohlräumen und Klüften als Produkte hydrothermaler Lösungen angetroffen werden, sind oft als eindrucksvolle Hinweise auf junge, alpidische Mineralisationen zu werten. Leider haben sie für eine wissenschaftliche Bearbeitung mit einschlägigen Methoden bisher noch zu wenig Beachtung gefunden.

Tabelle 36 soll einen vorläufigen Überblick über den zeitlichen Stoffzyklus und über Lagerstättenbildung im Bereich der Ostalpen geben.

7. Schlußbetrachtung

7.1. Rückblick

Die Erforschung der Lagerstätten hat in Österreich ihre Wurzeln in der Bergbaugeschichte des Landes und der Entwicklung der Geowissenschaften.

Die deskriptiven und konzeptiven Grundlagen der Lagerstättengeologie basieren auf den Vorarbeiten von W. PETRASCHECK, W.E. PETRASCHECK, E. CLAR, O.M. FRIEDRICH, F. ANGEL, H. MEIXNER, W. SIEGL und weiteren zeitgenössischen Lagerstättenforschern.

Dem Begründer der Gefügekunde, B. SANDER (Innsbruck), ist es zu verdanken, daß neue Gesichtspunkte in die Lagerstättenkunde Eingang gefunden haben, die der Interpretation der Genese von stratiformen Erzmineralisationen in Sedimenten dienlich waren.

In den Vierzigerjahren wurde erstmals versucht, geochemische Denkweisen und Methoden in die ostalpine Lagerstättenforschung einzuführen. Unter dem Einfluß der Arbeiten von V.M. GOLDSCHMIDT haben F. HEGEMANN in München unter Einsatz der Emissionsspektralanalytik und H. HABERLANDT in Wien durch Lumineszenzuntersuchungen an Mineralen die ersten Schritte gesetzt. In der Folge entwickelte sich die Spektralanalyse zum damals wichtigsten Werkzeug geochemischer Untersuchungen. Die Lehre einer Mineralogie auf geochemischer Grundlage in Verbindung mit der Kristallchemie durch F. MACHATSCHKI in Wien war eine wesentliche Grundlage für die Entwicklung einer geochemisch orientierten Lagerstättenforschung.

Zunächst gab es – wie dies bei der Einführung neuer Ideen stets der Fall zu sein pflegt – wohlgesetzte Zweifel und Kontroversen darüber, ob denn durch die Analyse von „Spurenelementen“ überhaupt Aussagen zur Genese von Gesteinen und Lagerstätten möglich wären (HABERLANDT, H. & SCHROLL, E., 1954; LEITMEIER, H., 1956). Zugestanden wurde bezüglich der Spurenelemente: „Schlüsse aus ihrem Vorhandensein, ihrer Menge, über ihre Verteilung können nicht nur für die Fundortbestimmung Verwendung finden, sondern gegebenenfalls auch im Raum nahe gelegenen Lagerstätten und Paragenesen vergleichen lassen zur Ergründung der Genesis können sie nur in bestimmten Fällen bei Erzlagerstätten beitragen“. Umstritten war damals die Herkunft der Zentralgneise und ihre zeitliche Einstufung: variszische Plutonite oder zumindest teilweise eine alpidische Granitisation permischer Klastika durch „ichoretische Prozesse“. Die Eignung von Spurenelementuntersuchungen als Beitrag zur Problemlösung wurde in Abrede gestellt. Heute ist die Lithogeochemie für den Petrologen unentbehrlich geworden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In Wien wurden die ersten spektralanalytischen Arbeiten am Gerichtsmedizinischen Institut der Universität unter Anleitung von F.X. MAYER, durchgeführt. Erst 1953 wurde in Wien an der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt (BVFA) Arsenal ein spektralanalytisches Labor eingerichtet.

Es ergab sich, daß am Anfang Erze und Minerale der Lagerstätten der Pb-Zn-Vererzungen in der Trias und die mit dieser genetisch verbundene Wulfenitmineralisation Gegenstand geochemischer Untersuchungen in München und Wien waren. F. HEGEMANN erbrachte wesentliche Beiträge zur Geochemie sulfidischer und oxidischer Eisenminerale auch mit der Sicht auf die ostalpinen Vorkommen. Mitarbeiter von A. MAUCHER (München) widmeten sich der Erforschung der nordtiroler Pb-Zn-Lagerstätten, wobei in der Folge auch geochemische Analysenmethoden Berücksichtigung gefunden haben (H.J. SCHNEIDER).

Der Autor verschaffte sich mittels der Spektralanalytik vorerst einen Überblick über die Spurenelementverteilung in interessanten Erz- und Gangartmineralien. Ergiebig und aussagefähig erwiesen sich dabei die beiden Erzminerale Galenit und Sphalerit. Erstmalig wurde die räumliche Verteilung von seltenen Elementen in dem Bereich der Ost- und Südalpen sowie vergleichsweise in angrenzenden Metallprovinzen dargestellt und eine erste Gruppierung der Pb-Zn-führenden Erzmineralisationen vorgenommen. In der Folge wurden auch andere Minerale und Erze, wie Fahlerz, Siderit, Magnesit, Fluorit, Baryt, Salzminerale, Kohle, Graphit u.ä. analysiert. Zusätzlich wurden Einzelelemente mit Sondermethoden in die geochemischen Untersuchungen sulfidischer Erze einbezogen, wie das Element Selen (ROCKENBAUER, F., 1960). In der Folge wurden die ersten Beiträge zur regionalen Lithogeochemie geliefert, die vor allem granitische und basaltische Magmatite, Ton- und Karbonatgesteine ebenso wie die speziellen Spurenelemente wie Be, Mo oder W betrafen. Diese Arbeitsperiode diente der Schaffung von Erfahrungsgrundlagen, die für die analytische Methodik und geochemische Bewertung von Daten im Rahmen von Großprojekten wie geochemischen Kartenwerken zweckdienlich sind. Dies war die Ausgangsbasis für die Mitarbeit am Geochemischen Atlas Österreichs.

Der dynamischen Entwicklung der Analytik wurde mit der konsequenten Ausrichtung auf Analysenverfahren der optischen Spektroskopie mit der Atomabsorptionsspektrometrie der ICP-Atomspektroskopie für Multielementanalysen, sowie mit der wellenlängen- und energiedispersiven Röntgenspektrometrie, zuletzt mit der ICP-Massenspektrometrie Rechnung getragen. Dieses Instrumentarium bot und bietet die Grundlage, große Probenmengen auf möglichst viele relevante Analysenelemente zu bewältigen, um eine kombinierte Anwendung instrumenteller Analysenmethoden zu gewährleisten (SCHROLL, E. & SAUER, D., 1985).

Die Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) geologischen Materials wurde von F. HECHT am Institut für Analytische Chemie der Universität Wien eingeführt und in der Folge am Institut für Geochemie der Universität Wien (W. KIESL und Mitarbeiter) für die Mineral- und Gesteinsanalyse, im besonderen auch der SEE weiterentwickelt, sodaß wesentliche geochemische Daten für lithogeochemische und lagerstättenkundliche Problemstellungen geschaffen werden konnten.

Die In-situ-Analytik hat in Verbindung mit der Mikrosondentechnik ihre Heimstatt an allen Universitätsinstituten mit petrologischen Problemstellungen gefunden. Die Anwendung in der Erzmineralogie erfolgt an der Montanuniversität Leoben (E. STUMPFL) und an der Universität Salzburg (W.H. PAAR). Damit konnte die Verbindung zwischen den geochemischen Daten der Erzminerale mit der Erzmineralogie hergestellt werden, wobei durch weltweiten Vergleich der Lagerstätteninhalte die unentbehrliche Grundlage für die Erforschung der Genese ostalpiner Lagerstätten erbracht wird.

Ein SIMS-Massenspektrometergerät an der Technischen Universität (M. GRASSERBAUER) regte zu ersten Anwendungsversuchen an wie Studien über die Spurenelementverteilung in Sphaleriten oder Schwefelisotopenverteilung im Galenit (PIMMINGER, M. et al., 1985a,b,c).

Auf Grund der finanziell tristen Verhältnisse nach Kriegsende fanden die massenspektrometrischen Methoden nur mit starker Verzögerung Eingang in die geologische Forschung, obwohl Physiker der Universität Wien an der Entwicklung des Massenspektrometers nicht unwesentlich beteiligt waren. So blieb den weitsichtigen Bemühungen von A. PREISINGER anfangs der Sechzigerjahre leider kein dauerhafter Erfolg beschieden. Arbeiten, wie über die Anwendung zur Analyse von Gaseinschlüssen in Feldspäten (PREISINGER, A. & HUBER, A., 1963) und über erste Paläotemperaturmessungen des Meerwassers in Karbonatsedimenten (KALTENEGGER, W.F. & PREISINGER, A., 1971) waren ein erster Ansatz.

Die ersten Daten stabiler Isotope für die ostalpine Lagerstättenforschung wurden in einer Arbeit über Schwefelisotopenmessungen an Sulfid- und Sulfatmineralen von Bleiberg veröffentlicht (SCHROLL, E. & WEDEPOHL, K.H., 1972). Im Jahre 1974 wurde die massenspektrometrische Schwefelisotopenanalyse am damaligen Akademieinstitut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien von PAK, E. (1974) aufgenommen. Erste Messungen der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen an Karbonaten von Bleiberg wurden veröffentlicht (SCHROLL, E. & EICHER, U., 1978). 1965 wurde am Geotechnischen Institut der BVFA Arsenal ein massenspektrometrisches Labor zur Bestimmung der Wasserstoff- und Sauerstoffzusammensetzung in Hinblick auf hydrologische Zielsetzungen zur Ergänzung des Tritiumlabors von H. MAYERHOFER und D. RANK eingerichtet. In der Folge konnten Isotopenanalysen von Karbonaten in das Meßprogramm einbezogen werden (SCHROLL, E. et al., 1986).

Spät wurde die Methode der Messung von Wasserstoffisotopen von Flüssigkeitseinschlüssen aufgegriffen (BELOCKY, W., 1992). Weitere Mineralproben aus ostalpinen Lagerstätten konnten in Canada analysiert werden (PROCHASKA, W., 1993). Bei der Messung von Sauerstoffisotopen in Silikaten und Oxiden ist man bis heute auf Kooperation mit einem ausländischen Partner angewiesen.

Die ersten Isotopenmessungen am Bleiberger Blei, das durch ein von der stratigraphischen Realität abweichendes Modellalter (B-Typ) auffiel (NIER, O., 1938), regten frühzeitig dazu an, in Kooperation mit schweizer Universitätsinstituten in Bern und Zürich die Bleiisotopenzusammensetzung heimischer Bleierze zu untersuchen (GRÖGLER, H., GRÜNENFELDER, M. & SCHROLL, E., 1961). Diese älteren Daten sind durch Messungen erhalten worden, die noch nicht auf den Bleiisotopenstandard bezogen waren, sind mit Hilfe eines einstufigen Modells der Bleiisotopenentwicklung berechnet worden. Tab. 37 zeigt im Vergleich mit den neuen Daten, daß die älteren Daten als Richtwerte noch brauchbar sind.

Die Geochronologie als unentbehrliche Grunddisziplin der Erdwissenschaften ist relativ spät installiert worden. Geochronologische Untersuchungen von Gesteinen der Ostalpen wurden erstmals von J. KANTOR (Geochronolo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gisches Labor des Dionys-Stur-Institutes, Geologischer Dienst in Bratislava) auf Anregung von H.W. FLÜGEL (Graz) durchgeführt (FLÜGEL, H.W., 1961; KANTOR, J. & FLÜGEL, H.W., 1964). Weitere Daten stammen bis zur Gründung des Geochronologischen Laboratoriums in Kooperation mit der Geologischen Bundesanstalt in Wien im Jahre 1977 durch W. FRANK (Geologisches Institut der Universität Wien) aus Laboratorien im Ausland, wie vor allem Bern (E. JÄGER), Zürich (M. GRÜNENFELDER) und Oxford. Das Geochronologische Laboratorium in Wien hat sich zu einer zentralen Einrichtung entwickelt und ist derzeit für die Anwendung der vier wichtigsten Altersbestimmungsmethoden (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, bzw. Pb-Pb und K-Ar, bzw. Ar-Ar) eingerichtet. In der Folge wurden auch Untersuchungen zur Aufklärung der Genese von Lagerstätten mit Hilfe geochronologischer und isotopengeologischer Methoden, im besonderen der Strontium-Methode, in das Arbeitsprogramm mit großem Erfolg miteinbezogen.

Den ersten Versuch, aus Lösungseinschlüssen Bildungstemperaturen und chemischen Inhalt zu bestimmen, wurde von W. TUFAR (1978) an Baryten aus dem Grazer Paläozoikum und an Magnesiten von Radenthein unternommen. An der Montanuniversität Leoben hat H. WENINGER das erste mikrothermometrische Labor eingerichtet und die ersten grundlegenden Daten veröffentlicht.

Am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien wurde unter J. ZEMANN ebenfalls die Möglichkeit für die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen geschaffen und von M. GÖTZINGER als Arbeitsbereich weiter entwickelt (IR-Spektroskopie und Rasterelektronenmikroskopie). Weitere Laboratorien wurden an der Universität Graz (G. HOINKES) und Salzburg (Ch. KIRCHNER und W.H. PAAR) eingerichtet.

Erste Ergebnisse chemischer Daten von Lösungseinschlüssen nach der Crush-and-Leach-Methode eröffnen neue Aspekte über die Herkunft mineralisierender Lösungen, wie von W. PROCHASKA gezeigt worden ist (2.19.).

Eine Arbeitsrichtung, welche die organogene Komponente von geologischem Material und ihre Bedeutung für die Lagerstättenkunde mit dem Aspekt auf die Belange der organischen Geochemie zum Gegenstand hat, wurde am Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben etabliert und wird von R.F. SACHSENHOFER und G. RANTITSCH vertreten.

Ebenso wenig, wie die geologischen und mineralogischen Untersuchungen von österreichischen Lagerstätten, zahlreichen Vorkommen und Fundpunkten als hinreichend abgeschlossen anzusehen und noch etliche „weiße Flächen“ zu beseitigen sind, gilt dies in vermehrtem Maße für die Anwendung moderner geochemischer Untersuchungsmethoden.

Wertvolles Datenmaterial ist der Kooperation mit ausländischen Forschungseinrichtungen zu verdanken, ebenso wissenschaftliche Arbeiten, im besonderen Diplom- und Dissertationsarbeiten, die von Universitätsinstituten in München (A. MAUCHER, D.D. KLEMM, R. HÖLL), Marburg an der Lahn (W. TUFAR), Berlin (H.J. SCHNEIDER, P. MÖLLER), Zürich (M. GRÜNENFELDER, V. KÖPPEL), Hamburg (M. TARKIAN), Braunschweig (W. POHL), Freiburg und Heidelberg (T. BECHSTÄDT), ferner von russischen Forschungsinstituten (G. IVANOVA) u.a. durchgeführt worden sind.

Dem ständigen Interesse und dem systematischen Bestreben des Chefgeologen der Bleiberger Bergwerks Union, L. KOSTELKA, in der Nachfolge I. CERNY, wissenschaftlich fundierte Informationen für den Bergbau und die Prospektionsarbeit zu nutzen, ist es zu verdanken, daß ein umfangreiches geochemisches Datenmaterial von Bleiberg und anderen Triasvererzungen vorhanden ist, das einigermaßen statistischen Anforderungen genügt.

In langjähriger systematischer Bearbeitung der Scheelitlagerstätte Felbertal haben R. HÖLL und seine Mitarbeiter (München) die geologische Geschichte durch reiches Datenmaterial belegt. Bei der Bearbeitung weiterer Lagerstätten wie u.a. des Grazer Paläozoikums, des Steirischen Erzberges, von Schlaining, Tux-Lanersbach, Radenthein, der Goldvererzungen um Bad Gastein und der Kreuzeckgruppe, der Talk- und Weißschiefervorkommen, des Molydänitvorkommens Nebelstein im Waldviertel, der Graphitlagerstätten in der Grauwackenzone und der Bunten Serie im Moldanubikum u.a. konnte durch Einsatz moderner Meßtechnik bereits Aussagen erbracht werden, die rein deskriptiv nicht zu erhalten wären, wie dies im vorliegenden Handbuch von den verschiedenen Bearbeitern dokumentiert wird.

Im Ganzen gesehen, ergibt sich im internationalen Vergleich jedoch noch immer ein erheblicher Nachholbedarf, da man sich bei der Erforschung der österreichischen Lagerstätten zu lange mit Beobachtungen und Beschreibungen begnügt hat und instrumentelle geowissenschaftliche Methoden nur mit zeitlicher Verzögerung im nötigen Umfang zur Anwendung gebracht werden konnten.

7.2. Ausblick

Vom wissenschaftlichen Standpunkt aus erfolgt die Erforschung von Lagerstätten, wie übrigens auch von Gesteinen, in mehreren Etappen:

- Aufnahme der geologischen Verhältnisse und des mineralogischen Bestandes, allenfalls unter Einbeziehung gefügekundlicher Untersuchungen,
- Schaffung einer geochemischen (Chemie, Isotope, Flüssigkeitseinschlüsse, im sedimentären Bereich auch organische Moleküle) und geochronologischen Datenbasis,
- Klärung der physikochemischen Prozesse, die in Raum und Zeit zur Stoffkonzentration geführt haben, unter Einschluß der Quantifizierung des Transportmediums, dessen Inhalt und Reaktion mit dem Nebengestein,
- Einordnung in die stoffliche, tektonische und thermische Entwicklung des lokalen und regionalen geologischen Milieus.

Wie schon angesprochen, bedarf es in verstärktem Maße lithogeochemischer Untersuchungen und des Bezuges zu den Stoffkonzentrationen in Mineralisationen und Lagerstättenbildungen.

Die erste Etappe ist zwar noch nicht ausgereizt, obwohl die Lokalisierung und Grunduntersuchung österreichischer Mineral- und Erzlagerstätten einen hohen Stand erreicht hat. Die Ergebnisse einer geplanten und intensiv verfolgten Prospektionsarbeit der letzten Jahrzehnte sind ein Beweis dafür, daß es noch genügend Wissenslücken gibt. Der Rückgang der Bergbauaktivitäten führt zu einem Mangel an neuen und frischen Aufschlüssen. Bei der Stilllegung der Bergbaue ist leider oft versäumt worden, repräsentatives Probenmaterial zu entnehmen. Man wird sich daher in Zukunft meist daran halten müssen, aus Haldenmaterial, vorhandenen Aufschlüssen und Sammlungsmaterial zuverlässige Daten zu erhalten. Nicht zu übersehen ist der Beitrag, den auch private Mineraliensammler und deren wissenschaftliche Betreuer (z.B. H. MEIXNER, G. NIEDERMAYR, W. POSTL u.a.) für die beschreibende Mineralogie leisten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ein hoher Stellenwert kommt allen bestehenden Aufsammlungen zu. Weniger Schaustücke musealer Sammlungen als Belegstücke und Arbeitsmaterial, soweit hinreichend lokalisiert, sind von Interesse, vor allem dann, wenn bereits Daten vorliegen. Da noch Methoden der analytischen Geochemie, im besonderen der Isotopenmeßtechnik zu erwarten sind, für die meist geringe Probenmengen genügen, ist es von Vorteil, immer das gleiche Probenmaterial zur Verfügung zu haben.

Das gegenwärtige, in Tabellen zusammengefaßte Datenmaterial, soll dazu anregen, es zu überprüfen, es zu ergänzen und es zu erweitern. Eine EDV-mäßige Abspeicherung, bzw. deren Organisation wäre eine nicht unwesentliche Ergänzung eines zentralen Lagerstättenarchives.

Mit Hilfe bereits verfügbarer Meßmethoden, weiterentwickelter oder gänzlich neuer, werden in gesteigertem Maße bisher umstrittene genetische Vorstellungen einer Lösung zuzuführen sein. Ein wesentlicher Beitrag ist von allen Methoden der Lokalanalyse (In-Situ-Messungen) zu erwarten.

Die Charakterisierung der Fluide nimmt eine Schlüsselstellung für viele genetische Problemstellungen ein. Gerade im Bereich des alpinen Orogens besteht die Notwendigkeit, den Einfluß der Metamorphosen und die Bedeutung der Fluide für Stoffkonzentrationen zu erforschen.

Darüberhinaus darf die Verwendung und Weiterentwicklung statistischer Methoden nicht vernachlässigt werden, um umfangreicheres Datenmaterial auswerten, zusammenfassen und, reduziert auf signifikante Daten, darstellen zu können.

Schlußendlich ist es der Sinn des Beitrages, Anreize zu einer Fortsetzung der geochemischen und isotopengeochemischen Arbeitsrichtung der Lagerstättenkunde zu geben.

Die Komplexheit der Lagerstättenforschung, die die Kombination von Meßmethoden hohen Spezialisationsgrades erfordert, läßt rasche Fortschritte nur durch nationale und internationale Kooperationen und systematisch geplante Vorgangsweise erwarten. Förderlich erscheinen vergleichende Arbeiten im alpin-karpato-dinarischen Orogen und in seiner westlichen und östlichen Fortsetzungen sowie andere metallogenetische Provinzen kennenzulernen, um nicht einer allzu engen lokalen Sicht zu verfallen.

Selbst dann, wenn zur Zeit hierzulande wahrscheinlich fast kein unmittelbarer praktischer und wirtschaftlicher Nutzen für die Rohstoffgewinnung aus den Ergebnissen lagerstättenkundlicher Untersuchungen gezogen werden dürfte, ist doch die Erforschung geochemischer Stoffkonzentrationen allein vom Standpunkt der Grundlagenforschung ein wesentlicher Aspekt der geologischen Kartierung und Synthese, ebenso wie Alter, Zusammensetzung und Genese der Massengesteine im Rahmen petrologischer Arbeiten.

Es sollte auch nicht übersehen werden, daß die Lagerstättenforschung als fundamentales Anliegen der Umwelterkundung und Umwelterforschung anzusehen ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VI. Die Metallogenesemodelle der Ostalpen

Leopold WEBER

1. Einführung

Zahlreiche Lagerstättenforscher haben sich mit der Metallogenese, insbesondere jener der Ostalpen, eingehend beschäftigt. Bereits B. GRANIGG (1912) versuchte, die neuen Erkenntnisse der erst jungen Lehre vom Deckenbau der Ostalpen auf die Lagerstättenführung und die Auswirkungen auf die Lagerstättensuche anzuwenden. Auf die Entstehung der Lagerstätten ging er aber nicht ein.

Er verwies aber darauf, daß bei kartenmäßiger Betrachtung der Verteilung der Lagerstätten eines bestimmten Typs dieselbe Metallvergesellschaftung oft auf mehrere hundert Kilometer im Streichen verfolgbar sei. Auch in der Richtung senkrecht zum Streichen ließe sich mancher Lagerstättentypus bis zu 100 km verfolgen.

„ ... Man kann somit wohl mit Recht von ostalpinen Metallzonen sprechen ...“

Auf Grund der Verteilung dieser Metallzonen auf einer geologischen Karte sei deutlich zu erkennen, daß die großen geologischen Einheiten ihre ganz eigentümliche Erzführung aufwiesen, bzw., daß eine und dieselbe Metallzone in ihrer ganzen Erstreckung dasselbe, oder nahezu dasselbe geologische Niveau beibehielte, eine Erscheinung, die als die „geologische Niveaubeständigkeit der ostalpinen Metallzonen“ bezeichnet werden möge. Dabei wäre unter den nachstehenden Metallzonen zu unterscheiden:

I) Die Aureole von Gold-, Silber- und Kupfererzlagerstätten der Zentralkerne der Hohen Tauern und ihrer Schieferhülle.

II) Die Erzlagerstätten in den Muralpengesteinen (Schladminger Deckengesteine), und zwar:
- *A) Die metasomatischen Spateisensteinlagerstätten vom Tyus Zeyring – Hüttenberg.*
- *B) Die zwischen den beiden Typen Lambrechtsberg und Oeblarn.*
- *C) Die arsenigen Goldquarzgänge.*
- *D) Der reine Bleiglanz-Zinkblende-Typus.*

III) Die Lagerstätten der nördlichen Grauwackenzone inklusive der Spateisenstein-, Kupferkies-, Fahlerzlagerstätten an der Basis der ostalpinen Trias, und zwar:
- *A) Die kristallinen Magnesite des Karbons der nördlichen Grauwackenzone.*
- *B) Die Spateisenstein-, Kupferkies-, Zinnober-, Fahlerzlagerstätten vom Silur bis zur Basis der ostalpinen Trias.*

IV) Die Lagerstätten des zentralalpinen (ostalpinen) Paläozoikums und des Paläozoikums unmittelbar nördlich des Drauzuges, und zwar:
- *A) Die der nördlichen Grauwackenzone analogen Magnesite.*
- *B) Die der nördlichen Grauwackenzone entsprechenden Zinnober-Fahlerzvorkommen.*
- *C) Die Eisensteinlagerstätten dieser Zone.*
- *D) Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätten dieser Zone.*

V) Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätten der ostalpinen Trias, und zwar:
- *A) Die nördliche Bleiglanz-Zinkblende-Zone zwischen Vorarlberg und Türnitz in Niederösterreich.*
- *B) Die südliche Bleiglanz-Zinkblende-Zone zwischen dem Jaucken (Gailtal) und dem Ursulaberg (kärntnerisch-steirische Grenze).*

Aus der Form der Mineralisationen leitete B. GRANIGG eine „Trimorphie“ der ostalpinen Lagerstätten ab:

„ ... In den Graniten und Gneisen herrschen echte Gänge, in den geschieferten Gesteinen hingegen Lagergänge, Linsen und ausgefüllte Rütterzonen oder Aufblätterungszonen (oft von namhaften Metasomatosen begleitet), während im Kalk endlich, Stöcke und Butzen, Säulen und Schläuche die typischen Formen der Lagerstätten sind ... “

Von Interesse waren für B. GRANIGG die Beziehungen zwischen den Lagerstätten und dem Deckenbau. Unter der Annahme, daß die Vererzungen älter als der Deckenbau seien, zog er den Schluß, daß

„ ... die überschobenen Lagerstätten nur eine beschränkte Tiefe hätten, die im Maximum gleich ist der Tiefe jener Decke, in der die Lagerstätten einsetzen ... “

Dabei wies B. GRANIGG vor allem aber auf die Möglichkeit hin, die ursprünglichen Wurzeln dieser Lagerstätten dort zu suchen, von wo die einzelnen Decken abgeschert sind.

Zwei konträre Auffassungen über die Genese der Lagerstätten der Ostalpen und deren Entstehungsalter haben seit der fundamentalen Veröffentlichung von W. PETRASCHECK (1926) zu lebhaften und emotionellen Diskussionen geführt. In dieser wurde erstmals auf die Möglichkeit hingewiesen, daß die Entstehung der Lagerstätten jung und auf einen hypothetischen magmatischen Tiefenherd sowie die räumliche Anordnung der Lagerstätten auf ein Temperaturgefälle zurückzuführen sei („Unitarismus“).

In seiner grundlegenden Arbeit „Metallogenetische Zonen in den Ostalpen“ versuchte W. PETRASCHECK (1926) darzulegen, daß insbesondere die Goldquarzgänge der Zentralzone, die Sideritvererzungen und die mit diesen in engem Zusammenhang stehenden Kupfervererzungen der Grauwackenzone, die Magnesitlagerstätten der Grauwackenzone und die „metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten der Kalkalpen im Norden und Süden“ jung seien:

„ ... Resümierend kann gesagt werden, daß die drei großen Gruppen epigenetischer Lagerstätten der Ostalpen, die Golderzgänge, die Siderit- und Kupferlagerstätten und auch die Blei-Zinklagerstätten an einer Reihe von Fällen erkennen lassen, dass sie jünger als die Hauptfaltung der Ostalpen sind. Die Dislozierungen, welche die Lagerstätten zeigen, sind kaum größer zu nennen, als jene, welche beispielsweise die tertiären Kohlenflöze erkennen lassen. Zeichen der Durchbewe-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gung fehlen den Erzen. Die Störungen, welche die Lagerstätten zeigen, haben mehr den germanotypen Charakter der jüngsten tektonischen Phasen. Aus diesen Erscheinungen kann man auf Einheitlichkeit im Alter bei den Lagerstätten schliessen ... " (PETRASCHECK, W. 1926).

Als Quelle der mineralisierenden Lösungen wurden Exhalationen des erkaltenden Magmas im Kern des Faltengebirges erkannt. Diese Anschauung eines einheitlichen, jungen Vererzungsvorganges der Ostalpen wurde auch als „unitaristische Vererzungstheorie" bekannt.

Diese Auffassung wurde in der Folge von verschiedenen Lagerstättenforschern (FRIEDRICH, O.M. 1937, 1942, 1953, 1962, 1968; CLAR, E. 1941, 1953, 1956,1965) unterstützt und weiter verfeinert, andererseits von aber von Gegnern dieser Hypothese vehement bekämpft.

R. SCHWINNER war einer der entschiedenen Gegner dieser unitaristischen Vererzungstheorie (SCHWINNER, R., 1935, 1942, 1947, 1949). Insbesondere in seiner 1949 erschienenen Arbeit „Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen" bezweifelte er nicht nur die Existenz eines „Über-Plutons", sondern versuchte, einzelne Lagerstätten in magmatische Zyklen eines Orogenstadiums einzugliedern. Dabei unterschied er an magmatischen Zyklen:

1) *Vorläufer: basische Ergüsse, meist submarin in die Geosynklinalen.*
2) *synorogene granitische Intrusionen, und zwar sind zu unterscheiden:*
   a) *Hochphase: syntektonische Granitgneise und Migmatite in konkordanten Linsen,*
   b) *Spätphase: durchgreifende granitische Stöcke mit normalem Hornfelskontakt.*
3) *Ausklang, Ergüsse, meist sauer; hydrothermale Bildungen.*
4) *Nachzügler: basischer Vulkanismus (kann lang anhalten).*

Die Vorläufer (1) brächten jeweils nur wenig Erz „und nur solches, das zu den ‚grünen Gesteinen' paßt". Die Intrusionen der Hochphase (2a, konkordante Granitgneislinsen) seien arm bis ganz frei von Erz. Der Haupterzgehalt des ganzen bei der Orogenese in Umsatz gebrachten Magmas käme mit diskordant durchbrechenden Graniten der Spätphase (2b), besonders mit ihrem Differentiationsgefolge, oder noch später mit den saureren Ergüssen (3) und den an sie anschließenden hydrothermalen Bildungen in die Höhe. Die Nachzügler (4) seien wieder meist basische, sterile Laven.

An orogenen Zyklen unterschied er die „Algoman-Orogenese", die „variszische Orogenese" und die „alpine Orogenese".

„ ... Nach dem Vorstehenden ist klar, daß die unitaristische Hypothese der einheitlichen jungen Vererzung der Ostalpen von falschen Voraussetzungen ausgeht ..."

„ ... Im Algoman-Zyklus haben die Vorläufer (1) immerhin etwas Erz gebracht, als magmatische Ausscheidung, Chromeisen in Peridotit (Kraubat), Kiese in Amphibolit („Branden", wie diese Imprägnationen in den Schladmingern genannt werden – und wie man sie übrigens ganz gleich in der unteren Hochalmhülle, z.B. im Radlgraben bei Gmünd, findet). Konkordante Granite (2a) bringen überhaupt wenig Erz, außerdem erweist sich in jeder komplexen Region der erste Zyklus als verhältnismäßig arm ... "

„ ... Vom variszischen Zyklus kennen wir wenig Vorläufer (1), und diese haben kaum Erz gebracht – ausgenommen ein paar magmatisch ausgeschiedene Magnetitknödel: Platte Graz – und auch die syntektonischen Intrusionen (2a) nicht ... "

„ ... Vom alpidischen Zyklus haben die Vorläufer (1) Erz kaum gebracht, konkordante Massive (2a) sind nicht bekannt. In der Nähe der diskordanten Massive (2b), Predazzo, Adamello, ist einiges Erz bekannt, dürfte aber eigentlich eher an späteren Gängen (3) hängen. Zur selben Phase (3) gehören die Dacite und Andesite, die in den Südalpen vom Bacher bis zur karnischen Hauptkette große Entwicklung zeigen, aber nicht viel Erz gebracht haben – im Gegensatz zum Verhalten dieser Förderungen im Karpathengebiet. Zur gleichen Phase (3) ist auch der hydrothermale Nachschub zu rechnen, welcher die jung, vielleicht steirisch aufgerissenen Gangspalten der Hohen Tauern gefüllt hat. Die Nachzügler (4) die atlantischen Basalte des Alpenostrandes, haben, der Regel entsprechend, Erz nicht gebracht. Mit den Kalkalpen-Pb-Zn-Lagerstätten steht es ähnlich wie mit dem Spateisen-Erzberg; da ist noch die Vorfrage zu klären, ob wirklich aus „magmatischer Abfolge", wieso diese magmatische Einwirkung auf eine bestimmte Triasfazies gebunden ist, und warum diese Zone gegen W weitergeht, in die Lombardei, die inneren, magmennäheren Zonen aber nicht?"

W.E. PETRASCHECK (1963) baute in der Folge die „unitaristische Vererzungstheorie" von W. PETRASCHECK (1926) weiter aus: Er gliederte das alpin-mediterrane Orogen in drei Längsabschnitte, deren jeder eine eigene metallogenetische Provinz enthält:

1) die ostmediterrane Provinz (Kleinasien, Balkanhalbinsel, Ostkarpaten),
2) die westkarpatisch-alpine Provinz und
3) westmediterrane Provinz (Appenin, Betische Kordilliere, Atlas)

Fast alle Erzlagerstätten der ostmediterranen metallogenetischen Provinz seien eindeutig jungen magmatischen Zentren zuordenbar, deren intrusive und extrusive Gesteinsgesellschaft in der nächsten Umgebung der Lagerstätte sichtbar sei. Nur wenige Lagerstätten seien von unbekannter Herkunft, so wie Pb-Zn-Vorkommen des Iskertales und die Sideritlagerstätten Bulgariens und Rumäniens.

Die westkarpatisch-alpine Erzprovinz hätte einen ganz anderen Charakter. Die Mehrzahl der Lagerstätten, darunter die wirtschaftlich bedeutendsten, seien auf keine sichtbaren magmatischen Erscheinungen zurückzuführen. Demgegenüber wäre aber auf die großzügige zonare Anordnung hinzuweisen, die bekanntlich von W. PETRASCHECK (1926) auf eine einheitliche, von einem magmatischen Herd unter den Zentralalpen ausgehende, Metallogenese zurückgeführt wurde. Unter Einbeziehung der Erkenntnisse von E. CLAR und O.M. FRIEDRICH, die erkannten, daß zeitliche und mineralfazielle Beziehungen der Vererzung zur spätalpinen Kristallisationsmetamorphose bestünden, seien demnach die erzbringenden Lösungen von gemischt magmatogener-metamorphogener Herkunft, entstanden in den wiederaufgeschmolzenen Krustenbereichen unter den Zentralalpen.

Der alpine Geosynklinalvulkanismus hätte nur unbedeutende Kiesvorkommen geliefert. Auch bei den kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten sprächen zahlreiche Indizien für eine posttektonische hydrothermale Bildung. Für eine

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sedimentäre Entstehung sprächen echt-sedimentäre Erzgefüge, die nach W. SIEGL z.T. als Füllung von Lösungshohlräumen auch epigenetisch erklärbar wären.

„ ... Fehlt somit in der westkarpatisch-alpinen Erzprovinz zumeist eine erkennbare Zuordnung der Lagerstätten zu sichtbaren magmatischen Zentren, so ist ihre tektonische Kontrolle sowie z.T. eine gewisse stratigraphische Kontrolle' umso deutlicher ... "

Die Lagerstätten seien an tiefgreifende, schuppenartige Störungslinien (Grauwackenzone, die quergreifende Görtschitztallinie in den östlichen Zentralalpen, die Zips – Gömörer Erzlinien), an kuppelartige Aufwölbungen (östliche Hohe Tauern) und ganz besonders an Deckengrenzen geknüpft.

Die westmediterrane Erzprovinz sei nach PETRASCHECK, W.E. (1963) nicht besonders erzreich. An jungen Vulkanismus seien die Eisenlagerstätten von Elba, die Quecksilberlagerstätten von Monte Amiata und die südspanischen Blei-Zinklagerstätten gebunden. Auch andere Lagerstätten wären auf jungtertiären Vulkanismus zurückzuführen.

W.E. PETRASCHECK stellt resümierend fest, daß die allermeisten Lagerstätten Kleinasiens und Südeuropas plutogen bis subvulkanisch, durch magmatische Vorgänge vom Eozän bis zum Miozän entstanden seien. Die Lagerstätten lägen in nächster Nähe der Eruptiva.

Die Erzlagerstätten der Westkarpaten und der Alpen seien aus Lösungen gebildet worden, deren Zusammensetzung auf plutonische und metamorphe Herkunft schließen läßt.

„ ... Ihre Bildungszeit scheint nicht überall unbestritten nach Fertigstellung des Deckenbaues zu liegen, dürfte aber nicht ganz einheitlich sein und sich von der Mitteltrias bis zum Oligozän erstrecken. Die Anordnung der Lagerstätten der Ostalpen entspricht einem großzügigen Zonarbau mit symmetrisch abnehmender Bildungstemperatur von einem Tiefenherdbereich unter den Zentralalpen. Die Lagerstätten der Westmediterranen Erzprovinz zeigen nur auf Elba, in Südspanien und an der algerischen Küste eine eindeutige Zugehörigkeit zu einem jungtertiären Magmatismus ... "

Trotz dieser Unterschiede glaubte PETRASCHECK, W.E. (1963) aber nach wie vor an eine gemeinsame Bildungsursache der Lagerstätten in den drei metallogenetischen Provinzen:

„ ... Da nun die oberkretazisch-tertiäre Metallogenese in der ostmediterranen Provinz magmatogen ist, wird auch der oberkretazisch-tertiäre Magmatismus der beiden anderen Provinzen, wenngleich er weit weniger deutlich mit den Lagerstätten verknüpft ist, für viele von ihnen heranzuziehen sein ... "

Bereits Mitte der 70er Jahre wurden eine Reihe plattentektonischer Modelle für den Ostalpenraum entwickelt. Dabei wurde auch versucht, die Vererzungen der Ostalpen auf plattentektonische Ereignisse zurückzuführen. Insbesondere versuchte PETRASCHECK, W.E. (1976) zu erklären, warum einerseits die Westalpen verglichen mit den Ostalpen bemerkenswert arm an Erzlagerstätten seien, andererseits, ob die Kupfer-Dominanz des Nordstammes und die Blei-Zink-Dominanz der südlichen Abschnitte ebenfalls auf plattentektonische Ereignisse zurückzuführen sei.

Die Erzarmut der Schweizer Alpen erklärte er in der Weise, daß beispielsweise die penninischen Sedimente der Westalpen zumindest teilweise auf Ozeanböden abgelagert worden wären, während die penninischen Sedimente in den Ostalpen von einer sialischen Kruste unterlagert wären. In dieser wären seiner Meinung nach die Metalle vorkonzentriert und durch Mobilisation entsprechend transportiert worden.

Die Kupfer-Vormacht im Nordteil des alpinen Orogens deutete er als Folge einer Subduktion einer ophiolithführenden Eugeosynklinale, die ursprünglich nahe der Südgrenze der europäischen Platte angeordnet war. Durch Palingenese wären schließlich die Metalle sowohl aus den Gesteinsabfolgen der Eugeosynklinale als auch der sialischen Kruste mobilisiert worden, die schließlich zur Bildung der Kupfer-, Eisen und Magnesit-Vererzungen führten, die bemerkenswerterweise oft durch Spuren von Cr und Ni als direkte Zeugen von Ultrabasiten „kontaminiert" wären.

Die Vormacht von Blei und Zink in den zentralen bzw. südlichen Teilen des alpinen Orogens interpretierte er als „metallogenetische Vererbung". Der gesamte Bereich bestünde neben den Sedimenten der früheren Tethys aus zahlreichen Mikrokontinenten, die einst sowohl vom europäischen als auch vom nordafrikanischen Block herrührten. Insbesondere das paläozoische Grundgebirge mit seinen reichen Pb-Zn-Vererzungen stellte eine bedeutende Metallkonzentration dar, die während der kretazischen und der tertiären Orogenphasen in das magmatogene Geschehen miteinbezogen worden wären.

Noch in seiner 1986 erschienenen Arbeit „The Metallogeny of the Eastern Alps in Context with the Circum-Mediterranean Metallogeny" erneuerte W.E. PETRASCHECK zwar die Ansicht eines jungen Vererzungsalters und verwies auf die Ergebnisse moderner Untersuchungsmethoden, wie Geochronologie, aber auch auf die Tatsache, daß durch die Ergebnisse derartiger Untersuchungsmethoden auch offene Probleme geschaffen wurden. Viele Altersbestimmungen hätten einen Zeitraum zwischen 70 und 120 Ma ergeben, in welchem auch das Metamorphosegeschehen in den Ostalpen ablief:

„ ... From all these findings we may conclude that a regional thermal and in some way also metallogenic event has occurred during this epoch and that the ‚outdated' idea of an Upper Cretaceous–Tertiary metallogeny in the Alps was not so misleading. This event probably depends on the amount of fluids which have been set free by the metamorphism ... "

Die sedimentäre Erstanreicherung der kalkalpinen Blei-Zinkerzlagerstätten stand für W.E. PETRASCHECK nunmehr außer Zweifel. Resümierend wurde festgestellt, daß eine tertiäre metallogenetische Epoche in den Alpen wahrscheinlicher sei als eine derartige in der Kreide. Dafür sprächen vor allem die Golderzgänge in den Hohen Tauern, die alle alpidischen Deckenstrukturen durchschneiden. Möglicherweise eozänen Alters wären die Sideritlagerstätten der Steiermark und Kärntens, zumal diese ein posttektonisches Gefüge aufwiesen und teilweise auch triassische Kalksteine mineralisiert wären. Die Antimonerzlagerstätten des Ostendes der Zentralalpen könnten auf den in der Nähe befindlichen Andesit zurückgeführt werden.

Eine besondere Eigenheit der alpinen Metallogenese sei in der Tatsache begründet, daß flach liegende Subduktionszonen bestünden, durch welche lediglich der oberste Mantelbereich betroffen sei, sowie die ungewöhnliche Ansammlung von Deckensystemen in der kontinentalen Kruste, die das Aufdringen kretazisch–tertiärer Magmen verhinderten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die unitaristische, junge Vererzungstheorie, die insbesondere von PETRASCHECK, W., PETRASCHECK, W.E., CLAR, E. u.a. favorisiert wurde, war seit Anbeginn kritischen Äußerungen ausgesetzt. Bei den kalkalpinen Blei-Zinkerzlagerstätten konnte durch grundlegende Untersuchungen von C. TAUPITZ (1954) sowie H.J. SCHNEIDER (1953) der Nachweis erbracht werden, daß die Erstanreicherung des Bleis und des Zinks sedimentär erfolgte. Damit wurde ein wesentlicher Eckpfeiler des unitaristischen Gedankenmodells ausgebrochen.

Aufbauend auf die Untersuchungen von H.J. SCHNEIDER und C. TAUPITZ wies O. SCHULZ bei weiteren karbonatgebundenen Blei-Zinkvererzungen der Nördlichen Kalkalpen, aber auch der Gailtaler Alpen ebenso wie auch bei zahlreichen anderen Erzvorkommen anderer tektonischer Einheiten deren Horizontgebundenheit und synsedimentäre Entstehung nach (SCHULZ, O., 1954, 1955,1956,1957, 1958, 1960, 1964, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972, 1974, 1977, 1979, 1980, 1982, 1983, 1984, 1986, 1989, 1991).

F. HEGEMANN (1958,1960) versuchte auf geochemischem Wege die synsedimentäre Genese der ostalpinen karbonatgebundenen Blei-Zinkvererzungen sowie einer Reihe von oxidischen Eisenerzen aufzuzeigen.

Im Zuge von zahlreichen detaillierten Untersuchungsarbeiten konnte auch W. TUFAR seit dem Jahre 1963 (W. TUFAR, 1963, 1965, 1966, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972, 1974, 1975, 1977, 1980, ...) nachweisen, daß zahlreiche Erzvorkommen des ostalpinen Altkristallins nicht nur ein präalpidisches Alter aufweisen, sondern daß sie sogar durch Metamorphosen präalpidisch und alpidisch überprägt worden sind. Darüberhinaus konnte er bei zahlreichen Erzvorkommen deren syngenetische Entstehung mit dem Nebengestein aufzeigen.

Die detaillierte Untersuchung der Sideritvererzungen der östlichen Grauwackenzone sowie der Kalkalpenbasis durch BAUMGARTNER, W. (1973, 1975), HORKEL, A. (1974, 1977) sowie WEBER, L. (1973, 1974, 1975 und 1977) erbrachte schließlich den Nachweis, daß diese keineswegs einheitlich, sondern mehrphasig entstanden sind. Neben präalpidischen Sideritvererzungen (Typus Erzberg) existieren fazies- und schichtgebundene lagerförmige Anreicherungen in den Prebichlschichten. In den skythischen Werfener Schichten wurden erstmals sedimentäre Eisensilikat- Eisenkarbonatvererzungen nachgewiesen. Darüberhinaus wurden auch alpidische Sideritgänge in den Werfener Schichten beschrieben, die an ein Kluftsystem vorgosauischen Alters gebunden sind.

Es zeigt von Größe, wenn ein berühmter Lagerstättenforscher wie W.E. PETRASCHECK, selbst lange Zeit Architekt und lebhafter Befürworter der unitaristischen Hypothese, von dieser Auffassung schließlich abrückte und nach jahrzehntelanger wissenschaftlicher Tätigkeit seiner 1989 erschienen Arbeit „Die Entwicklung der Vorstellungen über die Metallogenese der Ostalpen“ die nachstehenden Zeilen voransetzte:

> *„ ... Die erste Auffassung* (gemeint ist die Anordnung der Lagerstätten in bestimmten stratigraphischen und tektonischen Einheiten, Anm. des Verfassers) *hat sich als richtig erwiesen. Die Blei-Zink-Erze der Kalkalpen wurden während der Trias teils syngenetisch durch aufsteigende Lösungen längs eines Rifts gebildet. Bei den polymetallischen Lagerstätten der Grauwackenzone und der Zentralalpen stehen mehrphasige Bildung oder Remobilisation zur Diskussion. Der Einfluß metamorphogener Fluide muß in Betracht gezogen werden ...“*

Moderne wissenschaftliche Methoden, insbesondere die Untersuchung von Spurenelementkonzentrationen, Isotopenverhältnissen, Flüssigkeitseinschlüssen u.a. lassen die Genese der Lagerstätten und deren Alter in einem neuen Licht erscheinen. E. SCHROLL (1990) wies darauf hin, daß mehr als 80 % aller Erz- und Mineralvorkommen in voralpinen geologischen Einheiten liegen. Darin wird ein Hinweis gesehen,

> *„ ... daß ein nicht unwesentlicher Anteil des Stoffinhaltes der Mineralisationen der Ostalpen auf eine alte Anlage zurückzuführen sein muß ... “*

Darüberhinaus würden die geochemischen Daten in Verbindung mit geologischen und mineralogischen Beobachtungen sowie geochronologischen Daten eine ausgeprägte stratigraphische Bindung der Erzmineralisationen erkennen lassen.

Aus heutiger Sicht werden die Vererzungen der Ostalpen als mehrphasig entstanden gedeutet. Lagerstättenbildungen erfolgten in einem kaledonischen, einem variszischen und einem alpidischen Zyklus. Der Altbestand wurde teilweise durch mehrere Metamorphosen überprägt und durch die orogenen Ereignisse in den heutigen Dekkenbau miteinbezogen.

Die heutige Verteilung wird schließlich von der ursprünglichen lithostratigraphischen Geochemie, von Vererbung, Mobilisation, Remobilisation sowie schließlich vom Einfluß metamorphogener Prozesse bestimmt.

2. Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit Metamorphosevorgängen

(W. FRANK & L. WEBER)

Metamorphosevorgänge sind in mannigfacher Weise mit Fluidzirkulation verknüpft, wobei bereichsweise in der Kruste große Fluidmengen über längere Zeit zirkulieren können. Für derartige Prozesse bieten sich bevorzugt langlebige Störungszonen (z.B. Pölslinie) an. Mit diesem Fluidumsatz werden die Voraussetzungen für Auslaugung, Stofftransport bzw. auch Wiederausfällung bei der Bildung hydrothermal-metamorphogener Lagerstätten geschaffen.

Im folgenden werden beispielhaft einige Hinweise auf lagerstättenbildende Prozesse im Zusammenhang mit den Stadien der alpidischen Metamorphose gegeben. Ähnliche Prozesse waren naturgemäß auch bei vielen vormesozoischen Lagerstätten wirksam.

Wegen der häufigen jüngeren Überprägung(en) sind die Zusammenhänge im einzelnen aber schwieriger als bei alpidischen Vererzungen aufzuklären.

In von voralpidischer Metamorphose überprägten Vorkommen sind einige Fälle belegt, in denen ein Altbestand von Vererzungen durch präalpidisch gesproßten Granat verdrängt wurde (z.B. Wechsel, Ramingstein, Moosburg).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2.1. Permische Krustenextension

Offenkundig im Zusammenhang mit der permischen Krustenextension steht die Anlage der verbreiteten permischen, z.T. auch jüngeren Evaporitvorkommen, die vor allem im ehemaligen Südosten der Kalkalpen im Bereich der Hallstätter-Fazies und benachbarten Bereichen abgelagert wurden. Diese Evaporitbildungen sind für spätere lagerstättenbildende Vorgänge von essentieller Bedeutung (s.u.). Ob mit der erst vor kurzem klarer erkannten permischen Metamorphose auch nennenswerte Stoffkonzentrationen im paläozoischen Deckgebirge verbunden waren, ist derzeit noch ungeklärt.

2.2. Kretazische Metamorphose

Im frühalpidischen Zyklus sind zwei Szenarien unterscheidbar, die zu einer intensiven Fluiddurchtränkung der umliegenden Gesteine, möglichen Mobilisationen und Lagerstättenbildung geführt haben können:

Der erste Prozeß ist verbunden mit einer intensiven Fluiddurchtränkung des Untergrundes unter den permomesozoischen Sedimenten. Eine solche Durchtränkung des kristallinen Basements unter dem Permomesozoikum ist in breiter Front heute im Kristallin unter dem Brenner-Mesozoikum sichtbar. MILOTA, Ch. (1985) konnte zeigen, daß das Stubai-Kristallin in geometrischer Abhängigkeit von der Transgressionsfläche des Mesozoikums eine intensive Zersetzung (insbesondere Serizitisierung) erfahren hat, die ohne Durchbewegung abgelaufen ist und nach unten abnehmend bis in eine Tiefe von ca. 1,5–2 km hinunterreicht. Mit ähnlichen Vorgängen ist in breiter Front auch im übrigen Ostalpin zu rechnen. Im Fall des Stubaikristallins kann dieser Vorgang einer retrograden Serizitisierung mit einem Löschblatt-Saugeffekt verglichen werden. Vermutlich ist auch dies der Grund dafür, daß es zu keiner nennenswerten Lagerstättenbildung gekommen ist.

Im Gegensatz dazu kann für Teile des ostalpinen Paläozoikums, z. B. in der Grauwackenzone zumindest lokal ein erhöhter Fluiddurchsatz angenommen werden, der auf intensivere kretazische Metamorphoseprozesse in der Tiefe zurückzuführen ist. Vermutlich sind damit auch die größere Lagerstättendichte, sicher aber die mannigfachen Umlagerungen und Rekristallisationen ursprünglicher Stoffkonzentrationen zu erklären. Der deutliche Zusammenhang der Entstehung der Kupfererz-Lagerstätte von Mitterberg (Mitterberger Hauptgang: Alterswerte von Pechblende und Hellglimmer um 90 Ma) mit der kretazischen Metamorphose und Strukturprägung ist dafür ein instruktives Beispiel.

Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Wärmeanstieg im Zuge der frühalpidischen Metamorphose in einem Stadium begonnen hat, als Kristallin und Sedimenthaut noch in ungestörter Weise übereinander gelegen haben. Die Deformationsprozesse sind in der Regel erst während, bzw. auch nach dem Temperaturhöhepunkt abgelaufen. Es steht daher für diese Vorgänge ein beträchtlicher Zeitraum von einigen Zehner-Millionen Jahren zur Verfügung.

Bedenkt man noch die häufigen Salinarvorkommen an der Basis der Trias, so stehen für diesen Laugungsprozeß entsprechend aggressive chloridisch (-sulfatische) Lösungen zur Verfügung, die große Gesteinsvolumina durchfluten konnten, dabei den Metallinhalt des Nebengesteins auslaugen und transportieren können, wobei entsprechende Änderungen der physikochemischen Verhältnisse zu Mineralisationen führen konnten.

Als Beispiele hiefür könnten die Sideritvorkommen des Schendlecks (Porphyroid), Gollrad (Tonschiefer), möglicherweise auch verschiedene karbonatgebundene Sideritvererzungen oder die Pb-Zn-Mineralisationen des Arikogels (Hallstättersee) herangezogen werden.

Ein grundlegend anderer, zweiter Fluidprozeß im Zuge der frühalpidischen Metamorphose scheint an die frontalen Bereiche des ostalpinen Kristallins gebunden zu sein. Im Zuge der früheren Deckenstapelung kam es in den Einheiten des Semmering-Wechselsystems zu einer intensiven Fluiddurchtränkung, die alle Gesteine erfaßte und auch zu einer retrograden Metamorphose und Serizitisierung (Quarzphyllit mit Mineralrelikten einer höheren Metamorphose) führte. Die Menge permomesozoischer Sedimente in diesem unterostalpinen Stockwerk ist alleine zu gering, um diese Fluidmengen liefern zu können. Es liegt daher nahe, auch die in der Mittelkreide beginnende Penninsubduktion und die damit einsetzende Metamorphose wasserreicher Sedimente für diese Fluidfreisetzung heranzuziehen. Dafür sind durch PROCHASKA, W. (1993) eine Reihe von Argumenten aus der Untersuchung der bedeutenden Scherzonen mit Leukophyllit (Aspang), bzw. auch mit Talkbildung (Rabenwald) bekannt gemacht worden. Er konnte zeigen, daß in diesen Zonen ein massiver Fluidaustausch mit Wässern des Formationswassertyps stattgefunden hat.

2.3. Alt- und jungtertiäre Metamorphose

Ein weiterer Typus von Lagerstätten ist an die großen Störungssysteme wie Liesing-Paltental bzw. Lavanttaler Störungszone gebunden. An diesen Störungszonen zirkulierten aus der Tiefe aufsteigende Fluide aus dem penninischen Bereich, die sich im höheren Bereich mit meteorischen Wässern vermischen konnten. Mit diesem Fluidprozeß ist auch ein erhöhter Wärmestrom verbunden, der günstige Bedingungen für die Ausbildung von (hydrothermalen) Konvektionszellen bietet. Für die Existenz dieses Prozesses zeugen zahlreiche Beobachtungen von Alterationen an Klüften im Kristallin über dem Tauernfenster (z.B. Kreuzeckgruppe), in denen eine intensive Zersetzung der Biotite durch ein CO_2-reiches Fluid (Umwandlung von Ilmenit in Titanit, Karbonatausscheidung) stattfand. Auch im tieferen Saualmkristallin treten solche Phänomene auf. Vererzungen, die darauf zurückgeführt werden können, befinden sich beispielsweise im Bereich der Lavanttaler Störungszone und ihrer nördlichen Fortsetzung (Pölslinie).

Auf solche Prozesse ist zum Teil die Anlage, zumindest aber die jüngste Ausformung der Lagerstätten Waldenstein, Hüttenberg und Oberzeiring zurückzuführen. Gleiches kann auch für die gangartigen Goldvererzungen der Kliening angenommen werden, die gewisse Ähnlichkeiten mit den Tauerngoldgängen erkennen lassen.

Einen besonderen Lagerstättentyp, der offenkundig in Zusammenhang mit der ausklingenden Tauernmetamorphose steht, stellen neben den alpinen Klüften die Goldquarzgänge der Hohen Tauern dar. Diese treten in gehäufter Form im Rauriser und Gasteiner Bereich auf, wo sie an ausgeprägte Zerrüttungszonen gebunden sind, die im Zuge der Aufkupplung der Hohen Tauern im späten Abkühlungsstadium entstanden sind. In diesen Zerrungszonen zirkulierten die Restfluide der Metamorphose und hielten einen Laugungs- und Absetzungsmechanismus über einen längeren Zeitraum verbunden mit einer Zu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mischung anderer Wässer unter fallenden Temperaturen in Gang, wodurch es zu den einzelnen unterschiedlich temperierten Phasen der Ausfällung gekommen ist.

Der Konzentrationsprozeß des Goldes wurde schlußendlich durch junge Zementationsvorgänge ergänzt, die zur Ausbildung von Erzfällen führte („Fäulen“).

Metamorphosen innerhalb eines Orogens sind somit für Stoffwanderungen und Mineralisationen verantwortlich zu machen. In vielen Fällen sind dabei die Hinweise auf metallogenetische Vererbung unverkennbar. Somit ist es aber auch leichter verständlich, daß in jungen Orogenen durch die metamorphogenen Mobilisationen der Verdünnungsprozeß bereits soweit fortgeschritten ist, daß – im Gegensatz zu alten Orogenen oder Schilden – reichere Lagerstätten äußerst selten sind.

Das oftmals gebrauchte Sprichwort: „Österreich ist reich an armen Lagerstätten“ ist daher auch wissenschaftlich begründbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Anhang
Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnungen und Formeln

W.H. PAAR & M.A. GÖTZINGER

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Aeschynit		$(Nd,Ce,Ca)(Ti,Nb)_2(O,OH)_6$
Aikinit		$PbCuBiS_3$
Akanthit	*Silberglanz*	Ag_2S
Aktinolith	*Strahlstein*	$Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Albit	*Na-Feldspat*	$Na(AlSi_3O_8)$
Allanit-Ce (Orthit)	*Cer-Epidot*	$(Ce,Ca,Y)_2(Al,Fe^{2+},Fe^{3+})_3O(OH)(SiO_4)(Si_2O_7)$
Almandin (ein Granat)		$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Altait		$PbTe$
Alunit	*Alaun(stein)*	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$
Amalgam siehe Kongsbergit		(Ag,Hg)
Andalusit	*Chiastolith*	$Al_2O(SiO_4)$
Anhydrit		$CaSO_4$
Ankerit		$Ca(Fe,Mg,Mn)(CO_3)_2$
Annabergit	*Nickelblüte*	$Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$
Anthophyllit		$(Mg,Fe)_7(Si_8O_{22})(OH)_2$
Antigorit	*Blätterserpentin*	$(Mg,Fe)_3(Si_2O_5)(OH)_4$
Antimonit siehe Stibnit		
Apatit	*Spargelstein*	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
Aragonit	*(teilw. Eisenblüte)*	$CaCO_3$
Argentit	*Silberglanz*	Ag_2S
Arsen, ged.	*Scherbenkobalt*	As
Arsenkies siehe Arsenopyrit		
Arsenopyrit	*Arsenkies*	$FeAsS$
Auripigment	*Rauschgelb*	As_2S_3
Autunit		$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10\text{–}12\ H_2O$
Baryt	*Schwerspat*	$BaSO_4$
Baumhauerit		$Pb_3As_4S_9$
Benjaminit		$(Ag,Cu)_3(Bi,Pb)_7S_{12}$
Benleonardit		$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$
Bentonit (= Gestein, welches hauptsächlich aus – Montmorillonit besteht)		
Berthierit		$FeSb_2S_4$
Beryll		$Be_3Al_2(Si_6O_{18})$
Betekhtinit		$Cu_{10}(Fe,Pb)S_6$
Biotit		$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$
Birnessit		$Na_4Mn_{14}O_{27} \cdot 9\ H_2O$
Bismut, ged. (Wismut)		Bi
Bismuthinit	*Wismutglanz*	Bi_2S_3
Bleiglanz siehe Galenit		

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Böhmit		Al O(OH)
Bornit	*Buntkupferkies*	Cu_5FeS_4
Boulangerit		$Pb_5Sb_4S_{11}$
Bournonit	*Rädelerz*	$PbCuSbS_3$
Brannerit		$(U,Ca,Y,Ce)(Ti,Fe)_2O_6$
Breunnerit (= Magnesit)		$(Mg,Fe)CO_3$
Briartit		$Cu_2(Fe,Zn)GeS_4$
Bronzit		$(Mg,Fe)_2(Si_2O_6)$
Cabrerit (= Mg–Var. v. Annabergit)		$(Ni,Mg)_3(AsO_4)_2 . 8 H_2O$
Calcit	*Kalkspat*	$CaCO_3$
Canfieldit		Ag_8SnS_6
Carnallit		$KMgCl_3 . 6 H_2O$
Cassiterit	*Zinnstein*	SnO_2
Cerussit	*Weißbleierz*	$PbCO_3$
Chalkopyrit	*Kupferkies*	$CuFeS_2$
Chalkosin	*Kupferglanz*	Cu_2S
Chamosit (ein Fe–Chlorit)		$(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_5Al(Si_3AlO_{10})(OH,O)_8$
Chlorit–Reihe siehe Klinochlor (sowie Chamosit, Thuringit)		
Chloritoid		$(Fe,Mg,Mn)_2(Al_4Si_2O_{10})(OH)_4$
Chromit	*Chromeisenstein*	$FeCr_2O_4$
Chrysoberyll		$BeAl_2O_4$
Chrysotil	*Faserserpentin*	$Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$
Cinnabarit	*Zinnober*	HgS
Cleiophan, Honigblende siehe Sphalerit		
Cobaltin (Cobaltit)	*Kobaltglanz*	CoAsS
Coelestin		$SrSO_4$
Coffinit		$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$
Coloradoit		HgTe
Columbit (Niobit, Tantalit)		$(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$
Cordierit		$Mg_2(Al_4Si_5O_{18})$
Cosalit		$Pb_2Bi_2S_5$
Covellin	*Kupferindig*	CuS
Cubanit		$CuFe_2S_3$
Cuprit	*Rotkupfererz*	Cu_2O
Davidit		$(La,Ce)(Y,U,Fe^{2+})(Ti,Fe^{3+})_{20}(O,OH)_{38}$
Dawsonit		$NaAl(CO_3)(OH)_2$
Descloizit		$PbZn(VO_4)(OH)$
Desmin siehe Stilbit		
Diaphorit		$Pb_2Ag_3Sb_3S_8$
Diaspor		Al O(OH)
Digenit		Cu_9S_5
Diopsid		$CaMg(Si_2O_6)$
Disthen siehe Kyanit		
Dolomit		$CaMg(CO_3)_2$
Domeykit		Cu_3As
Dravit (ein Turmalin)		$NaMg_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_4$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Elbait (ein Turmalin)		$NaLi_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_4$
Elektrum		(Au,Ag)
Emplektit		$CuBiS_2$
Enargit		Cu_3AsS_4
Epidot		$Ca_2(Fe,Al)_3O(OH)(SiO_4)(Si_2O_7)$
Erythrin	*Kobaltblüte*	$Co_3(AsO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$
Eskimoit		$Ag_7Pb_{10}Bi_{15}S_{36}$
Eukryptit		$LiAl(SiO_4)$
Fahlerz siehe Tennantit, Tetraedrit		
Fairfieldit		$Ca_2(Mn,Fe)(PO_4)_2 \cdot 2\ H_2O$
Famatinit	*Stibioluzonit*	Cu_3SbS_4
Ferrocolumbit		$FeNb_2O_6$
Fluorit	*Flußspat*	CaF_2
Fourmarierit		$PbU_4O_{13} \cdot 4\ H_2O$
Freibergit, Silberfahlerz siehe Tetraedrit (silberreich)		
Friedrichit		$Pb_5Cu_5Bi_7S_{18}$
Fuchsit (= Cr–Var. v. Muskovit)		$K(Al,Cr)_2(Si_3AlO_{10})(OH,F)_2$
Furutobeit		$(Cu,Ag)_6PbS_4$
Galenit	*Bleiglanz*	PbS
Galenobismutit		$PbBi_2S_4$
Gallit		$CuGaS_2$
Geikielith		$MgTiO_3$
Gersdorffit		NiAsS
Gibbsit (= Hydrargillit)		$Al(OH)_3$
Gips		$CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$
Gladit		$PbCuBi_5S_9$
Glaukodot		(Co,Fe)AsS
Glaukonit		$(K,Na)(Fe^{3+},Al,Mg)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$
Goethit	*Nadeleisenerz*	FeO(OH)
Gold, ged.		Au
Graphit		C
Greenockit		CdS
Grossular (ein Granat)		$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
Gustavit		$PbAgBi_3S_6$
Halit	*Steinsalz*	NaCl
Hämatit	*Eisenglanz*	Fe_2O_3
Hammarit		$Pb_2Cu_2Bi_4S_9$
Heazlewoodit		Ni_3S_2
Hedenbergit		$CaFe(Si_2O_6)$
Hessit		Ag_2Te
Heyrovskyit		$(Pb,Ag)_5Bi_3S_8$
Hollandit	*(Wad, Braunstein)*	$Ba(Mn^{4+},Mn^{2+})_8O_{16}$
Hocartit		Ag_2FeSnS_4
Hydrargillit (=Gibbsit)		$Al(OH)_3$
Hydrotungstit		$H_2WO \cdot H_2O$ (?)
Hydroxylherderit		$CaBe(PO_4)(OH)$
Hydrozinkit		$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Illit		$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$
Ilmenit	*Titaneisen, Iserin*	$FeTiO_3$
Imiterit		Ag_2HgS_2
Indit		$FeIn_2S_4$
Jamesonit	*Federerz*	$Pb_4FeSb_6S_{14}$
Jordanit		$Pb_{14}(As,Sb)_6S_{23}$
Joseit		Bi_4TeS_2
Kahlerit		$Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10\text{–}12\ H_2O$
Kaolinit		$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$
Kassiterit	*Zinnstein*	SnO_2
Kesterit		$Cu_2(Zn,Fe)SnS_4$
Kieserit		$MgSO_4 \cdot H_2O$
Klinochlor (ein Chlorit)		$(Mg,Al)_3(OH)_2(AlSi_3O_{10}) \cdot Mg_3(OH)_6$
Kongsbergit	*Amalgam*	(Ag,Hg)
Korund		Al_2O_3
Krupkait		$PbCuBi_3S_6$
Kupfer, ged.		Cu
Kupferglanz siehe Chalkosin		
Kupferkies siehe Chalkopyrit		
Kutnahorit		$Ca(Mn,Mg,Fe)(CO_3)_2$
Kyanit (Cyanit)	*Disthen*	$Al_2O(SiO_4)$
Lazulith	*Blauspat*	$MgAl_2(PO_4)_2(OH)_2$
Lepidokrokit		$FeO(OH)$
Leuchtenbergit (ein Chlorit)		$(Mg,Fe)_5Al(Si_3AlO_{10})(OH)_8$
Lillianit		$Pb_3Bi_2S_6$
Limonit, Brauneisen(stein)	(enthält oft Goethit)	$FeO(OH) \pm Fe(OH)_3$
Lithiophilit		$LiMnPO_4$
Löllingit	*(Arseneisen)*	$FeAs_2$
Luzonit		Cu_3AsS_4
Mackinawit		Fe_9S_8
Makovickyit		$(Ag,Cu)_{1,5}Bi_{5,5}S_9$
Magnesit	*Bitterspat*	$MgCO_3$
Magnetit	*Magneteisenstein*	Fe_3O_4
Magnetkies siehe Pyrrhotin		
Maldonit		Au_2Bi
Manganit		$MnO(OH)$
Markasit	*Speerkies*	FeS_2
Marmatit, Christophit (= Fe–Sphalerit)		(Zn,Fe)S
Matildit	*Schapbachit*	$AgBiS_2$
Maucherit		$Ni_{11}As_8$
Mawsonit		$Cu_6Fe_2SnS_8$
Melnikovit (Var. v. Pyrit)		FeS_2
Melonit		$NiTe_2$
Mesitin (= Magnesit)		$(Mg,Fe)CO_3$
Messelit		$Ca_2(Fe,Mn)(PO_4)_2 \cdot 2\ H_2O$
Meta–Autunit		$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 2\text{–}6\ H_2O$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Meta-Uranocircit		$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6\text{–}8\ H_2O$
Metatujamunit (Metatyuyamunit)		$Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3\ H_2O$
Metazeunerit		$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$
Metacinnabarit		HgS
Mikroklin	*K-Feldspat*	$K(AlSi_3O_8)$
Millerit	*Haarkies*	NiS
Mirabilit	*Glaubersalz*	$Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$
Molybdänit	*Molybdänglanz*	MoS_2
Monazit		$(Ce,SEE)PO_4$
Montmorillonit		$(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot n\ H_2O$
Moschellandsbergit		Ag_2Hg_3
Mummeit		$Ag_2CuPbBi_6S_{13}$
Muskovit		$KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH,F)_2$
Nagyagit		$Pb_5Au(Sb,Bi)Te_2S_6$
Nickelin	*Rotnickelkies*	NiAs
Niobit		$(Fe,Mn)Nb_2O_6$
Nukundamit		$(Cu,Fe)_4S_4$
Olenit (ein Turmalin)		$Na_{1-x}Al_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_4$
Olivin (Forsterit)		$(Mg,Fe,Ni)_2(SiO_4)$
Opal		$SiO_2 \cdot n\ H_2O$
Orthoklas	*K-Feldspat*	$K(AlSi_3O_8)$
Pararammelsbergit		$NiAs_2$
Pavonit		$(Ag,Cu)(Bi,Pb)_3S_5$
Pechblende siehe Uraninit		
Pekoit		$PbCuBi_{11}(S,Se)_{18}$
Pentlandit		$(Fe,Ni)_9S_8$
Petzit		Ag_3AuTe_2
Phenakit		$Be_2(SiO_4)$
Phengit (Var. v. Muskovit)		$K(Al_{2-x}Mg_x)(Si_{3+x}Al_{1-x}O_{10})(OH)_2$
Phlogopit		$KMg_3(Si_3AlO_{10})(F,OH)_2$
Phosphorit (enthält Apatit)		$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
Pistomesit (= Siderit)		$(Fe,Mg)CO_3$
Plagioklas-Reihe (Albit – Anorthit)	*Na-Ca-Feldspäte*	$(Na,Ca)[Al(Al,Si)Si_2O_8]$
Polybasit		$(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$
Polydymit		$NiNi_2S_4$
Polyhalit		$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2\ H_2O$
Powellit		$CaMoO_4$
Proustit	*lichtes Rotgültigerz*	Ag_3AsS_3
Pyrargyrit	*dunkles Rotgültigerz*	Ag_3SbS_3
Pyrit	*Eisen-, Schwefelkies*	FeS_2
Pyrolusit	*Braunstein*	MnO_2
Pyrophanit		$MnTiO_3$
Pyrophyllit		$Al_2(Si_4O_{10})(OH)_2$
Pyrostilpnit		Ag_3SbS_3
Pyrrhotin	*Magnetkies*	$Fe_{1-x}S$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Quarz		SiO_2
Quecksilber, ged.		Hg
Rammelsbergit		$NiAs_2$
Realgar	*Rauschrot*	As_4S_4
Renierit		$(Cu,Zn)_{11}(Ge,As)_2Fe_4S_{16}$
Rhodochrosit	*Manganspat*	$MnCO_3$
Rhodonit		$CaMn_4(Si_5O_{15})$
Romanechit	*(teilw. Braunstein)*	$(Ba,H_2O)(Mn^{4+},Mn^{3+})_5O_{10}$
Roscherit		$Ca(Mn,Fe)_2(Be_3)(PO_4)_3(OH)_3 \cdot 2\,H_2O$
Rutil		TiO_2
Safflorit		$(Co,Fe)As_2$
Samarskit		$(Fe^{3+},Y,Fe^{2+},U,SEE)(Nb,Ta)O_4$
Schapbachit siehe Matildit		
Scheelit		$CaWO_4$
Schörl (ein Turmalin)		$NaFe_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH)_4$
Schwazit, Quecksilberfahlerz siehe Tetraedrit (quecksilberreich)		
Schwefel		S
Seladonit		$K(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Al)(Si_4O_{10})(OH)_2$
Serizit (= feinkörniger Muskovit)		$KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH,F)_2$
Serpentin-Reihe siehe Antigorit, Chrysotil		
Siderit	*Eisenspat*	$FeCO_3$
Siegenit		$(Ni,Co)_3S_4$
Silber, ged.		Ag
Sillimanit		$Al_2O(SiO_4)$
Skapolith-Reihe (Marialith – Mejonit)		$Na_4(Al_3Si_9O_{24})Cl - Ca_4(Al_6Si_6O_{24})(CO_3,SO_4)$
Skutterudit	*Smaltin, Speiskobalt*	$CuAs_{2-3}$
Smithsonit	*Zinkspat*	$ZnCO_3$
Specularit (= Hämatit)	*Eisenglimmer*	Fe_2O_3
Sphalerit	*Zinkblende*	ZnS
Spinell (Magnesiospinell)		$MgAl_2O_4$
Spodumen		$LiAl(Si_2O_6)$
Stannin (Stannit)	*Zinnkies*	Cu_2FeSnS_4
Staurolith		$(Fe,Mg,Zn)_2Al_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)$
Steinsalz siehe Halit		
Stephanit		Ag_5SbS_4
Stibioluzonit siehe Famatinit		
Stibnit	*Antimonit*	Sb_2S_3
Stilbit	*Desmin*	$NaCa_2(Al_5Si_{13}O_{36}) \cdot 14\,H_2O$
Stromeyerit		AgCuS
Strontianit		$SrCO_3$
Sylvanit	*Schrifterz*	$(Au,Ag)_2Te_4$
Sylvin		KCl
Talk	*Speckstein*	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$
Tantalit		$(Fe,Mn)Ta_2O_6$
Tapiolith (Ferrotapiolith)		$(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liste der angeführten Minerale, deren andere Bezeichnung und Formeln (Fortsetzung).

Internationaler Name	*Historischer Name*	*Formel*
Tennantit	*Arsenfahlerz*	$(Cu,Ag)_6(Cu,Fe,Zn)_6(AsS_3)_4S$
Tetradymit		Bi_2Te_2S
Tetraedrit	*Antimonfahlerz*	$(Cu,Ag)_6(Cu,Fe,Zn,Hg)_6(SbS_3)_4S$
Thuringit (ein Fe-Chlorit)		$(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_5Al(Si_3AlO_{10})(OH,O)_8$
Titanit	*Sphen*	$CaTiO(SiO_4)$
Todorokit	*(teilw. Braunstein)*	$(Mn^{2+},Ca,Mg)Mn^{4+}{}_3O_7 \cdot H_2O$
Topas		$Al_2F_2(SiO_4)$
Tremolit		$Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH,F)_2$
Triphylin		$LiFePO_4$
Tsumoit		$BiTe$
Tujamunit (Tyuyamujunit)		$Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 5\text{–}8\ H_2O$
Tungstenit		WS_2
Uralolit		$Ca_2Be_4(PO_4)_3(OH)_3 \cdot 5\ H_2O$
Ullmannit		$NiSbS$
Uraninit	*Pechblende*	UO_2
Valleriit		$4(Fe,Cu)S \cdot 3(Mg,Al)(OH)_2$
Vanadinit		$Pb_5(VO_4)Cl$
Vermiculit		$(Mg,Fe^{2+},Al)_3[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot Mg_{0,3} \cdot 4\ H_2O$
Vikingit		$Ag_5Pb_8Bi_{13}S_{30}$
Violarit		$FeNi_2S_4$
Wad (feink. Manganoxide) siehe Hollandit, Romanechit, Todorokit		
Wagnerit		$(Mg,Fe)_2(PO_4)F$
Wardit		$NaAl_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2\ H_2O$
Weinebeneit		$CaBe_3(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 4\ H_2O$
Wismut, ged. (Bismut)		Bi
Wolframit (Ferberit – Hübnerit)		$(Fe,Mn)WO_4$
Wollastonit		$Ca_3(Si_3O_9)$
Wulfenit	*Gelbbleierz*	$PbMoO_4$
Wurtzit	*Schalenblende*	ZnS
Xenotim		$(Y, SEE)PO_4$
Zinnober siehe Cinnabarit		
Zinnstein siehe Cassiterit, Kassiterit		
Zinkblende siehe Sphalerit		
Zirkon		$Zr(SiO_4)$

Die *kursiv* gedruckten Bezeichnungen sind keine international gültigen Mineralnamen (vgl. FLEISCHER, M. & MANDARINO, J.A., 1995), oder Gesteinsnamen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VII. Literatur

ABEL, O. & KYRLE, G. (1931): Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Spel. Monograph., VII/VIII+953 S., Wien.

ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 23–93, Wien.

ADAM, A., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R. et al. (1986): Periadriatic lineament in the Alps studied by magnetotellurics. – J. Geophys., **59**, 103–111.

AGNOLI, F., REISINGER, J. & MAURITSCH, H.J. (1989): Paläomagnetische Ergebnisse aus zwei Gosau-Vorkommen (Oberkreide). – N. Jb. Geol. Mh. (1989), 265–281, Stuttgart.

AHARON, P. (1988): A stable isotope study of magnesite from the Rum Jungle Uranium field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. – Chem. Geol., **69**, 127–145, Amsterdam.

ALBER, J. (1987): Rohstoffpotential Südliches Waldviertel – Dunkelsteiner Wald. – Berichte der Geol. B.-A., **3**, 186 S., 41 Abb., 2 Tab., Geol. B.-A., Wien.

ALMOND, D.C. (1984): The concepts of „Pan-African episode" and „Mozambique Belt" in relation to the geology of E and NE Africa. – Bull. Fac. Earth Sci. Abdulalziz Univ., **6**, 71–87.

ALTENBURGER, P. (1843): Montanistischer Wegweiser durch den Amtsbezirk des kais. kön. Berggerichtes für das Erzherzogthum Oesterreich ob und unter der Enns zu Steyr. – Wien.

ALWASHE, M.A. (1974): Die Anwendung geochemischer Prospektionsmethoden im Bereich der Buntmetallvererzungen im Kristallin E und W von St. Christoph/Arlberg (Vorarlberg/Tirol). – Dipl.-Arb. FU Berlin, Geowissenschaften, 94 S., Berlin.

AMANN, G., DAXNER, G., NEUBAUER, F., PAAR, W.H. et al. (1996): Strukturelle Entwicklung des Schellgaden Gold-Distriktes am Ostrand der Hohen Tauern, Österreich. – Sammelbd. (erweiterte Kurzfassungen) 6. Symp. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Salzburg, 13–16, Facultas Universitätsverlag, Salzburg.

AMANN, G., DAXNER, G., NEUBAUER, F., PAAR, W.H. et al. (1997): Structural evolution of the Schellgaden gold district, Eastern Tauern window – a preliminary report. – Zentralbl. Geol., Paläont. Teil I (in Druck).

AMANN, G. & NEUBAUER, F. (1995a): Bericht über strukturgeologische Arbeiten im Bereich der Arsenkiesvererzung Guginock bei Lind im Drautal (Kärnten). – Interner Firmenbericht, 9. S.

AMANN, G. & NEUBAUER, F. (1995b): Preliminary report on structural investigations at the Guginock gallery, Goldeck Mountains. – Interner Firmenbericht, 3. S.

AMERON, H.W.J., v., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die „Flora der Marinelli Hütte" (Mittleres Visé aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen, Italien). – Med. Rijks. Geol. Dienst, **37**, 1–41.

AMPFERER, O. (1921): Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseetales in Tirol. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 149–158, Wien.

AMPFERER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Heiterwand und Muttekopfgebiet. – Geol. B.-A., Wien.

AMPFERER, O. (1933): Geologische Karte des Kaisergebirges. – Geol. B.-A., Wien.

AMPFERER, O. (1935): Geologischer Führer durch die Gesäuseberge. – 179 S., Geol. B.-A., Wien.

AMPFERER, O. (1936): Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes. – Geol. B.-A., Wien.

ANDERLE, N. (1951): Bericht 1949 über lagerstättenkundliche Erhebungen im Gebiet von Panzendorf, Villgraten, Tessenberg und Mitterberg. – Verh. Geol. B.-A., 42–44, Wien.

ANDRAE, K.J. (1854): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9.Section der General-Quartiermeisterstabs-Karte in Steiermark und Illyrien. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 529–567, Wien.

ANDRIAN, F. (1861): Herr Ferdinand Freiherr v. Andrian theilte Detailbeobachtungen über das Eisensteinvorkommen am Kohlberge und am Kogelanger südöstlich von Eisenerz in Steiermark mit. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **12**, 300–303, Wien.

ANGEL, F. & KRAJICEK, E. (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, **49**, 26–57, Klagenfurt.

ANGEL, F. & MEIXNER, H. (1953): Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, **143**, 165–168, Klagenfurt.

ANGEL, F. & TROJER, F. (1953): Der Ablauf der Spatmagnesit-Metasomatose. – Radex Rdsch., 315–334, Radenthein.

ANGEL, F. & TROJER, F. (1955): Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. – Radex-Rdsch., 374–392, Radenthein.

ANGEL, F. & WEISS, P. (1953): Die Tuxer Magnesitlagerstätten. – Radex Rdsch., **7/8**, 335–353, Radenthein.

ANGEL, F., AWERZGER, A., KUSCHINSKY, A. & MEIXNER, H. (1953): Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. – Carinthia II, **143**, 98–118, Klagenfurt.

ANGERER, H., HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1–57, Innsbruck.

ANGERER, H., HADITSCH, J.G. et al. (1980): Ein Beitrag zur Kenntnis der Gipslagerstätten des Montafons (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **9**, 263–320, Innsbruck.

ANKER, M.J. (1831): Gebirgskarte der Steiermark. – Tafeln zur Statistik der österreichischen Monarchie, Wien.

ANKER, M.J. (1835): Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark. – Grätz.

APFELBECK, H. (1963): Die Entwicklung des österreichischen Bergbaues. – In: Festschrift über den Leobener Bergmannstag 1962, 36–43, Montanverlag, Wien.

APPOLD, T. (1989): Die Permotrias des Krappfeldes. – Arbeitstagung Geol. B.-A. (1989), 45–60, Wien.

ARLT, T. (1994): Geologie und Vererzungen im Raum Schwaz-Brixlegg. – Lapis, **19**, 22–27, München.

ARLT, T. & DIAMOND, L.W. (1996): Composition and formation of tetraedrite-tennantite in the Devonian Schwaz-Dolomite, N.Tyrol, Austria. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **141**, 58–59, Wien.

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb/Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **53**, 61–78, Zürich.

ASCHER, F.H. (1917): Stojen bei Kapellen. – Ung. Mont. Ind. u. Handels-Ztg., **5/6**, 7/8, Budapest.

ASSAREH, A.R. (1969): Beitrag zur Geochemie der Tongesteine. – Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 160 S., Wien.

ATTENDORN, H.G. & BOWEN, R. (1996): Radioactive and stable isotope geology. – 522 S., Chapman & Hall.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1988): Geochemische Charakterisierung von heimischen und importierten Kohlen und ihren Verbrennungsprodukten. – Unveröffentl. Ber. (Projekt ÜLG 14/86), 123 S., Wien.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1992): Beitrag zur geochemischen Charakterisierung österreichischer Kohlen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 195–211, Wien.

AUSTROMINERAL (1984): Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel. – Unveröffentl. Ber., Wien.

AUSTROPLAN (1989): Rohstoffpotential Waldviertel-Nord. – Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel, N.Ö. – Unveröffentl. Ber., 207 S., Wien.

AWAD, I. (1983): The Waldenstein Specularite Deposit, Carinthia, Austria, Geology, Metamorphism and Genesis. – Diss. Montanuniversität Leoben, 222 S., Leoben.

AWERZGER, A. & ANGEL, F. (1948): Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (Kärnten). – Radex-Rundschau (1948), 91–95, Radenthein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

BACHMAYER, F. (ed., 1980): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 312 S., Naturhistorisches Museum Wien und Ferd. Berger, Horn.

BALOGH, K., EBNER, F. & RAVACZ, C. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarb. Österreich-Ungarn, Teil 2, 55–72, Wien.

BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, **141**, 1–117, Stuttgart.

BARDOSSY, G. (1961): III. Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen. – In: B. PLÖCHINGER (1961), Jb. Geol. B.-A., **104**, 405–414, Wien.

BARKER, C.E. & KOPP, O. (1991): Luminiscence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications. – SEPM Short Course 25, 195 S., Dallas, Texas.

BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1986): The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. – In: BUNTEBARTH, G. & STEGENA, L. (eds.): Paleogeothermics, 79–93, Springer, Berlin.

BARNES, H.L. (ed. 1979): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. – 2nd ed., Wiley & Sons, 718 S., New York.

BAU, M. & MÖLLER, P. (1991): REE systematics as source of information on minerogenesis. – In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (eds.): Source, Transport and Deposition of metals, 17–20, Balkema, Rotterdam – Brookfield.

BAU, M. & MÖLLER, P. (1992): Rare earth element fractionation in metamorphogenic calcite, magnesite and siderite. – Mineralogy and Petrology, **45**, 231–246, Wien.

BAUER, F.K. (1966): Gefügekundliche Beobachtungen an der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland. – Verh. Geol. B.-A., 70–76, Wien.

BAUER, F.K. (1968): Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum (Semmering, Stanzertal). – Verh. Geol. B.-A., 70–90, Wien.

BAUER, F.K. (1970): Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 189–246, Wien.

BAUER, F.K. (1980a): Das Permomesozoikum des Drauzuges. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 413–422, Springer, Wien.

BAUER, F.K. (1980b): Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 447–451, Springer, Wien.

BAUER, F.K. (1984): Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des periadriatischen Lineamentes. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 289–297, Wien.

BAUER, F.K. & SCHERMANN, O. (1971): Über eine Pechblende-Gold-Paragenese aus dem Bergbau Mitterberg, Salzburg (ein Vorbericht). – Verh. Geol. B.-A., A97–A100, Wien.

BAUER, F.K. & SCHERMANN, O. (1985): Das periadriatische Lineament in den Karawanken. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 229–305, Wien.

BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980a): Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken). – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 405–411, Springer, Wien.

BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980b): Die Südalpen (Karnische Alpen – Südkarawanken). – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 427–451, Springer, Wien.

BAUER, F.K., LOACKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröffentl. Univ. Innsbruck, **13**, Alpenkundliche Studien, 6, 30 S., Innsbruck.

BAUER, F.K. et al. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – 3 Geol. Karten, 86 S., Geol. B.-A., Wien.

BAUER, J.K. (1980): Der Goldbergbau Zell am Ziller (Tirol). Eine historische Betrachtung. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 143–168, Wien.

BAUER, J.K. (1981): Pb-Zn-Vererzungen im polymetamorphen Kristallin des Lungaues und der „Ossiacher Tauern". – Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck.

BAUER, J.K. (1982): Die Ermittlung bergwirtschaftlicher Parameter am Beispiel des verlassenen Goldbergbaues Zell im Zillertal. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 15–18, Wien.

BAUER, K. (1985): Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000, Westteil. – Geol. B.-A., Wien.

BAUMANN, L.G. & TISCHENDORF, G. (1976): Einführung in die Metallogenie und Minerogenie. – 458 S., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

BAUMANN, L.G., TISCHENDORF, K. & SCHMIDT, K. et al. (1976): Zur minerogenetischen Rayonierung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik. – Zs. geol. Wiss., **4**, 955–973, Berlin.

BAUMGARTNER, W. (1977): Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **121**, 51–54, Wien.

BECHSTÄDT, T. (1973): Zyklotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – Veröffentl. Univ. Innsbruck, **86**, 25–55, Innsbruck.

BECHSTÄDT, T. (1975a): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149**, 73–95, Stuttgart.
73–95, Stuttgart.

BECHSTÄDT, T. (1975b): Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **120**, 466–471, Wien.

BECHSTÄDT, T. (1975c): Lead-zinc ores dependent on cyclic sedimentation. – Mineralium Deposita, **10**, 234–248, Berlin – Heidelberg.

BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien.

BECHSTÄDT, T. (1979): The lead-zinc-deposit of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria): Palinspastic situation, paleogeography and ore mineralization. – Proc. 3rd ISMIDA (Leoben 1977). – Verh. Geol. B.-A., 221–235, Wien.

BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., **65**, 616–648, Stuttgart.

BECHTOLD, D. (1985): Geologie des Bereiches Schwarzach-St. Veit im Pongau (Grauwackenzone, Salzburg). – Diss. Univ. Salzburg, 171 S., Salzburg.

BECK-MANNAGETTA, P. (1950/51): Bericht (1949) über die Lagerstättenbegehungen. – Verh. Geol. B.-A., 48–51, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. (1951): Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **94**, 127–157, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. (1952): Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. – Jb. Geol. B.-A., **95**, 1–102, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. (1980a): Krappfeld, Saualpe und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 378–385, Springer, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. (1980b): Die Koralpe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 386–392, Springer, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. & BRAUMÜLLER, E. (1964): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung. – Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. & DRAXLER, I. (1987): Zur stratigraphischen Bedeutung der neuen Fossilfunde auf dem Brenner-Sattel (Schönweg, Lavanttal). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 491–494, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H. & PREY, S. (1977): Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte 1 : 1.000.000 von Österreich. – 2. Aufl., 94 S., Geol. B.-A., Wien.

BECK-MANNAGETTA, P. et al. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000; 189 Deutschlandsberg. – Geol. B.-A., Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

BECKER, L.P. (1977): Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk.) mit einem Vergleich seiner Position zur NE-Saualpe (Ktn.). – Carinthia II, **167**, Klagenfurt.

BECKER, L.P. (1980): Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. – Geol. B.-A., Wien.

BECKER, L.P. (1981): Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden). Mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen. – Verh. Geol. B.-A., 3–17, Wien.

BECKER, L.P. & SCHUMACHER, R. (1973): Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972), 1–32, Wien.

BECKER, L.P. FRANK, W., HÖCK, V. et al. (1987): Outlines of the prealpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W. et al. (eds.): Pre-variscan and variscan events in the alpine Mediterranean mountain belts, 69–106, Alfa, Bratislava.

BECKER, P., MEIXNER, H. & TICHY, G. (1977): Exkursion M7, „Die Marmore" von Admont und vom Untersberg bei Salzburg. – Der Karinthin, **77**, 330–338, Klagenfurt.

BELOCKY, R. (1992): Regional vergleichende Untersuchungen lagerstätten-bildender Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. – Diss. Univ. Braunschweig, 103 S., Braunschweig.

BELOCKY, R., SACHSENHOFER, R.F. & POHL, W. (1991): Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonerzlagerstätte Schlaining (Burgenland/ Österreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **136**, 209–213, Wien.

BEMMELEN, R.W., v. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten,Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **100**, 179–212, Wien.

BENDIECK, A.B. (1995): Der technische Fortschritt und sein Einfluß auf die langfristige Realpreisentwicklung von mineralischen Rohstoffen. – Diss. TU Clausthal, 219 S., Clausthal.

BERAN, A. (1979a): Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – TMPM, **26**, 217–233, Wien.

BERAN, A. (1979b): Die Mineralogie von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges und der Radmer. – Verh. Geol. B.-A. (1978), 237–239 (Proc. 3rd ISMIDA-Leoben), Wien.

BERAN, A. (1985): Magnesit-Siderit-Mischkristallbildungen als triadische Eisenvererzungen im Raum Abtenau, Salzburg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 193–194, Wien.

BERAN, A. & THALMANN, F. (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – TMPM, **25**, 287–303, Wien.

BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergschichten (Nördliche Kalkalpen, Österreich) – eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. – TMPM, **31**, 175–192, Wien.

BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. & ZEMANN, J. (1985): A scheelite mineralization in calcsilicate rocks of the Moldanubikum (Bohemian Massif) in Austria. – Mineralium Deposita, **20**, 16–22, Berlin – Heidelberg.

BERGMAIR, M. (1991): Lagerstättenkundliche Untersuchung der Goldvererzungen im Siglitz-Pochkar-Revier bei Böckstein, Salzburg. – Diss. Nat. wiss. Fak. Univ. Salzburg, 167 S., Salzburg.

BERNARD, F., HOINKES, G., MOGESSIE, A., POSTL, W. & TAUCHER, J. (1996): Phosphate paragenesis in the „Semmeringquarzit" and related quartz veins of the lower Austroalpine „Fischbach" Window, north-eastern Styria, Austria. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **141**, 66–67, Wien.

BERNHARD, J. (1966): Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte. – Jb. Geol. B.-A., **109**, 3–90, Wien.

BERTLE, H. (1974): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines Kristallinen Rahmens – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**, 1–59, Wien.

BERTOLDI, G.A., EBNER, F., HÖLLER, H. & KOLMER, H. (1983): Bläh-tonvorkommen von Gnas und Fehring – geologische, sedimentpetrographische und technologische Untersuchungen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, 13–22, Wien.

BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H. et al. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venedigergebietes (Hohe Tauern, Österreich). – Geol. Jahrb., **86**, 835–844, Hannover.

BHAKTA, P.N. (1991): Recycling: Answer to Solid Waste Reduction? – Minerals Today, Okt. 1991, 26–32, Washington, D.C.

BIANGARDI, S. (1993): Einige Bemerkungen zum urzeitlichen Kupferbergbau am Mitterberg. – res montanarum, **6**, 16–23, Leoben.

BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A. (1975): Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. – Contr. Mineral. Petrol., **49**, 177–189, Heidelberg.

BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – Erdöl Zs. f. Bohrtechnik, **78**, 405–416, Wien.

BLANCKENBURG, F. v., VILLA, I.M., BAUR, H. et al. (1989): Time calibration of a PT-path from the western Tauern window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. – Contrib. Miner. Petrol., **101**, 1–11, Heidelberg – New York.

BLAU, J. & GRÜN, B. (1995): Jura und Kreide in der Amlacher Wiesen-Mulde (Nördliche Lienzer Dolomiten). – In: HAUSER, C. (ed.): Geologie von Osttirol, 43–66, Geol. B.-A., Wien.

BLAUMOSER, N.H. (1991): A first complete aeromagnetic map of Austria and its transformations. – Abstr. General Assembly IUGG (IAGA GAM 5.19) 6 S., Wien.

BLAUMOSER, N.H. (1992): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen – A first complete aeromagnetic map of Austria and its transformations. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **84**, 185–203, Wien.

BODROGI, I., EBNER, F. et al. (1994): Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds).: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, 127–144, Wien.

BÖGEL, H. (1975): Zur Literatur über die „Periadriatische Naht". – Verh. Geol. B.-A., 163–199, Wien.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Ott Verlag, Thun.

BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger Geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.

BÖHM, F. & BRACHERT, T.C. (1993): Deep-water Stromatolites and Frutexites Maslov from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria. – Fazies, **28**, 145–168, Erlangen.

BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). – Geol. Rdsch., **84**, 272–286, Berlin.

BÖHNE, E. (1931): Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg, Gangverhalten und Erzfolge. – Arch. f. Lagerst.forsch. 1–106, Berlin.

BOJAR, H.P., MOGESSIE, A., HOINKES, G. & THALHAMMER, O. (1996): Geochemie und Schwefelisotopen-Verteilung der Gold-Arsenopyrit-Vererzung am Strassegg, Steiermark. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **141**, 72–73, Wien.

BOLDISZAR, T. (1968): Geothermal data from the Vienna Basin. – J. Geophys. Res., **73**, 613–618, Washington.

BORCHERT, H. (1961): Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. – Geol. Rdsch., **50**, 131–165, Stuttgart.

BOROVICZENY, F. & ALKER, A. (1961): Das Leukophyllitvorkommen von Kleinfeistritz bei Weißkirchen. – Min. Mitt.bl. Joanneum, **2**, 37–42, Graz.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1973): Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. Ital., **12**, 549–571.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1979): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. – Geol. Rundsch., 68/1, 41–60, Stuttgart.

BOTTRELL, S., YARDLEY, B. & BUCKLEY, F. (1988): A modified crush-leach method for the analyses of fluid inclusion electrolytes. – Bull. Mineral., **111**, 279–290, Paris.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

BRACK, W. (1977): Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich. – Diss. Fak. Geowiss., Ludwig-Maximilians-Universität München.

BRANDENSTEIN, M. & SCHROLL, E. (1960): Borgehalt in Magnesiten. – Radex Rdsch., 130–158, Radenthein.

BRANDENSTEIN, M., JANDA, I. & SCHROLL, E. (1960): Seltene Elemente in österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen. – TMPM, **7**, 280–285, Wien.

BRANDMAIER, P. (1989): Gangförmige Au-Ag Vererzungen der alten Goldbergbaue Hirzbach, Schiedalpe und Kloben in mesozoischen Metasedimenten der Hohen Tauern. – Diss. Univ. Salzburg, 167 S., Salzburg.

BRANDMAIER, P., PAAR, W.H., SCHRAMM, J.M. & CHEN, T.T. (1985): Geologie und edelmetallführende Kiesvererzungen der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling (Steiermark, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/9**, 201–222, Innsbruck.

BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 435–475, Wien.

BRANDNER, R. & SPERLING, M. (1995): Zur „Terrane"-geschichte der Lienzer Dolomiten (Drauzug) aus stratigraphischer und struktureller Sicht. – In: HAUSER, C. (ed.): Geologie von Osttirol, 23–35, Geol. B.-A., Wien.

BRAUNER, K. & GRÖGLER, K. (1957): Über das Vorkommen von Uran-Mineralien im Bauxit von Unterlaussa, Österreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **94**, 139–142, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1988): Die Flyschzone südwestlich von Steyr (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlagerungen zum Ultrahelvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, Wien.

BREITER, K., GÖD, R., KOLLER, F., SLAPANSKY, P. & KOPECKY, L. (1994): Mineralisierte Granite im Südböhmischen Pluton – Exkursion D. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 429–456, Wien.

BRIEGLEB, D. (1971): Geologie der Magnesitlagerstätten am Sattlerkogel in der Veitsch, Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **116**, 359–375, Wien.

BRIEGLEB, D. (1987): Geologische Verhältnisse im Bereich der Scheelitlagerstätte im Felbertal, Pinzgau (Land Salzburg). – Uni aktuell, **10**, 10–11, Salzburg.

BRIEGLEB, D. (1990): Über das Alter der geologischen Groß- und Kleinstrukturen im Bereich der Scheelitlagerstätte im Felbertal (Land Salzburg, Österreich). – In: TSK III: 3. Symp. f. Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum, Kurzfassungen; Graz.

BRIEGLEB, D. (1991): Die Scheelitlagerstätte im Felbertal bei Mittersill (Land Salzburg). – Ber. Dt. Min. Ges., **2**, 48–50, Stuttgart.

BRIGO, L. (1976): Quadro metallogenetico dell'Alto Adige. – Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 1137–1159, Roma.

BRIGO, L. & OMENETTO, P. (1979): Metallogenese der italienischen Ostalpen – 3rd ISMIDA (Leoben 1977). – Verh. Geol. B.-A., 249–266, Wien.

BRIGO, L., DAL PIAZ, G. & FERRARIO, A. (1976): Le mineralozzazioni cuprofere lagate ai termini effusivi di alcuni complessi ofiolitici nelle'area mediterranea. – Boll. Ass. Min. Subalp., **13**, 3, 352–376, Torino.

BRIGO, L. et al. (1977): Comparative reflections on four Alpine Pb-Zn-deposits. – In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (eds.): Time and strata bound deposits, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

BRIGO, L., DULSKI, P. et al. (1988): Strata-Bound Mineralizations in the Carnic Alps/Italy. – In: BOISSONAS, J. & OMENETTO, P. (Ed.): Mineral Deposits within the European Community, 485–498, Berlin.

BRINCK, J.W. (1972): Prediction of Mineral Resources and Long-Term Price Trends in the Non-Ferrous Metal Mining Industry. – a) Comm. European Community, Dir. Gen. for Energy, Brussels 1971, b) Proc. 24th Intern. Geol. Congress, Montreal.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (ed., 1996): Metallogenetic Map of Britain and Ireland 1 : 1.500.000 (COLEMAN, T.B. et al., compilers). – Brit. Geol. Surv., Keyworth, Nottingham.

BRIX, F. (1981): Der tertiäre und quartäre Anteil auf Blatt 76, Wiener Neustadt. – In: PLÖCHINGER, B. (ed.): Arbeitstagung Geol. B.-A., Blatt 76, 51–73, Geol. B.-A., Wien.

BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zum Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geol. B.-A., Wien.

BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds., 1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Aufl., 688 S., Naturhist. Mus. Wien.

BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **93**, 12–35, Hamburg – Wien.

BRODA, E., NOWOTNY, K., SCHÖNFELD, T. & SUSCHNY, O. (1956): Urangehalte österreichischer Braunkohlenaschen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 121–124, Wien.

BRUECKNER, H.K., MEDARIS, L.G. & BAKUN-CZUBAROW, N. (1991): Nd and Sr age and isotope patterns from the Variscan eclogites of the Eastern Bohemian Massif. – N. Jb. Miner. Abh., **163**, 169–196, Stuttgart.

BRUNLECHNER, A. (1899): Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze. – Jb. Naturhist. Landesmus. Kärnten, **25**, 61–96, Klagenfurt.

BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964): Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. – J. Petrol., **5**, 310–357, Oxford.

BUGGISCH, W. (1974): Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel, Oberperm, Karnische Alpen). – Carinthia II, **164**, 17–26, Klagenfurt.

BUGGISCH, W. (1978): Die Grödner Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rdsch., **67**, 149–180, Stuttgart.

BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rdsch., **65**, 649–690, Stuttgart.

BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & LÜTKE, F. (1975): Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschenigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1975), 263–278, Stuttgart.

BUNDESMINISTERIUM FÜR HANDEL, GEWERBE UND INDUSTRIE (ed., 1981–1989) (seit 1987 Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten): Grundlagen der Rohstoffversorgung. – H1–H9, Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR HANDEL, GEWERBE UND INDUSTRIE (ed., 1981): Konzept für die Versorgung Österreichs mit mineralischen Roh- und Grundstoffen. – 93 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR HANDEL, GEWERBE UND INDUSTRIE & BUNDESMINISTERIUM FÜR WISSENSCHAFT UND FORSCHUNG (ed., 1976): Symposium Rohstoffe und Zukunft (24. und 25. Oktober 1975), 95 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN (ed., 1987): Der Österreichische Bergbau, 285 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFTLICHE ANGELEGENHEITEN (ed., 1988): Neue Rohstoffe für Neue Technologien. – Symposium 21.–22.3.1988, 178 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR WISSENSCHAFT UND FORSCHUNG (ed., 1973): Konzept für die Geowissenschaftliche und Geotechnische Forschung in Österreich. – 48 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR WISSENSCHAFT UND FORSCHUNG (ed., 1977): Konzept für die Braunkohlenforschung in Österreich. – 35 S., Wien.

BUNDESMINISTERIUM FÜR WISSENSCHAFT UND FORSCHUNG (ed., 1981): Konzept für die Rohstofforschung in Österreich. – 94 S., Wien.

CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J. (1967): Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslovakei. – SAV, 496, Bratislava.

CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J. (1969): Geochemistry of pyrrhotite of various genetic types. – Univerzita Komenskeho, s. 336, Bratislava.

CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J. (1970): Mathematical-statistical evaluation of Ni and Co contents in pyrrhotites. – Geol. Sbornik, Geol. Carpath., **21**, 43 ff. Bratislava.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CAMBEL, B. & KRAL, J. (1989): Isotopic geochronology of the western Carpathian crystalline complex: the present stage. – Geol. Carpath., **40**, 387–410, Bratislava.

CANAVAL, R. (1885): Die Goldseifen von Tragin bei Paternion in Kärnten. – Jb. Geol. R.-A., **35**, 105–122, Wien.

CANAVAL, R. (1891): Notizen über die Eisenbergbaue Oberkärntens. I. Gail- und Gitschtal. – Carinthia, **81**, 11–22, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1893): Das Erzvorkommen am Umberg bei Wernburg in Kärnten. – Jb. nat. hist. Mus. **22**, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1895a): Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **31**, 3–109, Graz.

CANAVAL, R. (1895b): Die Erzvorkommen im Plattach und auf der Assam-Alm bei Greifenburg in Kärnten und die sie begleitenden Porphyrgesteine. – Jb. Geol. R.-A., **45**, 103–124, Wien.

CANAVAL, R. (1897a): Das Bergbauterrain in den Hohen Tauern. – Jb. nat. hist. Landesmus. Kärnten, **43/44**, 1–153, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1897b): Einige Bemerkungen betreffend das geologische Alter der Erzlagerstätte von Kallwang. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **32**, 149–159, Graz.

CANAVAL, R. (1898a): Zur Kenntnis der Erzvorkommen des Lamnitz- und Wellathales in Kärnten. – Carinthia II., **88**, 183–200, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1898b): Die Blei- und Zinkerzlagerstätten des Bergbaues Radnig bei Hermagor in Kärnten. – Carinthia II (1898), 1–15, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1899a): Die Blende und Bleiglanz führenden Gänge bei Metnitz und Zweinitz in Kärnten. – Carinthia II, **5**, 1–15, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1899b): Zur Kenntnis der Erzvorkommen in der Umgebung von Irschen und Zwickenberg. – Jb. Naturhist. Landesmus. Ktn., **45**, 97–157, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1899c): Das Erzvorkommen von Meiselding. – Carinthia, **89**, 104 –105, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1900a): Bleiglanzvorkommen von Treffen bei Villach. – Mineral. Mitteilungen aus Kärnten II., Carinthia II, **90**, 21–32, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1900b): Zur Kenntnis der Goldvorkommen von Lengholz und Siflitz in Kärnten. – Carinthia II., **90**, 210–222, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1902): Das Erzvorkommen von Wandelitzen bei Völkermarkt. – Carinthia II, **92**, 181–189, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1904): Die Eisensteinvorkommen von Kohlbach auf der Stubalpe. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **52**, 145–158, Wien.

CANAVAL, R. (1909): Die Erzgänge von Dechant und Ladelnig in der Teichl in Kärnten. – Carinthia, **99**, 12–21, Klagenfurt.

CANAVAL, R. (1911): Die Erzgänge der Siglitz bei Böckstein in Salzburg. – Zs. prakt. Geol., **19**, 257–278, Berlin.

CANAVAL, R. (1914): Über den Silbergehalt der Bleierze in den triassischen Kalken der Ostalpen. – Zs. prakt. Geol., **22**, 157–163, Berlin.

CANAVAL, R. (1919): Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **67**, 112–140, Wien.

CANAVAL, R. (1920): Das Goldfeld der Ostalpen und seine Bedeutung für die Jetztzeit. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **68**, 67–110, Wien.

CANAVAL, R. (1923): Das Graphitvorkommen von Klammberg bei Feld am Brenn-See nächst Radenthein in Kärnten. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **71**, 28–31, Leoben.

CANAVAL, R. (1926a): Die Erzvorkommen nächst der Großglocknerhochalpenstraße. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **74**, 22–27, Wien.

CANAVAL, R. (1926b): Die Goldvorkommen von Wulzentratten und Räderzeche bei Weißbriach im Gitschtale (Kärnten). – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **74**, 139–152, Wien.

CANAVAL, R. (1926c): Bemerkungen über die Erzvorkommen in der Umgebung von Finkenstein bei Villach. – Mont. Rdsch., 1926, **6**, 1–6, Wien.

CANAVAL, R. (1931): Der Blei- und Galmeibergbau Jauken bei Dellach i. Dr. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **79**, 1–7, Wien.

CANAVAL, R. (1934): Die Antimonvorkommen des oberen Drautales. – Mont. Rdsch., **26**, 20–21, Wien.

CARDICH-LOARTE, L.A. (1971): Beitrag zur Geochemie des Strontiums in der Blei-Zinklagerstätte Bleiberg/Kreuth. – Diss. Univ. Wien, 238 S., Wien.

CARDICH-LOARTE, L.A. & SCHROLL, E. (1972): Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zur Erzgenese – 2nd Int. Symp. Min. Dep. Alps. – Geologija, **15**, 337–342, Ljubljana.

CARDICH-LOARTE, L.A. & SCHROLL, E. (1973): Die Verteilung und Korrelation einiger Elemente in einem Erzkalkprofil der Bleiberger Fazies (Bleiberg/Kärnten – Rudolfschacht). – TMPM, **20**, 59–70, Springer, Wien.

CARL, R.R.B. (1988): Die Geologie der vorderen Hollersbachtal-Westseite (Scharntal), Bundesland Salzburg/Österr. – Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. München., 188 S., München.

CAROTHERS, W.W., ADAMI, L.H. & ROSENBAUER, R.J. (1988): Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO_2 siderite. – Geochim. Cosmochim. Acta, **52**, 2445–2450, London.

CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. – Europ. J. Mineralogy, **3**, 323–342, Stuttgart.

CARSWELL, D.A. & JAMTVEIT, B. (1990): Variscan Sm-Nd ages from high-pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. – N. Jb. Mineral. Abh., **162**, 69–78, Stuttgart.

CASSIDY, K.F. & GROVES, D.I. (1988): Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia. – Can. Min., **26**, 999–1012, Ottawa.

CERMAK, V. & HURTIG, E. (1979): Heat flow map of Europe. – In: CERMAK, V. & RYBACH, L. (eds.): Terrestrial heat flow in Europe, Springer, Berlin.

CERNY, I. (1974): Bericht über die Profilaufnahme „Bleiwände" Steinfeld und „Kolm" bei Dellach (Oberes Drautal, Kärnten). – Unveröffentl. BBU-interner Ber. (Archiv BBU), Bad Bleiberg.

CERNY, I. (1977): Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis" der Karawanken. – Carinthia II, **167/87**, 59–78, Klagenfurt.

CERNY, I. (1978): Geochemie „anisischer" Sedimentgesteine in den Nordkarawanken. – Carinthia II, **168/88**, 55–70, Klagenfurt.

CERNY, I. (1982a): Fazies und Pb-Zn-Vererzungen in den Hangenden Raibler Schichten der Draukalkalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 109–120, Wien.

CERNY, I. (1982b): Geochemie und Sedimentologie der Raibler Schichten im Raum Förolach (Gailtal, Kärnten). – Carinthia II, **172/92**, 63–76, Klagenfurt.

CERNY, I. (1984): Pb-Zn-Vererzungen in den Nordtiroler Kalkalpen. – Unveröffentl. Bericht (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.) Bad-Bleiberg.

CERNY, I. (1989a): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums – Die Bedeutung ihrer Geologie, Stratigraphie und Faziesgebundenheit für Prospektion und Bewertung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 5–125, Wien.

CERNY, I. (1989b): Current prospecting strategy for carbonate-hosted Pb-Zn Mineralizations at Bleiberg-Kreuth (Austria). – Econ. Geol., **84**, 1430–1435, New Haven.

CERNY, I. (1995a): Antimon. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995 Teil II. – Beiträge, 61–62, Hüttenberg.

CERNY, I. (1995b): Blei und Zink. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II. – Beiträge, 45–49, Hüttenberg.

CERNY, I. & HAGEMEISTER, A. (1986): Fluoritmineralisationen in mitteltriassischen Gesteinen am Jauken (Gailtaler Alpen/Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **176/96**, 407–417, Klagenfurt.

CERNY, I. & PHILLIPITSCH, R. (1983): Neue Kiesvererzungen im östlichen Gailtalkristallin. – Anz. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., **119**, 25–27, Wien.

CERNY, I. & SCHROLL, E. (1994): Blei-Zink-Rohstoffe sowie mit diesen assoziierte Nebenelemente (Spezialmetalle) in Österreich. – In: STERK, G. (ed.): Rohstoffe für neue Technologien, Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., **11**, 65–69, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CERNY, I. & SCHROLL, E. (1995): Heimische Vorräte an Spezialmetallen (Ga, In, Tl, Ge, Se, Te und Cd) in Blei-Zink- und anderen Erzen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 5–33, Wien.

CERNY, I. et al. (1980): Integrierte Rohstofforschung in der Kreuzeckgruppe. – Unveröffentl. Ber., Bad Bleiberg.

CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E. (1981): Schwefelisotopenzusammensetzung von Antimoniten und anderen Erzen aus Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. – Anz. mathem.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., **118**, 8, 161–163, Wien.

CERNY, I., SCHERER, J. & SCHROLL, E. (1982): Blei-Zink-Verteilungsmodell in stilliegenden Blei-Zink-Revieren der Karawanken. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 15–22, Wien.

CERNY, I., MOSER, P. & NEDEFF, P. (1989): Das Projekt „Lithium – Koralpe". – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **134**, 151–165, Wien.

CERNYSEV, I., CAMBEL, B. & KODERA, M. (1984): Lead isotopes in galenas of the West Carpathians. – Geologica Carpathica, **35**, 307–328, Bratislava.

CHANELL, J., BRANDNER, R. & SPIELER, A. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, **11**, 792–810, Washington.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. – Pacific Geology, **8**, 172–174, Tokyo.

CHOU, I.M., PASTERIS, J.D. & SEITZ, J.C. (1990): High-density volatiles in the system C-O-H-N for the calibration of a laser Raman microprobe. – Geochim. Cosmochim. Acta, **54**, 535–543, New York, Oxford.

CICHINI, H. (1985): Zistersdorf ÜT 2a – mit 8553 m Österreichs tiefste Bohrung. – Erdöl-Erdgas, **101**, 118–126, Hamburg – Wien.

CISSARZ, A. (1965): Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. – 228 S., Schweitzerbart, Stuttgart.

CLAR, E. (1927a): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **63**, 72–90, Graz.

CLAR, E. (1927b): Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. – Verh. Geol. B.-A., 229–231, Wien.

CLAR, E. (1929a): Über die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol). – Jb. Geol. B.-A., **79**, 333–356, Wien.

CLAR, E. (1929b): Über die Magneteisensteinlagerstätte am Plankogel bei Birkfeld. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **66**, 155–158, Graz.

CLAR, E. (1929c): Über die sedimentären Eisen- und Manganerze in der Breitenau und bei Mixnitz. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **66**, 150–154, Graz.

CLAR, E. (1931): Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites (aus der Breitenau bei Mixnitz (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **81**, 387–401, Wien.

CLAR, E. (1945): Ostalpine Vererzung und Metamorphose. – Verh. Geol. B.-A., 29–37, Wien.

CLAR, E. (1953a): Geologische Begleitbemerkungen zu O.M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex Rdsch., 408–416, Radenthein.

CLAR, E. (1953b): Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **42**, 107–127, Stuttgart.

CLAR, E. (1955): Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Erzlagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 17–28, Wien.

CLAR, E. (1956): Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. – Carinthia II, **60**, 22–31, Klagenfurt.

CLAR, E. & FRIEDRICH, O.M. (1933): Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. – Zs. prakt. Geol., **41**, 73–79, Berlin.

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1951): Die Arsenvererzung in der Stelzing bei Lölling, Saualpe, Kärnten. – Berg- u. Hüttenmänn., Mh., 172–174, Wien.

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953a): Die Magnesitlagerstätte in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). – Joanneum, Min. Mitt. bl., **1**/1953, 1–6, Graz.

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953b): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – Carinthia, **143/63**, 67–92, Klagenfurt.

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1981): Die grundlegenden Beobachtungen zur Entstehung der Eisenspatlagerstätten von Hüttenberg (Ein Beitrag zur Erinnerung). – Carinthia II, **91**, 55–92, Klagenfurt.

CLAR, E. & WEISS, H.P. (1965): Erfahrungen im Talzuschub des Magnesit-Bergbaus auf der Millstätter Alpe. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **110**, 447–460, Wien.

CLAR, E. et al. (1995): Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen zur Beurteilung von Einzugsgebiet, Herkunft, Verweilzeit und Vorräte von Thermalwasservorkommen am Beispiele Bad Kleinkirchheim (Kärnten, Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **17**, 7–121, Wien.

CLASEN, D. (1974): Prätektonisches Sulfiderz aus dem Pinzgauer Phyllit westlich Mitterberg (Salzburg). – Geol. Rdsch., **63/1**, 124–135, Stuttgart.

CLAUER, N. & SAMBHU CHAUDURI (eds., 1992): Isotopic signature and sedimentary record. – 529 S., Springer, Berlin.

CLIFF, R.A. (1977): Rb-Sr isotopic measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. – Verh. Geol. B.-A. (1977), 101–104, Wien.

CLIFF, R.A. (1980): U-Pb isotopic evidence from zircons for Lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **71**, 283–288, Heidelberg.

CLIFF, R.A. (1981): Pre-alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – Contrib. Mineral. Petrol., **77**, 262–266, Heidelberg.

CLIFF, R.A., HOLZER, H.F. & REX, D.C. (1975): The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. – Verh. Geol. B.-A., 347–350, Wien.

COLINS, E. & NACHTMANN, W. (1974): Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Pal. Mitt., **4/2**, 1–43, Innsbruck.

COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 343–378, Wien.

COLINS, E., HAMILTON, W. & SCHMIDT, F. (1992): The hydrocarbon potential of the Alpine subthrust and overthrust, Austria. – In: SPENCER, A.M. (ed.): Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons II, 193–199, Springer, Berlin.

COPLEN, T.B., KENDALL, C.C. & HOPPLE, J. (1983): Comparison of stable isotopes reference samples. – Nature, **302**, 236–238, London.

CORNELIUS, H.P. (1939): Geologische und petrographische Notizen vom Hochgrößen/Oppenberg. – Verh. Reichsanst. f. Bodenfschg., 150–160, Wien.

CORNELIUS, H.P. (1949): Manuskriptkarte der ÖK 152 Matrei i.O. – Unveröffentl. Manuskript, Arch. Geol. B.-A., Wien.

CORNELIUS, H.P. (1951): Die Geologie des Schneeberggebietes (Erläuterungen zur Geologischen Karte des Schneeberges 1 : 25.000). – Jb. Geol. B.-A., Sb. **2**, 111 S., Wien.

CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sb. **4**, 94 S., Wien.

CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1936): Geologie des Glocknergebietes (I.Teil). – Abh. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschg., **XXV**., 1–306, Wien – Berlin.

CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., **95**, 145–225, Wien.

CSONTOS, L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area. – Acta Vulcanologia, 1–13, Pisa– Rom.

CZERMAK, F. (1951): Vorkommen und Gewinnung von Arsenik in den Alpenländern. – Joanneum, Min. Mitt. bl. 42–43, Graz.

CZERMAK, F. (1954): Das „K.k. Bancal Eisenbergwerk in Schneeberg, nächst St. Leonhard im Lavanttal". – Carinthia II, **64**, 41–48, Klagenfurt.

CZERMAK, F. & SCHADLER, J. (1933): Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. – TMPM, N.F., **44**, 1–67 Leipzig.

CZJZEK, J. (1851a): Die Kohle der Kreideablagerungen bei Grünbach westlich von Wiener Neustadt. – Jb. Geol. R.-A., **2**, 107, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CZJZEK, J. (1851b): Kohleablagerungen bei Zillingdorf und Neufeld. – Jb. Geol. R.-A., **2**, 47–51, Wien.

CZURDA, K. (1973): Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 235–250, Wien.

DACHS, E. & PAAR, W.H. (1984): Schichtgebundene goldführende Buntmetall-Mineralisationen der Grauwackenzone zwischen Filzmoos, Radstadt und Mandling (Salzburg, Steiermark). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/5**, 113–123, Innsbruck.

DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1994): Cadomian $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent age spectra of detrital muscovites from the Eastern Alps. – J. Geol. Soc., **151**, 591–598, London.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zone): $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls. – Tectonophysics, **210**, 135–153, Amsterdam.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HANDLER, R. et al. (1992): $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr mineral age controls for the pre-Alpine and Alpine Tectonic Evolution of the Austro-Alpine Nappe Complex, Eastern Alps. – ALCAPA Field Guide, 47–59, IGP/KFU, Graz.

DAURER, A. (1977): Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophiolithen im Fimbertal. – Verh. Geol. B.-A., Wien.

DAURER, A. (1980a): Die Schobergruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 351–352, Springer, Wien.

DAURER, A. (1980b): Short notes on the Idalp Ophiolithes (Engadin Window, Tyrol, Austria). – Ofioliti, **5**, 101–106, Bologna.

DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (1978): Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69**, 77–88, Wien.

DE LAUNEY, L. (1913): Traité de Metallogenie.

DECKER, F., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Deuticke, Wien.

DECKER, K. & JARNIK, M. (1992): Structural analysis of the Rigaus, Fahrenberg und Nussensee Gosau (Northern Calcareous Alps, Salzburg – Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **38**, 93–106, Wien.

DECKER, K., MESCHEDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North- and South-penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – Tectonophysics, **223**, 291–312, Amsterdam.

DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion" der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 5–18, Wien.

DEGENS, E.T. & EPSTEIN, S. (1964): Oxygen and carbon isotope ratios on coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. – Geochim. Cosmochim. Acta, **28**, 23–44, Oxford.

DERKMANN, K. & KLEMM, D.D. (1977): Strata-bound kies-ore deposits in ophiolithic rocks of the „Tauernfenster" (Eastern Alps, Austria/Italy). – In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.-J. (ed.): Time and strata bound Ore Deposits, 305–313, Berlin.

DEUTSCH, A. (1976): Geologie der mittleren Goldeckgruppe zwischen Oberamlach und Baldramsdorf/Kärnten. – Unveröffentl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.

DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **120**, 231–294, Wien.

DIEBER, K. (1981): Geologischer Überblick über die Eisenspatlagerstätte Hüttenberg. – In: „2500 Jahre Eisen aus Hüttenberg", Kärntner Museumsschriften, **68**, 24–34, Klagenfurt.

DIERSCHE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., **58**, 217 S., Stuttgart.

DILL, H.G. (1996): The Late Variscan and Early Alpine Metallogeny in Central Europe. – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, 93–108, Mineralia Slovac. Coops. Bratislava.

DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. (1979): Plumbotectonics, the Phanerozoic. – In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2. Aufl., 22–70, Wiley & Sons, New York.

DOLENEC, T., KUSEJ, J. & PEZDIC, J. (1983): The isotopic composition of oxygen and carbon in lead and zinc deposits from Northern Karawanke. – In: SCHNEIDER, H.J. et al. (ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe, 176–188, Springer, Berlin – Heidelberg.

DOLEZEL, P. (1976): Zur Geochemie ostalpiner Sideriterze. – Diss. Univ. Wien, 163 S., Wien.

DOLEZEL, P. & SCHROLL, E. (1972): Zur Geochemie der ostalpinen Siderite – 2nd Intern. Symp. Miner. Dep. of the Alps. – Geologija, **15**, 343–359, Ljubljana.

DOLEZEL, P. & SCHROLL, E. (1979): Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – Proceedings 3rd ISMIDA, Verh. Geol. B.-A., 293–299, Wien.

DÖVENYI, P. & HORVÁTH, F. (1988): A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data from the Pannonian basin. – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution, AAPG-Memoir, **45**, 195–233, Tulsa.

DRAXLER, I. (1980): Das Quartär. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 56–69, Springer, Wien.

DRNEK, T.L. (1994): Die wirtschaftliche Bedeutung der Steine- und Erdengewinnung in Österreich. – Unveröffent. Diplomarb. Montanuniversität Leoben.

DRNEK, T.L. (1995): Die wirtschaftliche Bedeutung der Steine- und Erdengewinnung in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **140**, 447–453, Wien.

DROVENIK, M. (1983): Mobilization of ore and gangue minerals in some Slovenian mineral deposits. – In: PETRASCHECK, W.E. (ed.): Ore mobilization in the Alps and SE-Europe, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. d. Erdwissenschaftl. Komm., **6**, 75–82, Wien.

DROVENIK, M. & PUNGARTNIK, M. (1987): Nastanek cincovo-svincevega rudisca Topla in njegove znacilnosti (Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its pecularities). – Geologija, **30**, 245–314, Ljubljana.

DROVENIK, M., PLENICAR, M. & DROVENIK, F. (1980): The origin of Slovenian ore deposits. – Geologija, **23**, 1–157, Ljubljana.

DROVENIK, M., STRUCL, I. & PEDZDIC, J. (1980a): Izotopska sestava zvepla v svincevocinkovi nahajalisc severnik Karavank. – Rud. -Metal Zb., **27**, 179–197, 413–436, Ljubljana.

DROVENIK, M., STRUCL, I. & PEDZDIC, J. (1980b): The sulfur isotope composition of sulfides from ore deposits in Slovenia. – Rud. -Metal Zb., **24**, 195–246, Ljubljana.

DROVENIK, M., STRUCL, I. & PEDZDIC, J. (1980c): Sulfur isotopic composition in the lead zinc ore deposits in the Northern Karavanke. – Mining and Metallurgy Quarterly, 179–197, 413–436, Ljubljana.

DUDICH, E. & SIKLOSI, L. (1967): A fenyöföi, iszkaszentgyörgyi es Halimba – szöci bauxit nyomelem-geokemiai leirasa es összehasonlitasa. – Földtani Köztöny XCVII, 144–157, Budapest.

DULLO, W.D. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Ber. Hochschulschwerpunkt S 15, Frühalpidische Geschichte der Ostalpen, 1–15, Erlangen.

DULSKI, P. & MORTEANI, G. (1989): Magnesite formation by CO_2 metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rocks of the Ochsner serpentinite (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 95–104, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

DUNKL, I. (1992): Final episodes of the cooling history of eastern termination of the Alps. – In: NEUBAUER, F. (ed.): ALCAPA Field-Guide, 137–139, Graz.

DUTTON, S.P. & LAND, L.S. (1985): Meteoric burial diagenesis of Pennsylvanian arkosic sandstones, southwestern Anadarko Basin, Texas. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **69**, 22–38, Tulsa.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

EBNER, F. (1973): Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, **33**, 35–50, Graz.

EBNER, F. (1975): Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschenigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 281–287.

EBNER, F. (1976a): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum des Remschenigg und Sausal auf den Blättern 206, Eibiswald und 207, Arnfels. – Verh. Geol. B.-A., A175–A176, Wien.

EBNER, F. (1976b): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., 65–93, Wien.

EBNER, F. (1978a): Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **3**, 179–190, Wien.

EBNER, F. (1978b): Stratigraphie des Karbons der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 163–196, Wien.

EBNER, F. (1978c): Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf I (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 5–11, Wien.

EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **111**, 39–55, Graz.

EBNER, F. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal" (mit einem Beitrag von BECKER, L. & NEUBAUER, F.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, Wien.

EBNER, F. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 358–359, Wien.

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum der RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 363–373, Wien.

EBNER, F. (1989): Conodont mixed faunas – a tool for paleogeographic interpretations. – Geol. Soc. Greece, Spec. Publ., **1**, 19–22, Athens.

EBNER, F. (1990a): Rohstoffpotential des Steirischen Tertiärbekkens. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **135**, 363–371, Wien.

EBNER, F. (1990b): Carboniferous Sediments in Austria, Hungaria and Slovakia: Correlation, Paleogeography and Implications for Variscan Orogeny. – IGCP Project, No. 276, Bratislava.

EBNER, F. (1991a): Circummediterranean Carboniferous flysch sedimentation. – Mem. Geol. (Lausanne), **10**, 55–69, Lausanne.

EBNER, F. (1991b): Circummediterranean Carboniferous Preflysch Sedimentation. – Giorn. Geol. Ser. 3a, **53/1**, 197–208, Bologna.

EBNER, F. (1992a): Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria. – Spec. Vol. IGCP-Proj. 276, 37–47, Dionyz Stur Inst. Bratislava.

EBNER, F. (1992b): Vulkanismus im Steirischen Becken. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **137**, 231–242, Wien.

EBNER, F. & BECKER, L.P. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal". – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, Wien.

EBNER, F. & EHRENBERG, K. (1972): Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges. (1972), 229–237, Graz.

EBNER, F. & GRÄF, W. (1977): Die Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 155–176, Graz.

EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. – Archiv. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 31–45, Wien.

EBNER, F. & PROCHASKA, W. (1989): Geochemical characterization of Carboniferous sedimentary rocks within the Rannach-Group of the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). – Geol. Soc. Greece, Spec. Publ., **1**, 23–33, Athens.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **49**, 167–262, Graz.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). – Tectonophysics, **242**, 133–150, Amsterdam.

EBNER, F. & WEBER, L. (1982): Geochemische Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Mitteldevon der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 47–62, Wien.

EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1980): Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz.

EBNER, F., NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K. (1987): The Caledonian event in the Eastern Alps. – Minerala Slovaca. Monogr. **1987**, 169–182, Bratislava.

EBNER, F., FENNINGER, A., GOLLNER, H. et al. (1989): Stratigraphic Correlation Forms of Paleozoic Units in Austria. – Rend. Soc. Geol. It., **12**, 213–239, Roma.

EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österr.-Ungarn, Teil 1, 263–294, Wien.

EBNER, F., SACHSENHOFER, F. & SCHWENDT, A. (1991): Das Tertiär von Kirchberg am Wechsel. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **121**, 119–127, Graz.

EBNER, F., FRIEBE, G. & SACHSENHOFER, R. (1992): Evolution of the Neogene Styrian basin. – ALCAPA Field Guide, 141–153 (IGP/KFU), Graz.

EBNER, F., NEUBAUER, F. & RANTITSCH, G. (1996): Terrane characteristics of Southeastern Europe. – In: KNEZEVIC, V. & KRSTIC, B. (eds.): Terranes of Serbia, 41–47, Belgrade.

EDER, J. (1934): Die Literatur über das Goldvorkommen der „Sprinzgasse". – Mont. Rdsch., **22**, 1–4, Berlin – Wien.

EGGERT, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 147–155, Wien.

EGGERT, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien (etc.) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. – Berliner Geowiss. Abh. (A), **2**, 167 S., Berlin.

EGLE, S. (1991): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen des Gasteiner Thermalwassers. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 118 S., Wien.

EICHHORN, R. (1995): Isotopengeochemische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (Land Salzburg, Österreich). – Münchner Geol. Hefte, **15**, 1–78, München.

EICHHORN, R. & HÖLL, R. (1995): Geochemical and U-Pb-data from Felbertal scheelite deposit (Central Alps, Austria). – In: PASAVA, J. et al. (eds.): Mineral deposits: from their origin to their environment impacts, 859–861, Balkema, Rotterdam – Brookfield.

EICHHORN, R., SCHÄRER, U. & HÖLL, R. (1995): Age and evolution of scheelite-hosting rocks in the Felbertal deposit (Eastern Alps): U-Pb geochronology of zircon and titanite. – Contrib. Miner. Petrol., **119**, 377–386, Heidelberg.

EICHHORN, R., HÖLL, R., JAGOUTZ, E. & SCHÄRER, U. (1996): Metamorphic fluids from mica-breakdown – A source for primary tungsten enrichment? – Abstr. V.M. Goldschmidt Conference, 165, Heidelberg.

EICHHORN, R., SCHÄRER, U. & HÖLL, R. (1996): U-Pb dating of zircon and titanite: A case study in the polymetamorphic Felbertal scheelite deposit (Central Alps, Austria). – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, 187–190, Mineralia Slovac. Coop., Bratislava.

EICHHÜBEL, P. (1988): Groß- und kleintektonische Untersuchungen zum alpidischen und variszischen Gebirgsbau in den Östlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 123 S., Wien.

EICHLEITER, C.F. (1919): Graphite von Dietmannsdorf, Analysen. – Jb. Geol. R.-A., **69**, 1–42, Wien.

EL AGEED, A.E., SAAGER, R. & STUMPFL, E.F. (1979): The Hochgrössen Ultramafic Rocks and Associated Mineralizations, Rottenmann Tauern, Austria. – Verh. Geol. B.-A., 187–196, zgl. Proceed. 3rd ISMIDA, 13–22, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ELSGAARD, L., ISAKSEN, M.F., JÖRGENSEN, B.K. et al. (1994): Microbial sulfate reduction in deep-sea sediments at the Guayamas Basin hydrothermal vent area: Influence of temperature and substances. – Geochim. Cosmochim. Acta, **58** (16), 3335–3343, London.

ENQUETE-KOMMISSION „SCHUTZ DES MENSCHEN UND DER UMWELT" (1994): Die Industriegesellschaft gestalten – Perspektiven für einen nachhaltigen Umgang mit Stoff- und Materialströmen. – 765 S., Economica Verlag, Bonn.

ERICH, A. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Blatt Weitra. – Geol. B.-A., Wien.

ERKAN, E. (1977a): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 343–400, Wien.

ERKAN, E. (1977b): Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 2a, 9–17, Wien.

ERKAN, E. & RADWAN, Y. (1982): Bericht über Prospektionsarbeiten auf Kupfer und radioaktive Erze südwestlich von Wald am Schoberpaß. – Unveröffentl. Ber., 2 S., Leoben.

ERNST, W. (1970): Geochemical facies analysis. – In: Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, Amsterdam.

ERTL, A. (1995): Elbait, Olenit, Dravit-Buegerit-Mischkristalle, Dravit, Uvit und ein neuer Al-Turmalin (?) von österreichischen Fundstellen. – Mitt. Österr. Min. Ges., **140**, 55–72, Wien.

ERTL, R.F. & ERTL, S. (1974): Die bemerkenswertesten Lazulithvorkommen in Österreich. – Der Aufschluß, **25**, 526–530, Heidelberg.

ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, 31–34, Wien.

EXEL, R. (1982): Die Mineralien Tirols. – Band 2 Nordtirol, Vorarlberg und Osttirol. – Athesia-Tyrolia, 199 S., zahlr. Abb., Bozen – Innsbruck.

EXEL, R. (1984): Ein gangförmiges Fluoritvorkommen in der Zentralgneiszone des westlichen Tauernfensters (Zillertaler Alpen, Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 29–33, Wien.

EXEL, R. (1986): Erläuterungen zur Lagerstättenkarte von Osttirol. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 19–31, Wien.

EXNER, C. (1950): Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **95**, 92–102, 115–126, Wien.

EXNER, C. (1953a): Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia II, **63**, 124–128, Klagenfurt.

EXNER, C. (1953b): Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmische Masse). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 217–252, Wien.

EXNER, C. (1956): Geologische Beobachtungen 1955 in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißeckgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **25**, Wien.

EXNER, C. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – 170 S., Geol. B.-A., Wien.

EXNER, C. (1970): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (südliche Böhmische Masse). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**, 9–39, Wien.

EXNER, C. (1972): Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges., **64** (1971), 1–108, Wien.

EXNER, C. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., 3–64, Wien.

EXNER, C. (1979): Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, Wien.

EXNER, C. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 343–410, Wien.

EXNER, C. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **125**, 51–154, Wien.

EXNER, C. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, 1 Kte. Wien.

EXNER, C. (1996): Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **139**, 155–190, Wien.

EXNER, C. & KIRCHNER, E. (1982): Zum Chemismus einiger basischer Gesteine aus dem Flysch und Klippenraum. – Jahresber. Hochschulschwerpunkt S 15 (1981), 55–59, Leoben.

FAUPL, P. (1970): Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien.

FAUPL, P. (1972): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges., **63** (1970), 22–51, Wien.

FAUPL, P. (1975): Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 528–540, Stuttgart.

FAUPL, P. (1977): Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., **113**, 131–134, Wien.

FAUPL, P. (1984): Einführung in die Historische Geologie. – 184 S., Prugg-Verlag, Eisenstadt.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68**, 93–120, Stuttgart.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: Correlations, heavy minerals and paleogeographic implications. – Cretaceous Research, **13**, 387–403, Academic Press, Oxford.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R. et al. (1970): Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., **113**, 73–158, Wien.

FAURE, G. (1977): Principles of Isotope Geology. – 2nd ed., 589 S., John Wiley & Sons, New York.

FECHNER, K. & GÖTZINGER, M.A. (1985): Zur Mineralogie eines Korund-führenden Pegmatites und seiner Reaktionszonen zum Serpentinit (Kl.-Heinrichschlag W Krems, Niederösterreich). – Mitt. Österr. Min. Ges., **130**, 45–56, Wien.

FEITZINGER, G. (1989): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an gangförmigen Gold-Silbervererzungen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). – Diss. nat.wiss. Fak. Univ. Salzburg, 191 S., Salzburg.

FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1988): Montangeologie stratiformer Buntmetallvererzungen am Schwemmberg bei Radstadt (Grauwackenzone, Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 5–18, Wien.

FEITZINGER, G. & PAAR, W.H. (1991): Gangförmige Gold-Silber-Vererzungen in der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärntnen). – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 17–50, Wien.

FEITZINGER, G., PAAR, W.H., TARKIAN, M. et al. (1995): Vein Type Ag-(Au)-Pb, Zn, Cu-(W,Sn) Mineralization in the Southern Kreuzeck Mountains, Carinthia Province, Austria. – Mineralogy and Petrology, **53**, 307–332, Wien.

FELSER, K. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 2a, 17–23, Wien.

FELSER, K. & SIEGL, W. (1977): Die Magnesite in der steirischen Grauwackenzone und die Auswahl geeigneter Prospektionsgebiete nach geologisch-faziellen und lagerstättenkundlichen Kriterien. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 41–46, Graz.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63** (1970), 52–141, Wien.

FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.L. et al. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 243–255, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1963): Entwicklungstendenzen im Bergbau. – In: Festschrift zum Leobner Bergmannstag 1962, 44–56, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1967): Bergtechnische Entwicklungen und Probleme im österreichischen Bergbau. – Erzmetall, **20**, 547–598, Clausthal-Zellerfeld – Stuttgart.

FETTWEIS, G.B. (1972): Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaus in Österreich. – In: Fachverband der Bergwerke und Eisen erzeugenden Industrie: Österreichs Berg- und Hüttenwesen in Gegenwart und Vergangenheit, 5–11, Montanverlag, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1976): Weltkohlenvorräte – Eine vergleichende Analyse ihrer Erfassung und Bewertung. – 435 S., Verlag Glückauf, Essen.

FETTWEIS, G.B. (1977a): Warum unterscheiden sich Vorratsangaben?. – Erzmetall, **30**, 9–15, Clausthal-Zellerfeld – Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FETTWEIS, G.B. (1977b): Zur Frage der Abbauwürdigkeit im österreichischen Berggesetz 1975. – Zs. f. Bergrecht, **118**, 221–240, Bonn.

FETTWEIS, G.B. (1977c): Beiträge der Bergbauwissenschaften zur Lösung der Rohstoffprobleme. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 111–121, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1977d): Besonderheiten der Bergbauforschung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 321–335, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1979a): World Coal Resources. Methods of Assessment and Results. – 415 S., Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York.

FETTWEIS, G.B. (1979b): Forschungen zur Erschließung und Nutzung von Lagerstätten in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 569–577, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1979c): Zur Auswahl von Betriebs- und Abbauverfahren als Kriterien für die Bewertung von Vorkommen fester mineralischer Rohstoffe. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 621–632, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1979d): Über die Verfügbarkeit von festen mineralischen Energierohstoffen. – Radex Rdsch., 1042–1060, Radenthein.

FETTWEIS, G.B. (1979e): Proposal to Distinguish Between Occurrences and Resources of Mineral Commodities with Special Reference to Coal. – In: GRENON, M. (ed.): Future Coal Supply for the World Energy Balance, 66–81, Pergamon, Oxford – New York – Toronto – Sydney – Paris – Frankfurt.

FETTWEIS, G.B. (1979f): Quality and „Bonität" of Mineral Occurrences as Factors of Mineability. – In: GRENON, M. (ed.): Future Coal Supply for the World Energy Balance, 82–99, Oxford – New York – Toronto – Sydney – Paris – Frankfurt.

FETTWEIS, G.B. (1981a): Die internationale Einordnung von Mineralvorräten „The international classification of mineral resources" der Vereinten Nationen – Entstehung und Struktur. – Erzmetall, **34**, 400–406, 465–469, Clausthal-Zellerfeld – Weinheim.

FETTWEIS, G.B. (1981b): Bauwürdigkeit und Verfügbarkeit von Steinkohlenvorkommen in der Welt – Zusammenhänge und Entwicklungen. – Glückauf, **117**, 1019–1031, Essen.

FETTWEIS, G.B. (1981c): Bergmännische Gesichtspunkte zur Rohstoffversorgung. – In: Österr. Akad. d. Wiss. (ed.): Rohstoffe und Energie in Österreich – Beispiele für Möglichkeiten und Grenzen, 17–66, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1981d): Kohlesituation im Inland und Ausland, Öl- und Gasressourcen. – Österr. Zs. Elektrizitätswirtschaft, **34**, 141–157, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1981e und 1982): Bemerkungen zur Kohlesituation in Österreich und in der Welt. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **126**, 203–221, Wien; Energierohstoffe im Alpen-Adria-Raum, Amt der Stmk. Landesreg. (ed.), 58–122, Graz.

FETTWEIS, G.B. (1983a): Bergmännische Überlegungen zur Exploration im allgemeinen und zum Stand der Kohlenexploration in Österreich im besonderen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **128**, 93–106, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1983b): Zusammenhänge und technische Entwicklungen bei der Verfügbarkeit mineralischer Rohstoffe – Übersicht unter Berücksichtigung einschlägiger Leobener Arbeiten. – In: Sitz.-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., mathem. naturwiss. Kl., Abt. I, **192**, 141–166, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1984a): Arbeiten am Institut für Bergbaukunde der Montanuniversität Leoben in den Jahren 1959–1984. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **129**, 259–277, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1984b): Die Vorteile der Erfassung von Mineralvorräten nach den Empfehlungen der Vereinten Nationen und Vorschlag zu deren Weiterentwicklung. – In: 12th World Mining Congress New Delhi/Kalkutta 1984, TS I/1.01, 1–19, New Delhi – Kalkutta.

FETTWEIS, G.B. (1985a): The Advantages of Mineral Resource Assessment According to the United Nations Recommendations and Suggestions for their Further Development. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **130**, 187–195, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1985b): Die Tätigkeiten des Instituts für Rohstofforschung bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. – In: Steirische Beiträge zur Rohstoff- und Energieforschung, Sh. **4**, 107–117, Graz.

FETTWEIS, G.B. (1989a): Die wissenschaftlichen Grundlagen des Bergfachs. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **134**, 373–376, Wien.

FETTWEIS, G.B. (1989b): Rock Mechanics as a part of a mining engineering subdiscipline: geo-mining conditions. – Mineral Resources Engineering, **2**, 213–223, London – New York – Philadelphia.

FETTWEIS, G.B. (1990): Der Produktionsfaktor Lagerstätte. – In: FETTWEIS, G.B., GENTZ, H. & GATHEN, R., v.d.: Die elementaren Produktionsfaktoren des Bergbaubetriebes (WAHL, S., v. [ed.]): Bergwirtschaft, Bd. 1, 1–148, Verlag Glückauf, Essen.

FETTWEIS, G.B. (1992): Bergbauwissenschaften in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft. – In: MANANA, R. (ed.): Perspektiven des Bergbaus, Congreso Mundial de Mineraria. 775–784, Tlasa, Madrid.

FETTWEIS, G.B. et al. (1979): Forschungen zur Erschließung und Nutzung von Lagerstätten in Österreich – Berichte zum Forschungsschwerpunkt 1973–1978. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 569–632, Wien.

FETTWEIS, G.B., BRANDSTÄTTER, W.A. & HRUSCHKA, F. (1985): Was ist Lagerstättenbonität? – Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**, 23–40, Wien.

FETTWEIS, G.B., BRANDSTÄTTER, W.A. & HRUSCHKA, F. (1986): Zur Lagerstätte als Produktionsfaktor des Bergbaus. – Publ. Techn. Univ. Heavy Industry, Series A, Mining **41**, 11–28, Miskolc.

FETTWEIS, G.B., LECHNER, E.M. & SCHMIDT, W.J. (1988): Leitlinien der Entwicklung im Bergbau auf feste mineralische Rohstoffe. – In: FETTWEIS, G.B., WEBER, F. & WEISS, A. (ed.): Bergbau im Wandel, 110–114, Akad. Druck- und Verlagsanstalt und Verlag Glückauf, Graz – Essen.

FETTWEIS, G.B.L. (1994a): Zum ökonomischen Prinzip im Bergbau – Besonderheiten und Einordnung in das übergeordnete Rationalprinzip. – Erzmetall, **47**, 23–33, Clausthal-Zellerfeld – Altenburg.

FETTWEIS, G.B.L. (1994b): Zur Zukunft des Bergfachs. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **139**, 107–121, Wien.

FETTWEIS, G.B.L. (1995a): Historical Development of Reserves/Resources Classification with Emphasis on the United Nations Classification of Mineral Resources of 1979 and its Consequences for the Austrian Norm Classification of 1989. – In: KELTER, D. (ed.): (siehe dort), 36–62, Hannover.

FETTWEIS, G.B.L. (1995b): Keine Zukunft der Menschheit ohne pflegliche Nutzung der Erdkruste. – a) Publ. Univ. Miskolc, Series A, Mining 50, 3–16; b) Erzmetall **48**, 542–553, Clausthal-Zellerfeld – Altenburg.

FETTWEIS, G.B.L. (1996a): On the economic principle in mining – particularies and integration into the superordinate rational principle. – Natural Resources and Development, **42**, 92–111, Tübingen –Hannover – Metzingen.

FETTWEIS, G.B.L. (1996b): Reflexionen über den europäischen und insbesondere den ostalpinen Bergbau zur Zeit des Georgius Agricola – Thesen und Erörterungen zu seiner Bedeutung. – res montanarum, **14**, 7–35, Leoben.

FEUCHTER, A. (1935a): Die Erzlagerstätten der Bergbaue Kupferplatte und Kelchalpe bei Kitzbühel. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **83**, 41–48, Wien.

FEUCHTER, A. (1935b): Die Erzlagerstätten der Bergbaue Kupferplatte und Kelchalpe bei Kitzbühel. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **82**, 72–80, 171–185, Wien.

FEUERBACH, M. & UNGER, H.J. (1969): Die Schwefelkieslagerstätte Bernstein (Burgenland, Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 3–33, Leoben.

FINGER, F. (1981): Beziehung zwischen Grüngesteinen und Metasedimenten im hinteren Großarl- und Gasteinertal. – Unveröffentl. Vorarb. Inst. f. Geowiss. Univ. Salzburg, 30 S., Salzburg.

FINGER, F. & CLEMENS, F. (1995): Migmatization and "secondary" granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of "primary" granitoids in Southern Bohemia, Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., **120**, 311–326, Heidelberg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FINGER, F. & HÖCK, V. (1982): Die Grüngesteine von Karteis (Großarltal, Hohe Tauern) – ein Typusprofil des Grüngesteinszuges Zederhaustal – Großarltal – Rauristal. – Ber. Hochschulschwerpunkt S 15 Frühalpidische Geschichte der Ostalpen, 39–54, Leoben.

FINGER, F. & QUADT, A., v. (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb vs Rb/Sr Geochronologie. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **137**, 83–86, Wien.

FINGER, F. & QUADT, A., v. (1995): U/Pb ages of zircons from a plagiogranite gneiss in the southeastern Bohemian Massif, Austria – further evidence for an early Paleozoic rifting episode in the eastern Variscides. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **75**, 265–270, Zürich.

FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – Geodyn. Acta, **2**, 75–87, Paris.

FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1990): I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. – Geology, **18**, 1207–1210, Boulder.

FINGER, F., KRAIGER, H. & STEYRER, H.P. (1985): Zur Geochemie des K1-Gneises der Scheelitlagerstätte Felbertal (Pinzgau, Salzburg) – ein Vorbericht. – Der Karinthin, **92**, 225–235, Klagenfurt.

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B. et al. (1992): Late Plutonism in the Eastern Alps. – ALCAPA Field Guide, IGP/KFU Graz, 37–45, Graz.

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B. et al. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 375–391, Springer, Berlin – Heidelberg.

FINGER, F., BÜTTNER, S. & HAUNSCHMID, B. (1996): Anatexis im Tiefenstockwerk des Südböhmischen Batholits: Die Granitoide der Mühl- und Sauwaldzone. – Exkursionsführer Wandertagung 1996, Österr. Geol. Ges., 6–11, Wien.

FINKELMAN, R.B. (1993): Trace and minor elements in coal. – In: ENGEL, M.H. & MACKO, S.A. (eds.): Organic Geochemistry – Principles and applications, 593–607, Plenum Press, New York.

FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Bull. Geol. Surv. Kansas, **169**, 107–149, Lawrence.

FISCHER, G. (1957): Über die Bitumenmergel von Seefeld in Tirol. – Geol. Jb., **74**, 63–74, Hannover.

FLEISCHER, M. & MANDARINO, J.A. (1995): Glossary of mineral species 1995. – The Mineralogical Record Inc., 280 S., Tucson, Arizona, U.S.A.

FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in Northern Calcareous Alps. – SEPM Spec. Publ., **30**, 291–359, Tulsa.

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alp and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin, Carnic Alps), Proceedings 15–19, Bologna.

FLÜGEL, H. (1952): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums I. Die Baue um den Trötschstock. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **97**, 61–67, Wien.

FLÜGEL, H. (1953): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums III. Die Baue zwischen Groß Stübing und Rabenstein. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **98**, 61–68, Wien.

FLÜGEL, H. (1970): Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964–1969). – Zbl. Geol. Paläont., **I**/1970, 661–687, Stuttgart.

FLÜGEL, H. (1976): Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont., I, 1995, 665–684, Stuttgart.

FLÜGEL, H. & E. (1953): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums IV. Besitzverhältnisse, Zusammenfassung und Schluß. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **98**, 211–218, Wien.

FLÜGEL, H. & HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiärbecken. – Samml. Geol. Führer, **47**, 196 S., Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1952): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums II. Die Baue um Arzberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **97**, 227–234, Wien.

FLÜGEL, H.W. (o.J.): Die Blei-Zink-Lagerstätten von Haufenreith-Arzberg. – Weiz, Geschichte und Landschaft in Einzeldarstellungen, 6/A, 6 S., Weiz.

FLÜGEL, H.W. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. 1. Aufl. – Mitt. Mus. Bergbau Joanneum, **23**, 212 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. (1964): Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 401–443, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Steirische Neogen-Becken. – Exkursionsführer 42. Jahrestagung Paläont. Ges., 199–225, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, 288 S., Graz.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.

FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, K.H. (1967): Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der nördlichen Kalkalpen. – Contr. Mineral. Petrol., **14**, 229–249, Heidelberg.

FOETTERLE, F. (1855): Über die Resultate der geologischen Aufnahme in Nord-Kärnthen. – Jb. Geol. R.-A., **6**, 201, Wien.

FORSCHUNGSGESELLSCHAFT JOANNEUM (ed., 1988): Regionales Rohstoffpotential ÖK 155 (Teilprojekt Hohe Tauern) Dokumentation der Datenbank, Mineralische Vorkommen. – Unveröffentl. Ber., Archiv Joanneum Research, 197 S., Graz – Leoben.

FRANCU, J., MÜLLER, P., SUCHA, V. & ZATKALIKOVA, V. (1990): Organic matter and clay minerals as indicators of thermal history in the Transcarpathian depression (east Slovakian neogene basin) and the Vienna basin. – Geolosky Zbornik – Geologica Carpathica, **41**, 535–546, Bratislava.

FRANK, W. (1981): Zur Lage der Versorgungssicherung Österreichs. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **126**, 58–59, Wien.

FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Deuticke, Wien.

FRANK, W. (1994): Geochronology and evolution of the South Bohemian Massif: A review. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 41–43, Wien.

FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – TMPM, **23**, 191–203, Wien.

FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I. et al. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jb. Hochschulschwerpunkt S 15, **3**, 263–293, Leoben.

FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, C. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, Deuticke, Wien.

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Deuticke, Wien.

FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse. – Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, **3**, 185–228, Wien.

FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – In: DALLMEYER, R.D. (ed.): Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens, Geol. Soc. Am., Spec. Paper, **230**, 67–90, Boulder.

FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1990): Pteridophyll leaf fragments from the Mauertal/Großvenediger. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **135**, 24–25, Wien.

FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1991): Carbo-Permian pteridophyll leaf fragments from an amphibolite facies basement, Tauern Window, Austria. – Terra Nova, **3**, 137–141, Oxford.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien.

FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im Niederösterreichischen Waldviertel. – Nachr. Dt. Geol. Ges., **1970**, 55–61, Hannover.

FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Brno-Vistulikums – eine Einführung. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1991, 49–62, Wien.

FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald. – Reihe der Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 30 S., Wien.

FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. – European J. Miner., **3**, Beih. 2, 23–40, Stuttgart.

FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Aufschluß, Sh., **15**, 30–58, Heidelberg.

FRASL, G. & FUCHS, G. et al. (1977): Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. – Führer Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977, 5–10, Wien.

FRASL, G. & HERBST, J. (1983): Die Frage der Herkunft der blaugrünen Hornblenden in der Molassezone am Alpennordrand. – Jahresber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, **4**, 57–65, Leoben.

FRASL, G., HÖCK, V. & FINGER, F. (1990): The Moravian Zone in Austria. – IGCP no 233, Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens – Field Guide Bohemian Massif, 127–142, Göttingen/Gießen.

FREH, W. (1956): Alte Gagatbergbaue in den nordöstlichen Alpen. – Min. Mitt. Joanneum, 1–14, Graz.

FREH, W. & HABERFELNER, E. (1950): Ein alter Gagatbergbau in Oberösterreich. – Jb. Oberösterr. Musealverein, **95**, 337–350, Linz.

FREYN, R. (1905): Über einige neue Mineralfunde und Fundorte in Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **42**, 283–318, Graz.

FRIEBE, J.G. (1991): Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die „Steirische Phase". – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 41–54, Stuttgart.

FRIEDL, G., QUADT, A., v. & FINGER, F. (1992): Erste Ergebnisse von U/Pb Altersdatierungen am Rastenberger Granodiorit im niederösterreichischen Waldviertel. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **137**, 131–134, Wien.

FRIEDL, G., QUADT, A., v. & FINGER, F. (1993): Erste Ergebnisse von U/Pb Altersdatierungen am Rastenberger Granodiorit im Niederösterreichischen Waldviertel. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **137**, 131–143, Wien.

FRIEDL, G., QUADT, A., v. & FINGER, F. (1996): Timing der Intrusionstätigkeit im Südböhmischen Batholith. – TSK 6 Abstractband, **127**, Facultas Universitätsverlag Wien.

FRIEDMAN, I. & O'NEILL, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: Data of Geochemistry, 6th ed., U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 440-KK, Reston.

FRIEDRICH, O.M. (1929a): Die Siderit-Eisenglimmerlagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **77**, 131–145, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1929b): Beitrag zur Kenntnis der Eisenglimmerlagerstätte von St. Nikolai im Groß-Sölktal. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **66**, 159–163, Graz.

FRIEDRICH, O.M. (1930a): Unveröffentlichte Notiz. – Lagerstättenarchiv.

FRIEDRICH, O.M. (1930b): Die Roteisensteinlagerstätte im Heuberggraben bei Mixnitz. – Verh. Geol. B.-A., 203–208, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1932): Eine alte, pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen. – N. Jb. Min., A, Beil.bd., **65**, 479–508, Stuttgart.

FRIEDRICH, O.M. (1933a): Notiz über die Mineralführung der Lagerstätte Kliening im Lavanttal. – TMPM, **43**, 447–452, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1933b): Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **81**, 84–99, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1933c): Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **81**, 1–14, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1933d): Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **70**, 48–60, Graz.

FRIEDRICH, O.M. (1933e): Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. – Mitt. Wiener Mineralog. Ges., **98**, 78–81, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1933f): Über Kupferlagerstätten der Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenmann. Jb., **81**, 54–61, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1934a): Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. 1, **143**, 95–108, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1934b): Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. – TMPM, **45**, 78–81, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1935): Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **83**, 34–39, 46–60, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1936a): Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **84**, 131–137, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1936b): Über die Vererzung des Nockgebietes. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. I., **145**, 227–258, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1936c): Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., Abt.I., **145**, 121–152, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1936d): Beiträge zur Kenntnis steirischer Erzvorkommen. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **73**, 10–18, Graz.

FRIEDRICH, O.M. (1937a): Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen. – Berg. u. Hüttenmänn. Jb., **85**, 283–291, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1937b): Überblick über die ostalpine Metallprovinz. – Zs. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich, **85**, 241–253 Berlin.

FRIEDRICH, O.M. (1941): Notizen über ein Magnetkiesvorkommen bei Schlaiten im Iseltal, Osttirol. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **89**, 101–102, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1942): Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **90**, 131–136, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1947): Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. – Berg- u. Hüttenmann. Jb., **92**, 66–85, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1948): Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **93**, 13–15, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1951): Zur Genese ostalpiner Spatmagnesit- und Talklagerstätten. – Radex Rdsch., 281–298, Radenthein.

FRIEDRICH, O.M. (1953a): Das Gebiet um die Turracherhöhe. – Carinthia II, **143**, 154–159, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1953b): Die Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein bei Twimberg im Lavanttal. – Carinthia II, **143**, 93–95, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1953c): Die Goldlagerstätte Schellgaden. – Carinthia II, **143**, 129–131, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1953d): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex Rdsch., **1953**, 371–407, 1 Karte 1 : 500.000, Radenthein.

FRIEDRICH, O.M. (1953e): Lagerstättenkarte der Ostalpen (Erze und einige nutzbare Minerale) 1 : 500.000. – Radex-Rdsch., **7/8**, Radenthein.

FRIEDRICH, O.M. (1954): Zur Vererzung von Pusterwald. – Min. Mitt. bl. Joanneum, **2**, 25–39, Graz.

FRIEDRICH, O.M. (1955): Die Kärntner Erzlagerstätten. – Carinthia II, **65**, 25–38, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1956): Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe, Übersicht und Genesis. Mit 1 Übersichtskarte. – 5 Abb., Carinthia I, **20**, 49–68, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1958): Die Erzlagerstätten des Lavanttales. – Planungsatlas Lavanttal, **1**, 41–45, 1958 (Archiv Landesmuseum Klagenfurt).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FRIEDRICH, O.M. (1967a): Bemerkungen zu einigen Arbeiten über die Kupferlagerstätte Mitterberg und Gedanken über ihre Genesis. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 146–169, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1967b): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 80–130, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1967c): Unken bei Lofer – Eine sedimentäre Zn-Pb-Lagerstätte in den nördlichen Kalkalpen. – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **5**, 56–79, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1968a): Die Lagerstätten der Steiermark. – Katalog zur 4. Landesaustellung, Graz.

FRIEDRICH, O.M. (1968b): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **8**, 136 S., Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1968c): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Karinthin, **58**, 6–17, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1969a): Erzmikroskopische Beobachtungen an Erzen der Kieslagerstätte Rettenbach im Pinzgau. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 65–72, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1969b): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. 2. Teil. – Archiv f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 107–130, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1971): Bemerkungen über das Erzvorkommen im Pirkergraben bei Oberdrauburg. – Car. II, **28** (Kahler FS.), 259–271, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. (1972): Geosynklinalbildung und Lagerstätten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **13**, 3–33, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1974): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II. Teil. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1975a): Kurzbericht über die Vererzungen der Schladminger Tauern. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 117–127, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1975b): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. III. Teil. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 29–63, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. (1978): Notizen über das Eisenglanzvorkommen Rotrasten bei Ebene Reichenau, Kärnten. – Carinthia II, **168/88**, 13–23, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. & HADITSCH, J.G. (1971): Ein Beitrag zur Kenntnis der Nickel- und Kobaltführung in den Erzen von Mitterberg (Mühlbach/Hochkönig). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 55–62, Leoben.

FRIEDRICH, O.M. & HADITSCH, J.G. (1983): Liste ostalpiner Mineralrohstoffvorkommen. – Unveröffentl Ber., FGJ, Leoben 1983.

FRIEDRICH, O.M. & KRAJICEK, E. (1952): Die Kärntner Erzlagerstätten. I. Teil: Kärntner Quecksilberlagerstätten I – Der ehemalige Zinnoberbergbau im Buchholzgraben bei Stockenboi. – Carinthia II, **62/1**, 133–149, Klagenfurt.

FRIEDRICH, O.M. & MATZ, K. (1939): Der Stübelbau zu Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **87**, 34–39, Wien.

FRIEDRICH, O.M. & PELTZMANN, I. (1937): Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachenalm im Pinzgau. – Verh. Geol. B.-A., 245–253, Wien.

FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G. (1979): Oxygen and Hydrogen Isotope Studies on Minerals from Alpine Fissures and Their Gneissic Host Rocks, Western Tauern Window (Austria). – Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 149–152, Heidelberg.

FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläogeographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmuttergesteins: bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen). – Diss. Univ. Freiberg, 175 S., Freiberg.

FRIMMEL, H. (1987a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **32**, 39–65, Wien.

FRIMMEL, H. (1987b): Isotopengeologische Hinweise für eine paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – SMPM, **66**, 193–208, Zürich.

FRIMMEL, H. (1988a): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **23**, 268–275, Berlin – Heidelberg – New York.

FRIMMEL, H. (1988b): Sr-Isotopenuntersuchungen zur Aufsuchung von Erzkörpern (Baryt/Brixlegg; W-Vorkommen Mallnock/Kärnten). – Unveröffentl. Ber., ÜLG 22/87, 74 S., Wien.

FRIMMEL, H. (1988c): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) – Genese und paläotektonische Implikationen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 575–592, Wien.

FRIMMEL, H. (1989): Einsatzmöglichkeiten der Strontium-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 127–146, Wien.

FRIMMEL, H. & NIEDERMAYR, G. (1991): Strontium isotopes in magnesites from Permian and Triassic strata, Eastern Alps. – Appl. Geochem., **6**, 89–96, Pergamon, Oxford – New York – Seoul – Tokyo.

FRIMMEL, H. & PAPESCH, W. (1990): Sr, O, and C Isotope Study of the Brixlegg Barite Deposit, Tyrol (Austria). – Econ. Geol., **85**, 1162–1171, New Haven.

FRIMMEL, H., GÖTZINGER, M.A. & PAPESCH, W. (1989): Isotope Geochemistry (C,O,Sr) and Fluid Inclusion Study of Wolframite and Scheelite bearing Fe-Magnesite Rocks, Eastern Alps – 79th Annual Meeting of the Geologische Vereinigung, Leoben. – Terra Abstracts, **1**.

FRIMMEL, H.E. (1991): Isotopic constraints on fluid/rock ratios in carbonate rocks: Barite-sulfide mineralization in the Schwaz Dolomite, Tyrol (Eastern Alps, Austria). – Chem. Geol., **90**, 195–209, Amsterdam.

FRISCH, W. (1972): Scheelit-Lagerstätten in Zentral-Afrika und in den Ostalpen – ein genetischer Vergleich. – Anz. mathem.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., 324–333, Wien.

FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauenfensters. – Geol. Rdsch., **65**, 375–393, Stuttgart.

FRISCH, W. (1978): A Plate Tectonics Model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): Inter-Union Commission on Geodynamics, Scient. Rep., **38**, 167–172, Schweizerbart, Stuttgart.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, Amsterdam.

FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Geol. Rdsch., **70**, 402–411, Stuttgart.

FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic Subduction in the Penninic windows in the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **73**, 33–45, Berlin.

FRISCH, W. & LOESCHKE, J. (1993): Plattentektonik (3. Aufl.). – Erträge der Forschung, **236**, 243 S., Wissenschaftl. Buchgesellschaft, Darmstadt.

FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **230**, 91–100, Boulder.

FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early paleozoic back arc and island arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 545–566, Wien.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 47–68, Stuttgart.

FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U & POPP, F. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – A Key to Understanding Eoalpine Orogenic Processes in the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, W. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Deuticke, Wien.

FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M. et al. (1987): Interpretation of geochemical data from Caledonian basement within the Austroalpine basement complex – A review. – In: FLÜGEL, H.W. et al. (eds): Pre Variscan events and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Belt, 209–226, Alfa Publishers, Bratislava.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FRITSCH, W. (1953): Die Gumpeneckmarmore. Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – Mitt. Mus. Bergbau Joanneum, **10**, 1–19, Graz.

FRITSCH, W. (1970): Eine Prospektion auf Magnetit-Hämatit-Lagerstätten am Sonntags- und Kraigerberg bei St. Veit an der Glan in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **19**, 295–314, Wien.

FRITSCHER, G. (1980): Vorläufiger Bericht zur Geologischen Kartierung zwischen Aigen i.E., Lassing und Strechau bei Rottenmann. – Unveröffentl. Ber., Graz.

FRITZ, A. & UCIK, F.H. (1996): Neue Ergebnisse aus dem Würmglazial Kärntens. – Carinthia II, **186/106**, 361–386, Klagenfurt.

FRITZ, E. (1972): Talk- und Talkschiefer-Vorkommen in Österreich. – Montan-Rdsch., **20**, 78–84, 95–100, Wien.

FRITZ, E.J. (1970): Der Kupfer- und Silberbergbau am Röhrerbühel bei Kitzbühel in Tirol. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **115**, 132–136, Wien.

FRITZ, E.J. (1971): Die Kohlenvorkommen Tirols. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **51**, 23–48, Innsbruck.

FRITZ, H. (1991): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 227–255, Wien.

FRITZ, H. (1995): The Raabs Serie, a probable Variscan suture in the SE Bohemian Massif. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 639–653, Wien.

FRITZ, H. (1996): Geodynamic and tectonic evolution of the Southeastern Bohemian Massif: The Thaya section (Austria). – Miner. Petrol., **58**, 253–278, Wien.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – Geol. Rdsch., **82**, 556–565, Berlin – Heidelberg.

FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz. – Zbl. Geol. Paläont. (1991), 55–68, Stuttgart.

FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F. (1992): The Graz Thrust-Complex (Paleozoic of Graz). – ALCAPA Field Guide, 83–92, IGP/KFU, Graz.

FRITZ, H., DALLMAYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria). – Tectonics, **15**, 1389–1413, Washington.

FRUTH, I. (1966): Spurengehalte der Zinkblenden verschiedener Pb-Zn-Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen. – Chemie der Erde, **25**, 105–125, Jena.

FRUTH, L. (1975): Mineral-Fundstellen 1, Tirol, Salzburg, Südtirol. – Pinguin Verl., Ch. Weise Verl., 207 S., Innsbruck- München.

FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartszell (13). – Verh. Geol. B.-A., A25–A28, Wien.

FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 96–117, Wien.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 45–61, Wien.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 41–49, Wien.

FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmischen Masse im Umbruch. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 701–710, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 1–43, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmische Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 121–143, Springer, Wien.

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – Verh. Geol. B.-A., 29–49, Wien.

FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte Blatt 17 Großpertholz mit Erläuterungen.

FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., Geol. Kte 1 : 200.000, Geol. B.-A., Wien.

FUCHS, G. & THIELE, O. (1980): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – Geol. B.-A., Wien.

FUCHS, G. et al. (1990): Erläuterungen zum Kartenblatt 36 Ottenschlag. – Geol. B.-A., 64 S., Wien.

FUCHS, H.W. (1978): Korngefügekundliche Untersuchungen der Sideritlagerstätte Hüttenberg, Kärnten. – Diss. Univ. Innsbruck, 161 S., Innsbruck.

FUCHS, H.W. (1980): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Siderit-Lagerstätte Hüttenberg (Kärnten). – TMPM, **27**, 233–260, Wien.

FUCHS, H.W. (1981): Eine metamorphe, alpidisch mobilisierte Kies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Defereggengebirges (Osttirol). – Veröffentl. Landesmus. Ferdinandeum, **61**, 13–24, Innsbruck.

FUCHS, H.W. (1982): Magnetkies- und Scheelitanreicherungen in den „Alten Gneisen" des Lienzer Schloßberges (Osttirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 67–70, Wien.

FUCHS, H.W. (1988): Erzmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen der Erzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 33–45, Wien.

FUCHS, W. (1972a): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – Verh. Geol. B.-A., 283–299, Wien.

FUCHS, W. (1972b): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jb. Geol. B.-A., **115**, 205–245, Wien.

FUCHS, W. (1980a): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmischen Masse. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 144–176, Springer, Wien.

FUCHS, W. (1980b): Das Inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs, 452–483, Springer, Wien.

FUCHS, W. (1980c): Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozan. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 484–504, Springer, Wien.

FUGGER, E. (1878): Die Mineralien des Herzogthums Salzburg. – XI. Jahresbericht der k.k. Ober-Realschule in Salzburg, 124 S., Salzburg.

FUGGER, E. (1909): Das Dientner Tal und seine alten Bergbaue. – Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde, **49**, Salzburg.

GABL, G. (1964): Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **2**, 2–31, Leoben.

GANNS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Mit kleineren Beiträgen von A. MAIER u. O. SCHAUBERGER. – Wiss. Alpenvereinshefte, **15**, 1–82, Innsbruck.

GARBE-SCHÖNENBERG, G.D. (1990): Geochemie und Petrologie vulkanogen-sedimentärer Fe-Cu-(Pb-)Sulfidvorkommen und metallreicher Schwarzschiefer im Raume Zell a.See (westliche Grauwackenzone, Sbg., Österr.). – Diss., 312 S., Univ. Hamburg.

GASSER, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – 548 S., Wagner, Innsbruck.

GATTINGER, T.E. (1988): Geologische Landesaufnahme und Lagerstättenforschung in Österreich. – In: FETTWEIS, G.B. et al. (1988) Bergbau im Wandel, 165–168, Graz, Essen.

GAULHOFER, K. & STINI, J. (1912): Die Parschluger Senke. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 324–344, Wien.

GAWLICK, H.J. (1992): Die früh–oberjurassischen Brekzien der Strubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Diss. Univ. Marburg/Lahn.

GAWLICK, H.J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennen-gebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 347–350, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**, 119–186, Wien.

GAWLICK, H.J. & HÖPFER, N. (1996): Die mittel- bis früh-oberjurassische Hochdruckmetamorphose der Hallstätter Kalke (Trias) der Pailwand – ein Schlüssel zum Verständnis der frühen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **1**, 30–32, Hannover.

GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Kalkalpen – Paläotemperaturabschätzungen auf der Grundlage von Conodont-Color-Alterations-Index (CAI) Daten. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 39–48, Wien.

GAWLICK, H.-J., KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rdsch., **83**, 660–664, Stuttgart.

GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 43 S., Wien.

GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81** (1988), 233–243, Wien.

GENSER, J., VAN WEES, J.D., CLOETHING, S. & NEUBAUER, F. (1996): Eastern Alpine tectono-metamorphic evolution: constraints from two-dimensional PTt modelling. – Tectonics, **15**, 584–604, Washington.

GERMANN, K. (1971): Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1971), 133–156, Stuttgart.

GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – TMPM, **17**, 123–150, Wien.

GERMANN, K. (1973): Deposition of manganese and iron carbonates and silicates in Liassic marls of the Northern Limestone Alps (Kalkalpen). – In: AMSTUTZ, G.C. & BERNARD, A.J. (eds.): Ores in Sediments, 129–138, Springer, Berlin – Heidelberg – New-York.

GERMANN, K. & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer" (unteres Toarcian) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**, 316–345, Stuttgart.

GEUTEBRÜCK, E. (1980): Übersicht über die kohlenführenden und kohlenhöffigen Tertiärgebiete in der Steiermark. – Unveröffentl. Ber. (FFWF 2975), Leoben.

GEUTEBRÜCK, E. (1981): Prospektions- und Explorationsarbeiten auf Kieselgur im Aflenzer Neogen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 9–21, Graz.

GEYH, M.A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determinations. – 503 S., Springer, Wien.

GHASSEMI, B. (1980): Über Erzvorkommen im Defereggengebirge, in der Lasörling- und Schobergruppe. – Diss. Univ. Innsbruck, 141 S., 4 Beil., Innsbruck.

GIEB, J. (1991): Zur Genese der polymetamorphen Überprägung der Spatmagnesit-Lagerstätte Radenthein und ihrer Nebengesteinsserien (Kärnten, Österreich). – Diss. Philipps Univ. Marburg, 150 S., Marburg.

GIESE, P., NICOLICH, R. & REUTTER, K.J. (1982): Explosion seismic crustal studies in the Alpine-Mediterranean region and their implications to tectonic processes. – In: BERCKHEMER, H. & HSU, K (Eds.): Alpine-Mediterranean Geodynamics, Geodyn. Ser., **7**, 39–73, Washington – Boulder.

GIESE, U. (1988): Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine Eastern Alps. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **68**, 381–396, Zürich.

GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMIED, M.P. et al. (1989): Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber und Amertal (Tauernfenster, Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 65–91, Wien.

GÖD, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich). – TMPM, **2**, 252–273, Wien.

GÖD, R. (1978): Vorläufige Mitteilung über einen Spodumen-Holmquistit-führenden Pegmatit aus Kärnten. – Anz. mathem. -naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., **7**, 161–165, Wien.

GÖD, R. (1981): Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **27**, 189–200, Wien.

GÖD, R. (1988): Zusammenfassende Übersicht über ausgeführte Explorationsarbeiten, dabei eingesetzte Methoden sowie Hoffnungsgebiete im Kristallin der Böhmischen Masse. – Unveröffentl. Ber. (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

GÖD, R. (1989a): The Spodumene Deposit at „Weinebene", Koralpe, Austria. – Mineral. Deposita, **24**, 270–278, Berlin – Heidelberg.

GÖD, R. (1989b): A contribution to the mineral potential of the Southern Bohemian Massif. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 147–153, Wien.

GÖD, R. (1992): Spodumenführende Pegmatite des Altkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Spodumenlagerstätte „Weinebene". – Mitt. Österr. Min. Ges., **137**, 139–141, Wien.

GÖD, R. (1993): A carbonate hosted native arsenic-realgar-orpigment mineralization caused by it. Saualpe, Eastern Alps, Austria. – Ber. dt. Min. Ges., 71. Tagung, 10AM-IJ-4, Stuttgart.

GÖD, R. (1994): Geogene Arsengehalte außergewöhnlichen Ausmaßes in Böden nördlich der Saualpe – ein Beitrag zur Diskussion um Grenzwerte in Böden. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **139**, 442–448, Wien.

GÖD, R. & HEISS, H. (1997): Die Arsenanomalie Feistritz am Wechsel. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. (im Druck).

GÖD, R. & KOLLER, F. (1989): Molybdenite-Magnetit Bearing Greisens Associated with Peraluminous Leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). – Chemie der Erde, **49**, 185–200, Jena.

GÖD, R. & MARTINELLI, W. (1991): Lagerstättenkundliche Beobachtungen an der Arsenkiesvererzung St. Blasen, Steiermark. – Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, **59**, 51–56, Graz.

GÖD, R. et al. (1987): Projekt Gold-Tremmelberg. – Unveröffentl. Firmenbericht (Statusbericht 1986); 3 S., Wien.

GODIZART, G. & SCHULZ, B. (1997): Geochemistry of eclogitic amphibolites from the Schobergruppe, Austroalpine basement to the south of the Tauern window, Eastern Alps. – SMPM, Zürich.

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **39**, 5–94, Graz.

GOLLNER, H. (1985): Die stratigraphische Stellung der Breitenauer Magnesitvorkommen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **130**, 45–50, Wien.

GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien.

GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, C. (1982): Die Laufnitzdorf-Gruppe – Eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **112**, 63–73, Graz.

GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1987): The problem of the Southalpine clasts in the "Mittelsteirische Gosau". – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, Deuticke, Wien.

GOOL, J.A.M. v., KEMME, M.M.J. & SCHREURS, G.M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E–W section in the Southern Ötztal Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214–225, Deuticke, Wien.

GOTTSCHLING, H. (1966): Zur Geologie der Hauptklippenzone und Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **58**, 23–86, Wien.

GÖTZINGER, G. (1924a): Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **74**, 197–228, Wien.

GÖTZINGER, G. (1924b): Ein neues Erdölvorkommen in der Umgebung von Salzburg. – Zs. Internat. Ver. Bohring. u. Bohrtechn., **32**, 190–191, Wien.

GÖTZINGER, G. (1928): Geologisches Gutachten über die Phosphoritlagerstätten in Vorarlberg nach dem Stand der derzeitigen Kenntnis. – Unveröffentl. Ber. (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

GÖTZINGER, G. (1945): Das Kohlengebiet von „Neu-Wildshut". – Verh. Geol. B.-A., 37–46, Wien.

GÖTZINGER, G. (1955): Die Kohlenlagerstätten im weiteren Umkreise des Bergbaues Trimmelkam bei Wildshut (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 30–31, Wien.

GÖTZINGER, G., REITHOFER, O., SCHADLER, J. (1948): Abschließender Bericht über die geologisch-lagerstättenkundlichen Aufnahmen einiger verkehrstechnisch günstiger gelegener Phosphoritflöze in Vorarlberg. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, niederösterr. Moldanubikums. – Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt.1, **190**, 45–78, Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich, ein Überblick. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 183–192, Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1987a): Mineralogy and Genesis of Vermiculite in Serpentinites of the Bohemian Massif in Austria. – Mineralogy and Petrology, **36**, 93–110, Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1987b): Vermiculitvorkommen der Böhmischen Masse in Österreich und ihre Entstehung. – Mitt. Österr. Min. Ges., **132**, 135–156, Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1990): Determination of aqueous salt solutions in fluid inclusions by infrared investigations. – N. Jb. Miner. Mh., **1990**, 1–12, Stuttgart.

GÖTZINGER, M.A. (1992): Strukturkontrollierte Fluoritkristallisation durch Druckentspannung im Helvetikum Vorarlbergs, Österreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., **137**, 141–143, Wien.

GÖTZINGER, M.A. (1994): Einschluß-Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskopie und EDX-Analytik. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 159–168, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W. (1992): Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich – Herkunft und Zusammenfassung der fluiden Phase. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **38**, 47–56, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & HANDL, M. (1994): Eine Kupferkies-Silber-Vererzung in Quarzlagen des Bittescher Gneises bei Horn, Niederösterreich. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 305–306, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & HUBER, P. (1994): Die Silbererze von Annaberg in Niederösterreich. – Lapis, **19**, 25–31, München.

GÖTZINGER, M.A. & KOSS, S. (1995): Zum Fluorit – Eigenschaften und genetische Aspekte. – Mineralien-Welt, **6**, 26–32, Haltern.

GÖTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983): Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen triadischer Gesteine der Kalkalpen, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 191–198, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & PAPESCH, W. (1989): Carbon and Oxygen Isotope Composition of Carbonates accompanying Pb-Zn-Cu-As- and F-mineralizations in Anisian carbonates (Mid Triassic) in the Northern Calcareous Alps and the Drauzug, Austria. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 155–165, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & PERTLIK, F. (1983): Zur Mineralogie der Magnetit-Ilmenit-Vererzung des Serpentinites von Stegsdorf bei Friesach in Kärnten. – Mitt. Österr. Min. Ges., **128**, 37–45, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & SEEMANN, R. (1990): Fluoritvorkommen Vorderkrimml, Pinzgau, Salzburg (Exkursionsführer). – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 119–128, Wien.

GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluorit-Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis, Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. – TMPM, **33**, 101–119, Wien.

GOULD, L. (1979a): Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Teuchltal (Kreuzeckgruppe/Kärnten). – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

GOULD, L. (1979b): Lagerstättenkundliche Übersichtsprospektion im oberen Raggatal/Kreuzeckgruppe/Kärnten mit besonderer Berücksichtigung der Pegmatite. – Unveröffentl. Ber. (Lagerstättenarchiv. Geol. B.-A.), Wien.

GOULD, L. (1981): Integrierte Rohstoffsuche in der Nordhälfte der Kreuzeckgruppe Kärnten/Österreich, mit besonderer Berücksichtigung von Wöllatratten. – Diss. Montanuniv. Leoben, 331 S., Leoben.

GRAESER, S., PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1986): Baumhauerit: ein zweites Vorkommen (Salzburg, Österreich). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **66**, 259–266, Zürich.

GRÄF, W. (1975): Die Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes, Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000, 2. Aufl., 288 S., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, Graz, zgl. Geol. B.-A., Wien.

GRÄF, W. & HADITSCH, J.G. (1984): Steirische Eisenerzvorkommen. – Erz und Eisen in der Grünen Mark. – Beitrag zum steirischen Eisenwesen. 23–43, Graz.

GRANIGG, B. (1912): Über die Erzführung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges., **5**, 345–367, Wien.

GRANIGG, B. (1915): Gutachten über den Schwefelkies-Kupferkies-Bergbau Großfragant in Oberkärnten. – Unveröffentl. Gutachten (26. 4. 1915), 62 S. (Arch. Kärntner Landesmuseum), Leoben.

GRANIGG, B. (1951): Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien. – 217 S., Wien.

GRATZER, R. (1984): Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 319–342, Wien.

GRATZER, R. & KOLLER, F. (1993): Variszische und alpidische Intrusionen entlang der periadriatischen Naht – ein geochemischer Vergleich. – Abh. Geol. B.-A., **49**, 137–146, Wien.

GRECULA, P., CHOVAN, M., ROJKOVIC, I. & SLAVKAY, M. (1996): The Variscan metallogeny in the Western Carpathians. – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, 191–238, Mineralia Slovac. Coop., Bratislava.

GRÖGLER, K., GRÜNENFELDER, M. & SCHROLL, E. (1961): Blei-Isotopenhäufigkeiten in Bleiglanzen der Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I., **98**, 106–111, Wien.

GRÖGLER, K., GRÜNENFELDER, M. & SCHROLL, E. (1964): Ein Hinweis auf Jungpräkambrium und Altpaläozoikum im Altkristallin Kärntens. – TMPM, **10**, 586–594, Wien.

GROISS, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Hausruck (Oberösterreichische Molasse). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 167–178, Wien.

GROSS, G. & WEBER, H. (1973): Der Anhydritbergbau Grundlsee in den Jahren 1952–1971. – Mont. Rdsch., **21**, 135–139, Wien.

GROTJOHAN, H. (1978): Die Korrelation von Geochemie und Faziesdifferenzierung im erzhöffigen Muschelkalk (Mitteltrias) der Ostalpen. – Berliner Geowiss. Abh., **A/3**, 1–79, Reimer, Berlin.

GRUM, W. (1989): Bericht über Sr-Isotopenuntersuchungen an kryptokristallinem Magnesit und den Nebengesteinen von Kraubath (Steiermark). – Unveröffentl. Ber., 43 S., Akad. Wissensch., Wien.

GRUM, W. (1995): Strontium-Isotopengeochemie ausgewählter ostalpiner Lagerstätten und massenspektrometrische Flüssigkeitsuntersuchungen. – Diss. Montanuniversität, 189 S., Leoben.

GRUM, W., FRIMMEL, H. & KOLLER, F. (1992): Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 73–92, Wien.

GRUM, W. et al. (1993): Sr-isotopic and whole-rock geochemistry study on the genesis of the Schlaining stibnite deposit (Austria). – In: FENOLL-HACH ALI, G. (ed.): Current research in geology applied to ore deposits, Proc. 2nd Biennial SGA Meeting Granada.

GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic evolution of the Habach formation. A review. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 133–149, Wien.

GRUNDMANN, G. et al. (1990): Gold-, Wismut- und Tellur-Mineralisationen der Lagerstätte Hochfeld, Untersulzbachtal (Tauernfenster). – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 31–32, Wien.

GRUNDMANN, G., MORTEANI, G., SEEMANN, R. & KOLLER, F. (1993): Smaragdlagerstätte Leckbachscharte, Habachtal und Kupferlagerstätte Hochfeld, Untersulzbachtal (Habachformation, Tauernfenster). – Beih. Eur. J. Mineral., **5**, 137–188, Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – N. Jb. Min., Abh., **92**, 47–107, Stuttgart.

GSTREIN, P. (1978): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ., 380 S., Innsbruck.

GSTREIN, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). – Mineralium Deposita, **14**, 185–194, Berlin.

GSTREIN, P. (1983): Über mögliche Umlagerungen von Fahlerzen im devonischen Schwazer Dolomit wie auch in der angrenzenden Schwazer Trias. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm., **6**, 65–73, Österr. Akad. Wiss., Wien.

GSTREIN, P. (1988): Geologie, Mineralogie und Bergbau des Gebietes um Brixlegg. – In: Marktgemeinde Brixlegg (ed.), Brixlegg.

GSTREIN, P. & HEISSEL, G. (1984): Projekt: Blei-Zink-Lagerstätten in den Nordtiroler Kalkalpen. – Unveröffentl. Ber., Innsbruck.

GUDDEN, H. (1969): Über Manganerzvorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – Erzmetall, **22**, 482–488, Stuttgart.

GUILLOU, J.J. & LETOLLE, R. (1986): Origine mixte chimique des depots de magnesite anterieurs au Jurassique en milieu marin confiné, marginal-littoral. – C.R. Acad. Sc. Paris, **303**, Serie II, 207–212, Paris.

GÜMBEL, C.W. (1875): Technisches Gutachten über die Kupfergewerkschaft Larzenbach gehörigen Bergwerksobjekte in Larzenbach, in Gielach und im Igelsbach mit diversen Grubenkarten. – Unveröffentl. Gutachten, Salzburg.

GÜMBEL, W., v. (1896): Das Vorkommen und der Bergbau tertiärer Pechkohle im Wirtatobel bei Bregenz. – Österr. Zs. Berg- u. Hüttenwesen, **44**, 115–121, Wien.

GÜNTHER, W. (1978): Die Kupferkiesbaue der Kupfergewerkschaft Larzenbach bei Hüttau (Fritztal)/Salzburg. – Der Aufschluß, **29**, 365–372, Heidelberg.

GÜNTHER, W. (1986): Von Ybsbrockern und Ybssamblern zur Ersten Salzburger Gipswerks-Gesellschaft Christian Moldan KG. – 175 Jahre Gipswerk Kuchl, Festschrift, 144 S., Kuchl.

GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979a): Kohlevorkommen und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. – Mitt. Ges. Salzb. Landeskunde, **119**, 383–410, Salzburg.

GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979b): Manganberg- und schurfbaue im Bundesland Salzburg. – Mitt. Ges. Salzb. Landeskunde, **119**, 351–373, Salzburg.

GUTENBERG, E. (1983): Grundlagen der Betriebswirtschaftslehre. – 521 S., Berlin – Heidelberg – New York.

GWINNER, M. (1971): Geologie der Alpen. – 394 S., Schweizerbart, Stuttgart.

GWINNER, M. (1978): Geologie der Alpen. – 1. Aufl.: VIII+477 S., 2. Aufl. VIII+480 S., Stuttgart.

HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – Tectonophysics, **242**, 19–40, Amsterdam.

HABENICHT, W. (1985): Sideritvorkommen und -lagerstätten im Paläozoikum der Gurktaler Alpen und ihrer kristallinen Unterlage. – Diss. Univ. Innsbruck, 211 S., 4 Beil., Innsbruck.

HABERFELNER, E. (1951): Zur Genese der Bauxite in den Alpen und Dinariden. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **96**, 62–69, Wien.

HABERFELNER, H. & E. (1950): Gutachten über die Bleiglanz-Zinkblende-Flußspatlagerstätte auf der Achsel- und Flecktrogalm bei Hollersbach i.P., Salzburg. – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarch. Geol. B.-A., Wien.

HABERLANDT, H. (1934): Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralen. – Wiener Ber. IIa, **144**, S. 591, Wien.

HABERLANDT, H. (1935): Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralen. – Wiener Ber. IIa, **144**, S. 663, Wien.

HABERLANDT, H. (1937): Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralen. – Wiener Ber. IIa, **146**, S. 1, Wien.

HABERLANDT, H. (1942): Lumineszenzanalyse und Lagerstättenforschung. – Zs. prakt. Geol., 99–104, Berlin.

HABERLANDT, H. (1948): Über die gesetzmäßige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien. – TMPM, **1**, 134, Wien.

HABERLANDT, H. (1949): Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralen. – Wiener Ber. IIa, **158**, S. 609, Wien.

HABERLANDT, H. (1952): Die systematischen Grundlagen und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen. – N. Jb. Min. Abh., **31**, 76 ff, Stuttgart.

HABERLANDT, H. (1956): Neues vom Scheelit. – TMPM, **5**, 409–412, Wien.

HABERLANDT, H. & SCHIENER, A. (1951): Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). – TMPM, **2**, 292–354, Wien.

HABERLANDT, H. & SCHROLL, E. (1950): Luminiszierende Anwachszonen in der Zinkblende von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – Experientia, **6**, 91, Birkhäuser, Basel.

HABERLANDT, H. & SCHROLL, E. (1954): Über den Wert oder Unwert der Spurenelementanalyse für die Lagerstättenforschung, Mineralgenese und Petrogenese. – TMPM, **5**, 110–122, Wien.

HABERLANDT, H., KARLIK, B. & PRZIBRAM, K. (1935): Zur Fluoreszenz des Fluorits IV. – Mitt. Inst. f. Radiumforschung, **354**, 135–140, Wien.

HACQUET, B. (1778–1789): Orictographia Carnioloca oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogthums Krain, Istrien und zum Theil der benachbarten Länder. – Leipzig.

HADITSCH, J.G. (1964a): Der Arsenkiesgang im oberen Kothgraben (Stubalpe). – Miner. Mitt. Bl. Joanneum, **1**, 1–16, Graz.

HADITSCH, J.G. (1964b): Die Cu-Ag Lagerstätte Seekar (Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **2**, 76–120, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1965): Die Gipslagerstätte Schildmauer bei Admont. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **3**, 125–142, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1966a): Gedanken zur Vererzung im Bösensteingebiet (Steiermark). – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt., **103**, 148–153, Wien.

HADITSCH, J.G. (1966b): Die Talklagerstätte Oberdorf an der Laming. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **4**, 36–83, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1966c): Das Pb-Cu-Erzvorkommen Zinkenkogel in der Pölsen, Steiermark. – Archiv f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **4**, 128–147, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1967): Die Zeiringer Lagerstätten – Monographie der Zeiringer Lagerstätten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **6**, 4–196, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1968a): Bemerkungen zu einigen Mineralen (Devillin, Bleiglanz, Magnesit) aus der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Wienern am Grundlsee, Steiermark. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **7**, 54–75, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1968b): Die Manganerzlagerstätten der Veitsch. – Archiv f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **7**, 112–169, Leoben.

HADITSCH, J.G. (1968c): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. – Radex Rdsch., 188–193, Radenthein.

HADITSCH, J.G. (1969): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Untersuchungen an Bändermagnesiten von Asturetta (Spanien) und Dienten (Salzburg). – Radex Rdsch., 426–438, Radenthein.

HADITSCH, J.G. (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, **164/84**, 63–71, Klagenfurt.

HADITSCH, J.G. (1975a): Eine Schnellmethode zur Bestimmung des Mo-Gehaltes in Scheelit. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **120**, 144–146, Wien.

HADITSCH, J.G. (1975b): Über einen neuen Fund von Zinkblende in der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Wienern am Grundlsee (Steiermark). – Anz. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl.,**111**, 2–4, Wien.

HADITSCH, J.G. (1979a): Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung. – Bundesministerium f. Handel, Gewerbe und Industrie (STERK, G., ed.), 45 S., 6 Karten, Wien.

HADITSCH, J.G. (1979b): Die Dokumentation der Lagerstätten des Bundesgebietes – Probleme, Ergebnisse, Ausblicke. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 577–589, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HADITSCH, J.G. (1986): Die Vorkommen mineralischer Rohstoffe im Bereich des Mittleren Murtales – Ein Beitrag zu den Naturraumpotentialkarten für das Land Steiermark. – Archiv. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 37–77, Wien.

HADITSCH, J.G. (1992): Rohstoffe für Zukunftstechniken. Beurteilung der Verfügbarkeit von Lagerstätten bzw. Vorkommen von Steinen, Erden und Industriemineralen in Österreich. – Unveröffentl. Studie ÖAW., 126 S., Leoben-Wien.

HADITSCH, J.G. (1995): Bemerkungen zur Metallogenetischen Karte Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **20**, (MOSTLER-FS), 447–465, Innsbruck.

HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1991): Jungalpidische Erzmineralisation in der Phyllitgneiszone des Arlberggebietes/Tirol-Vorarlberg. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **84**, 239–264, Wien.

HADITSCH, J.G. & KRAINER, K. (1993): Permoskythische Sandsteinvererzungen aus den Ost- und Südalpen Österreichs. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **16**, 13–28, Wien.

HADITSCH, J.G. & LASKOVIC, F. (1973): Neues über den Weißschiefer von Kleinfeistritz (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **14**, 113–118, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1967): Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwakkenzone Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 170–191, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1969): Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratlspitze (Thierberg bei Brixlegg). – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **9**, 169–194, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970a): Die Cu-Ni-Co-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**, 161–209, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970b): Bemerkungen zu einem syngenetischen Bleiglanz-Zinkblendevorkommen in Nordtirol (Silberberg bei Brixlegg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **107**, 39–40, Wien.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1973): Neue Molybdänglanz- und Scheelit-Fundpunkte in den Hohen Tauern. – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **14**, 105–112, Leoben.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1979): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – Proc. 3rd ISMIDA, Leoben (1977), Verh. Geol. B.-A., 357–367, Wien.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps. – In: AMSTUTZ, G.C. et al. (eds.): Ore Genesis – The State of the Art, 582–589, Berlin – Heidelberg.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quarzphyllite. – In: (H.J. SCHNEIDER, ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer, Berlin – Heidelberg.

HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 277–296

HADITSCH, J.G. & UCIK, F.H. (1970): Das Pb-Ag-Erzvorkommen im Preisdorfer-Wald bei Kolbnitz im Mölltal (Kärnten). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**,127–153, Leoben.

HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen-(mechanisch-)sedimentäre Kupfervererzung im Montafon (Vorarlberg). – Geol.Paläont. Mitt. Innsbruck, Festschrift W. HEISSEL, 183–207, Innsbruck.

HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1979): Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 1–14, Innsbruck.

HADITSCH, J.G., KRUMM, H.H. & PETERSEN-KRAUSS, D. (1981): Chemical characteristics of the Kraubath ultramafitite, Styria, Austria. – UNESCO Int. Symp. on Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes: The Eastern Mediterranean–Western Asia Area and its Comparison with Similar Environment in the World. 7–23, Athen.

HADITSCH, J.G., PETERSEN-KRAUSS, D. & YAMAC, Y. (1981): Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 23–78, Graz.

HAFELLNER, M. (1995): Chemische Untersuchungen lagerstättenbildender Fluide ausgewählter Lagerstätten in den Ostalpen. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Montanuniversität Leoben, 95 S., Leoben.

HAGEMEISTER, A. (1986): Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: Die Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges (Österreich). – Diss. Albert-Ludwigs Univ. Freiburg i.Br. 185 S., Freiburg.

HAGENGUTH, G. (1984): Geochemische und fazielle Untersuchungen an den Maxerbänken im Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Sh. **1**, 110 S., Wien.

HAGENGUTH, G. (1988): Die Gipsvorkommen bei Edelsdorf im Stanzertal (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 47–58, Wien.

HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M.A. & LEIN, R. (1982): Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **125**, 155–218, Wien.

HAGGERTY, S.E. & TOMPKINS, L.A. (1984): Subsolidus reactions in kimberlitic ilmenites: exsolutions, reduction and the redox state of the mantle. – In: KORNPROBST (ed.): Kimberlites I – Kimberlites and related rocks, 83–105, Elsevier, Amsterdam.

HAISS, N. (1991): Untersuchungen zur Genese von Plagioklasgneisen im Basiskristallin der Ostalpen (Gleinalm-, Ötztal- und Silvrettakristallin). – Diss. Univ. Tübingen, 171 S., Tübingen.

HAJEK, H. (1966): Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **4**, 3–36, Leoben.

HAJOS, M. (1971): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 149–159, Wien.

HALBACH, P., HANSMANN, W., KÖPPEL, V. & PRACEJUS, B. (in Druck): Whole rock and sulfide lead-isotope data from the hydrothermal JADE field in the Okinawa back-arc trough. – Mineralium Deposita, Berlin – Heidelberg.

HAMILTON, G. (1967): Kaolin in Österreich. – Montan-Rdsch., Sh. Steine und Erden, 51–54, Wien.

HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse der Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 55 S., Wien.

HAMILTON, W., JIRICEK, R. & WESSELY, G. (1990): The Alpine-Carpathian floor of the Vienna basin in Austria and CSSR. – Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 46–56, Geol. B.-A., Geol. Surv., Wien, Prag.

HAMMER, W. (1914): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. – Verh. Geol. R.-A., 101, Wien.

HAMMER, W. (1920): Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. – Verh. Geol. St.-A., 77–88, Wien.

HAMMER, W. (1928): Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubaital (Tirol) und seine Vererzung. – Verh. Geol. B.-A., 73–85, Wien.

HAMMERSCHMIDT, K. (1981): Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **34**, 273–300, Padua.

HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – Zs. Dt. Geol. Ges., **121** (1969), 253–272, Hannover.

HARTNIGG, P. (1894a): Das Braunkohlen führende Tertiär-Terrain der Umgebung von Pinkafeld in Ungarn und von Friedberg in der Steiermark. – Grazer Montanzeitung I, **21**, 329–331, Graz.

HARTNIGG, P. (1984b): Das Kohlenvorkommen in Thalheim, Gemeinde Schreibersdorf (Buglócz), Bahn- und Poststation Pinkafeld (Pinkafö) im Comitate Eisenburg, Ungarn. – Montan-Zeitung, **1**, 365–368, Graz.

HASENHÜTTL, C. (1994): Thermal evolution of the Graz thrust complex – Variscan versus Alpidic heating. – EAPG Abstracts, C050, Wien.

HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 287–297, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HASENHÜTTL, C., RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (1992): Thermal history of two Paleozoic areas of Austria (Graz Paleozoic, Carnic Alps). – Terra abstacts, **4**, ALCAPA, Graz, 29/62, Blackwell Sci. Publ., Oxford.

HASKIN, L.A., HASKIN, M.A. et al. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. – In: Origin and Distribution of the Elements, 889–911, Pergamon Press, Oxford.

HASLINGER, E. (1962): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen von 7 Erzvorkommen im weiteren Raum des südlichen Salzkammergutes. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., Wien.

HAUER, F. & FOETTERLE, E.F. (1854/55): Geologische Übersicht der Bergbaue der Österreichischen Monarchie. – 222 S., Wien.

HAUSER, E. & NEUWIRTH, E. (1959): Die vulkanischen Tuffe und ihre tonigen Abkömmlinge in der Nordoststeiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **104**, 243–253, Wien.

HAUSER, L. (1938): Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. – Jb. Geol. B.-A., **88**, 217–259, Wien.

HAUSER, L. & SCHWARZ, F. (1938): Eine Vererzung aus dem Mötschlachgraben (Grauwackenzone). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **86**, 246–249, Wien 1938.

HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstätter Tauern and Tarntaler Berge. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 103–111, Deuticke, Wien.

HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr-geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, Heidelberg.

HEGEMANN, F. (1939): Erzmikroskopische und geochemische Untersuchungen zur Bildungsweise der Kieslagerstätte Öblarn (Steiermark). – Fortschr. Mineralogie, **23**, 124–127, Stuttgart.

HEGEMANN, F. (1943): Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. – Zs. Angew. Miner., **4**, 121–139, Berlin.

HEGEMANN, F. (1949): Die Herkunft des Mo, V, As und Cr in Wulfeniten. – Heidelberger Beiträge Min. u. Petr., **1**, 690, Heidelberg.

HEGEMANN, F. (1950): Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. Miner., **27**, 54–55, Stuttgart.

HEGEMANN, F. (1957): Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der alpinen Blei-Zink-Erzlagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **102**, 233–234, Wien.

HEGEMANN, F. (1958a): Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. I. Teil: Magnetit- und Hämatitlagerstätten. – Erzmetall, **11**, 209–217, Stuttgart.

HEGEMANN, F. (1958b): Geochemische Untersuchungen über die Bildungsweise einiger ostalpiner Erzlagerstätten. – TMPM, N.F., **6**, 432–438, Wien.

HEGEMANN, F. (1960a): Die Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinkerzlagerstätten. – N. Jb. Miner. Mh., **7/8**, 170–185, Stuttgart.

HEGEMANN, F. (1960b): Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II.Teil: Blei-Zinklagerstätten. – Erzmetall, **13**, 122–127, Stuttgart.

HEGEMANN, F. & ALBRECHT, F. (1954): Zur Geochemie oxidischer Eisenerze. – Chemie der Erde, **17**, 81–103, Jena.

HEGEMANN, F. & STEINMETZ, H. (1927): Die Mineralgänge von Werfen im Salzkammergut. – Centralbl. Mineralogie, Abt. A., 45–56, Stuttgart.

HEIM, A., BAUMBERGER, E. & FUSSENEGGER, S. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. – Denkschr. Schweiz. naturforsch. Ges., **68**, Zürich.

HEIN, U.F. & SCHNEIDER, H.J. (1983): Fluorine anomalies accompanying the Alpine Pb-Zn deposits. – In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): The Mineral Deposits of the Alps, 198–212, Springer, Berlin – Heidelberg – New York – Tokio.

HEINEMANN, M. (1982): Montangeologische Untersuchungen der Schwerspatvorkommen im Raum Sonnwendstein-Otterzug (N.Ö.). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Montanuniversität, 127 S., Leoben.

HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 1–109, Wien.

HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Habilitationsschrift, 291 S., München.

HEINISCH, H. (1987): Concepts of the geological evolution of the Gailtalkristallin (Kärnten-Austria). – In: SASSI, F.P. & GRECULA, P. (eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean mountain belts, 293–312, Alfa, Bratislava.

HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1984): Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllites und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – Geol. Rdsch., **73**, 113–128, Stuttgart.

HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H. (1984): Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126/4**, 477–486, Wien.

HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P. (1988): Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 267–278, Wien.

HEINISCH, H. et al. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 123 Zell am See. – Geol. B.-A., Wien.

HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, Wien.

HEINRICH, M. (1980): Übersicht über die Braunkohlenvorkommen Vorarlbergs. Mit Beitr. von P. HERRMANN. – Unveröffentl. Ber. (FFWF 2975) (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

HEINRICH, M. (1982): Bestandsaufnahme von Massenrohstoffen in der Südwest-Steiermark. – Unveröffentl. Projektendbericht. (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

HEINRICH, M. & PAVLIK, W. (1992): Erhebung und Darstellung geogener Naturraumpotentiale der Region Amstetten – Waidhofen/Ybbs. – Unveröffentl. Projektber., (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

HEINZ, H. (1987): Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 175–203, Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990). – Abh. Geol. B.-A., **44**, 244 S., Wien.

HEISSEL, W. (1955): Die „Hochalpenüberschiebung" und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **98**, 183–201, Wien.

HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989): Apatit Spaltspuren zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 191–212, Wien.

HEJL, E. & SLAPANSKY, P. (1984): Neue petrographische und geochemische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, **4**, 17–31, Wien.

HEJL, E., ROCKENSCHAUB, M. & SLAPANSKY, P. (1987): Geochronologische Daten aus den Schladminger Tauern und ihre geologische Interpretation. – Arbeitstagung Geol. B.-A. (1987) Schladming, 94–103, Geol. B.-A., Wien.

HELFRICH, H. (1960): Die Ergebnisse der praktisch-geologischen Untersuchungen im alten Bergbau Röhrerbühel (Tirol) anläßlich der Schurfarbeiten in den Jahren 1952–1955. – Jb. Geol. B.-A., **103**, 205–234, Wien.

HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Bundesweite Übersicht über Vorkommen von Industriemineralen (Österreich). – Unveröffentl. Ber. ÜLG 27, (Lagerstättenarchiv Geol. B.-A.), Wien.

HENDERSON, P. (1984): Rare earth element geochemistry. – 510 S., Elsevier, Amsterdam.

HENRICHS, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzende Südalpengebiete. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **40**, 206 S., Bochum.

HENTSCHEL, B. & KERN, M. (1992): Ein vererzter unterkarboner Paläokarst in den zentralen Karnischen Alpen (Italien/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, 225–232, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz.

HERITSCH, F. & CZERMAK, F. (1923): Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. – 56 S., Moser, Graz.

HERITSCH, H. (1971): Über die Bildungstemperatur der Talklagerstätten auf dem Rabenwald. – Min. Mitt.Bl. Joanneum, H1/2, 40–45, Graz.

HERITSCH, H. (1980a): Ein feingeschichteter Tuffit vom Rechberg bei Frohnleiten (Steiermark) und die Berechnung seiner Metamorphose in der Cyanit-Almandin-Muskovit-Subfazies. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 13–22, Graz.

HERITSCH, H. (1980b): Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, **41**, 9–44, Graz.

HERITSCH, H. (1984): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatites vom Steinbruch Gupper, Koralpe bei Deutschlandsberg, Weststeiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **114**, 47–56, Graz.

HERMANN, A.G. (1961): Zur Geochemie des Sr in den salinaren Zechsteinablagerungen der Staßfurter Serie des Südharzbezirkes. – Chemie der Erde, **21**, 137–194, Jena.

HERMANN, S. (1992): Die Steirische Grauwackenzone am Kaintaleck: Geologie, Petrographie, Struktur, Geochemie und Rb-Sr-Datierungen. – Diss. Univ. Graz, 225 S., Graz.

HERMANN, U. (1972): Die Umwandlung eines gabbroiden Gesteins aus dem Utschgraben bei Bruck an der Mur, Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **102**, 15–23, Graz.

HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog. – Zs. dtsch. Geol. Ges., **116**, 403–426, Hannover.

HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Faklnis-Tasna-Gault (Unterkreide) etc. – Geologica et Palaeontologica, Sb. **2**, 90 S., Marburg.

HESSE, R. (1974): Long-Distance Continuity of Turbidites: Possible Evidence for an Early Cretaceous Trench-Abyssal Plain in the East Alps. – Bull. Geol. Soc. Amer., **85**, 859–870, Boulder.

HESSE, R. (1975a): Turbiditic and non turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – Sedimentology, **22**, 387–416, Oxford.

HESSE, R. (1975b): Dokumentiert der penninische Flysch der Ostalpen als Tiefsee-Grabenfüllung eine kretazisch-alttertiäre Plattengrenze?. – Nachr. Dt. Geol. Ges., 21–23, Hannover.

HESSE, R. (1982): Cretaceous-Paleogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate tectonic significance of “dormant“ and “active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. – In: LEGGET, J.K. (ed.): Trench-forearc geology, Geol. Soc. Spec. P. 10, London.

HEUGEL, W. (1975): Die Ophiolithe des Piz Mundin (Unterengadin). – Lizenziatsarbeit, Mineralog. Petrogr. Inst. Univ. Bern.

HIESSLEITNER, G. (1926): Das Wieser Revier. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **74**, 65–81, 83–103, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1929a): Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **77**, 104–123, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1929b): Zur Geologie der Umgebung des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 203–240, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1931): Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 49–80, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1935): Zur Geologie der erzführenden Grauwakkenzone des Johnsbachtales. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 81–100, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1937): Alter Goldbergbau am Grieswies-Schwarzkogel (Ritterkar) im Sonnblick-Hocharnmassiv, Hohe Tauern. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **85**, 50–64, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1949): Die Geologischen Grundlagen des Antimonbergbaus in Österreich. – Jb. Geol. B.-A., **92**, 1–92, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1950): Eine metamorphe Eisenerzlagerstätte im Venedigergebiet. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **95**, 132–141, Wien.

HIESSLEITNER, G. (1952): Geologische Untersuchung an der Talklagerstätte Oberdorf, Post St. Katharein a.d. Laming. – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

HIESSLEITNER, G. (1958): Zur Geologie der Erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont – Selzthal – Liezen. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 35–78, Wien.

HIESSLEITNER, G. & CLAR, E. (1950): Gutachten Bergbau Tösens (Tirol). – Unveröffentl. Man., 47 S., zahlr. Abb. (Lagerstättenarchiv BBU).

HILLE, M. (1981): Internationale Entwicklung bei mineralischen Rohstoffen. – In (STERK, G., ed.): Grundlagen der Rohstoffversorgung, **4**, 44 S., Bundesmin. f. Handel, Gewerbe und Industrie, Wien.

HIMMELBAUER, A. (1913): Fluorit-Taffatal. – Mitt. Wiener Min. Ges., **67**, 14ff., Wien.

HIMMELBAUER, A. (1929): Vorlage neuer Mineralvorkommen aus Niederösterreich und dem Burgenland. – Mitt. Wiener Min. Ges., **92**, 5–7, Wien.

HINGENAU, O. Freiherr v. (1849): Bergwirtschaftslehre. – 86 S., Druck v. K. Winiker, Brünn.

HINTE, J.E., v. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., Sb. **8**, 1–147, Wien.

HIRSCHMANN, G. (1987): Die Pyritlagerstätte Schwarzenbach (Salzburg,Grauwackenzone, Österreich); Untersuchungen und Geochemie, Erzmineralogie und Petrographie. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. Hamburg.

HIRSCHMANN, G., GARBE, C.D. & TARKIAN, M. (1990): Geochemie von Schwarzschiefern und assoziierten Metavulkaniten im Bereich der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten (Salzburger Grauwackenzone, Österreich). – Geol. Rdsch., **79**, 417–432, Stuttgart.

HIRZBAUER, G., STROMBERGER, A., SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1991): Neuerkenntnisse über das tektonische Gefüge des Steirischen Erzberges. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 51–85, Wien.

HITZENBERGER, H. (1980): Lagerstättenkundliche Untersuchungen der Tauerngoldgänge im Gebiet Gastein – Rauris. – Diss. Univ. 103 S., Innsbruck.

HITZENBERGER, M. (1990): Petrographische Untersuchungen an Flözen der Lagerstätte Trimmelkam, O.Ö. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Ibk., 194 S., Innsbruck.

HÖCK, V. (1993): The Habach-Formation and the Zentralgneis – A Key in Understanding the Palaeozoic Evolution in the Tauern Window (Eastern Alps). – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer, Berlin – Heidelberg.

HÖCK, V. (1995): Metamorphic evolution in the Moravo-Silesian allochthonous units. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 541–553, Springer International.

HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – In BECCALUVA, L. (ed.): Ophiolithes and lithosphere of marginal seas. – Chemical Geology, **77**, 209–227, Amsterdam.

HÖCK, V. & MILLER, C. (1987): Mesozoic ophiolithic sequences and non-ophioplitic metabasites. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamic of the Alps, 16–33, Deuticke, Wien.

HÖCK, V. & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, **101**, 228–229, Wien.

HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & TOPA, D. (1990): Granit-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. – Österr. Beitr. Meteor. Geophys., **3**, 149–167, Wien.

HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H. (1993): Oceanic vs continental origin of the Paleozoic Habach Formation in the vicinity of the Felbertal Scheelite deposit (Hohe Tauern, Austria) A geochemical approach. – Abh. Geol. B.-A., **49**, 79–95, Wien.

HOEFS, J. (1980): Stable isotope Geochemistry. – 3rd ed., 241 S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

HOEFS, J. (1996): Stable Isotope Geochemistry. – 4th ed., 201 S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HOEFS, J. & MORTEANI, G. (1979): The carbon isotopic composition of fluid inclusions in Alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). – N. Jb. Miner. Mh., **3**, 123–134, Stuttgart.

HOERNES, R. (1882): Ein alter Eisenbergbau bei Graz. – Verh. Geol. R.-A., 138–140, Wien.

HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **54**, 769–788, Zürich.

HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.T. (1978): Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the Northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). – Contrib. Mineral. Petrol., **67**, 305–315, Heidelberg.

HOFBAUER, R. (1995): 36 Jahre Grafitabbau der Firma Industrie & Bergbaugesellschaft Pryssok & Co.K.G. im niederösterreichischen Waldviertel. – res montanarum, **11**, 28–31, Leoben.

HOFBAUER, W. (1888): Bergwerks-Geographie des Kaiserthums Oesterreich. – 69 S., Ferd. Kleinmayr, Klagenfurt.

HOFMANN, A. & SLAVIK, F. (1909): Über die Manganmineralien von der Veitsch in Steiermark. – Bull. internat. de l'Academie des Sciences de Boheme.

HOHL, O. (1929): Die Fahlerzlagerstätte im Wetterbauergraben bei Mixnitz (Steiermark). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **66**, 186–200, Graz.

HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. – In: RAUMER, R.F., v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 485–494, Springer, Wien.

HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic constraints for Eo-Alpine eclogite facies metamorphism in the Austro-Alpine Ötztal basement. – Mineral. Petrol., **43**, 237–354, Heidelberg.

HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – basement crust in a convergent plate boundary zone. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 5–87, Wien.

HÖLL, R. (1970a): Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chem. d. Erde, **28**, 185–203, Jena.

HÖLL, R. (1970b): Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut- Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 201–224, Stuttgart.

HÖLL, R. (1971): Scheelitvorkommen in Österreich. – Erzmetall, **24**, 273–282, Stuttgart.

HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. bayr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl. N.F., **157**, A-B, 114 S., München.

HÖLL, R. (1979): Time- and Stratabound Early Paleocoic Scheelite, Stibnite and Cinnabar Deposits in the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A., 369–387, Wien.

HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Bayer. Akad. Wiss., Sitz.-Ber. Mathem.-naturwiss. Kl., 1–11, München.

HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the eastern Alps. – In: WOLF, K.H. (ed.): Handbook of Stratabound Ore Deposits, **5**, 1–36, Elsevier, Amsterdam.

HÖLL, R. & SCHENK, P. (1987): Genetical interpretation of a scheelite-bearing metaconglomerate of the tungsten deposit Felbertal (Eastern Alps). – Terra cognita, **7**, 192.

HÖLL, R. & SCHENK, P. (1988): Metamorphosed hydrothermal eruption breccia (conglomerate) in the Felbertal scheelite deposit, Eastern Alps. – Marine Geology, **84**, 273–282, Amsterdam.

HÖLL, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1973): Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Hohe Tauern, Österreich). – N. Jb. Miner. Mh., **1**, 27–34, Stuttgart.

HÖLL, R., MAUCHER, A., WESTENBERGER, H. (1972): Synsedimentary-Diagenetic Ore Fabrics in the Strata- and Time-Bound Scheelite Deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **7**, 217–226, Heidelberg – Berlin – New York.

HÖLL, R., IVANOVA, G. & GRINENKO, V. (1987): Sulfur isotope studies of the Felbertal Scheelite deposit, Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **22**, 301–308, Heidelberg – Berlin – New York.

HOLLER, H. (1936): Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia II, Sh. **7**, 1–87, Klagenfurt.

HOLLER, H. (1938): Unveröffentl. Gutachten über die Pb-Zn-Lagerstätte Meiselding. – Archiv. BBU, Bad Bleiberg.

HOLLER, H. (1947): Bericht über die montangeologischen Untersuchungen des Schwefelkiesbergbaues Tessenberg (Osttirol). – Unveröffentl. Ber. (Lagerstättenarch. Geol. B.-A.), Wien.

HOLLER, H. (1948): Bericht über die montangeologische Untersuchung des Bergbaues Bleiwände bei Steinfeld (Kärnten). – Unveröffentl. BBU-interner Ber. (BBU-Archiv), Bad Bleiberg.

HOLLER, H. (1950): Zur Frage des Niedersetzens der Mitterberger Blei-Zink-Vererzung (Kreuzen). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **95**, 89–92, Wien.

HOLLER, H. (1951): Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh, **96**, 69–75, Wien.

HOLLER, H. (1960): Zur Stratigraphie des Ladins im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia II, **70**, 2, 63–74, Klagenfurt.

HÖLLER, H. (1964): Ein Graphitpegmatit vom Hirnkogel bei Pusterwald/Stmk. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **94**, 86–88, Graz.

HOLLER, H. (1974): Eine Monographie des Bleiberger Bruches. – Carinthia II, Sh. **32**, 1–92, Klagenfurt.

HOLLER, H. (1977a): Ergebnisse der zweiten Aufschlußperiode (1938–1941) beim Blei-Zink-Erzbergbau Eisenkappl in Kärnten (Hochobir, östliche Karawanken). – Carinthia II, **87**, 31–52, Klagenfurt.

HOLLER, H. (1977b): Geologisch-tektonische Aufnahmen westlich der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia II, **33**, Sh., 97 S., Klagenfurt.

HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U. (1976): Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Minerale. – N. Jb. Min. Mh., **107**, 456–466, Stuttgart.

HÖLLER, H., KLAMMER, D. & WIRSCHING, U. (1985): "Österreichischer Trass" von Gossendorf bei Gleichenberg. – Unveröffentl. Ber., 8 S., VALL, Leoben.

HOLSER, W.T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R.L. (1995): Global isotopic events. – In: WALLISER, O.H. (ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerocoic Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP Project 216 "Global Biological Events in Earth History", 63–84, Springer, Berlin.

HOLZER, H. (1961): Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitvorkommen. – Verh. Geol. B.-A., 90–98, Wien.

HOLZER, H. (1964a): Niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Mitt. Geol. Ges., **57**, 163–168, Wien.

HOLZER, H. (1964b): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 360–371, Wien.

HOLZER, H. (1967): Bericht über geologische Arbeiten im Gips- und Graphitbergbau. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **112**, 182–184, Wien.

HOLZER, H. (1986): Austria. – In: Mineral Deposits of Europe, **3**, 15–40, London.

HOLZER, H. & GRILL, R. (1966): Erläuterungen zur Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich. – In: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1 : 1.000.000 von Österreich, 29–65, Wien.

HOLZER, H. & NEUWIRTH, K. (1962): Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras. – Mont. Rdsch. (1962), 191–193, Wien.

HOLZER, H. & RUTTNER, A. (1960): Bericht über lagerstättenkundliche Arbeiten 1959. – Verh. Geol. B.-A., A99–A101, Wien.

HOLZER, H. & WIEDEN, P. (1968): Kaolin Deposits of Austria. – Int. Geol. Congr. Prague, XXIII sess., proc. Symp., Prag.

HOLZER, H. & ZIRKL, E. (1962): Weitere Mitteilungen über niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A. (1962), 316–330, Wien.

HOLZER, H. & ZIRKL, E. (1963): Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., 79–91, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HOLZER, H., WEBER, F. & TRIMMEL, L. (1975): Zur Geologie und Geophysik der Gipslagerstätte Preinsfeld bei Heiligenkreuz, N.Ö. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **120**, 12, Wien.

HOLZER, H.F. (1981): Rohstoffsuche in Österreich, Möglichkeiten und Strategien. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **126**, 249–253, Wien.

HOLZER, H.F. (1986): Beiträge zur Kenntnis alpiner und außeralpiner Lagerstätten. – Mitt. österr. geol. Ges., **78**, 9–21, Wien.

HOLZER, H.F. (1988): Das Mineral-Rohstoff-Potential Österreichs – ein Diskussionsbeitrag. – In: FETTWEIS, G.B. et al. (ed.): Bergbau im Wandel, 169–173, Graz, Essen.

HOLZER, H.F. & POHL, W. (1980): Montangeologischer Endbericht über die Schurftiefbohrungen I/Schilting und II/Eitweg, Lavanttal, Kärnten. – Unveröffentl. Ber. (MUL), 47 S., Leoben.

HOMANN, J.B. (1714): Ducatus Stiriae novissima Tabula – o.O.

HOMANN, O. (1962): Das kristalline Gebirge im Raum Pack-Ligist. – Miner. Mitt.bl. Joanneum (1962), 1–62, Graz.

HÖNIG, J. & TIEDKE, M. (1981): Pegmatitische Rohstoffe im steirischen Anteil der Koralpe. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 79–82, Graz.

HÖRHAGER, H. (1903): Das Eisensteinvorkommen bei Neumarkt in Obersteier. – Zs. Berg- u. Hüttenwesen, **51**, 16 S. (in: REDLICH, K.A.: Bergbaue Steiermarks.- III), Wien.

HORKEL, A. (1974): Zur Geologie der Präbichl- und Werfener-Schichten zwischen Neuberg/Mürz und Aschbach sowie zum Alter der in ihnen liegenden Sideritvorkommen. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 162 S., Wien.

HORKEL, A. (1977): Zum Alter einiger Sideritvorkommen im oberostalpinen Permoskyth im Gebiet der Hohen Veitsch (Stmk). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 2a, 35–41, Wien.

HORNER, H. (1993): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an strukturgebundenen As-Au-Ag Vererzungen in der Silbereckserie (östliches Tauernfenster). – Unveröffentl. Dipl.-Arbeit Nat.wiss. Fak. Univ. Salzburg, 76 S., Salzburg.

HORNER, H., NEUBAUER, F., PAAR, W.H. et al. (1997): Structure, mineralogy and Pb-isotopic composition of the As-Au-Ag-deposit Rotgülden, Eastern Alps (Austria): Significance for formation of epigenetic ore deposits within metamorphic domes. – Mineralium Deposita, in Druck.

HORSCH, H. (1989): Das Gold-Vorkommen Waschgang, Oberkärnten, Österreich, Eine geochemische und mineralchemische Untersuchung. – Diss. Johannes Gutenberg Universität, 270 S., 36 S., Mainz.

HORVÁTH, S. (1926): Der Kupfererzbau Rotenstein bei Serfaus. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **74**, 109–116, Wien.

HÖSCH, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 250 S., Wien.

HRADIL, G. & FALSER, H., v. (1930): Die Ölschiefer Tirols. – Leipzig.

HRUBY, J. (1979): Ergebnisse des Bohrprogramms zwischen Forstau W und E (Frühling 1979) und Vorschlag weiterer Arbeiten. – Unveröffentl. Ber., 2 S. (Lagerstättenarchiv BBU).

HU MING-AN, DISNAR, J.R. & SUREAU, J.-F. (1995): Organic geochemical indicators of biological sulphate reduction in Bois-Madame Zn-Pb-deposit (Gard, France). – In: PASAVA, J. et al. (eds.): Mineral Deposits: From their origin to their environmental impact, Proc. 3rd SGA Meeting, Prague, 749–753, Balkema, Rotterdam.

HÜBEL, G. (1984): Zusammenfassende Auswertung der systematischen lagerstättenkundlichen Untersuchungen in den westlichen Niederen Tauern, Steiermark. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 49–54, Wien.

HUBER-SCHAUSBERGER, I. & SCHROLL, E. (1967): UV-Lumineszenz und Seltenerdgehalte in Flußspäten. – Geochim. Cosmochimica Acta, **31**, 1333–1340, Oxford.

HUBER, A. (1988): Rohstoffsicherungsgebiete im Bezirk Murau (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 59–66, Wien.

HUBER, I. (1965): Beitrag zur Geochemie der Flußspäte. – Unveröffentl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 108 S., Wien.

HUBER, M. (1994): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophyllite) am Alpenostrand. – Diss. Montanuniversität, 136 S., Leoben.

HUBER, S. & HUBER, P. (1977): Mineralfundstellen, Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland). – **8**, 270 S., Verlag Chr.Weise, München.

HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholiten-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarites der Salzburger Kalkalpen. – Geologica et Palaeontologica, **5**, 131–147, Marburg/Lahn.

HUDSON, J.D. (1977): Stable isotopes and limestone lithification. – J. Geol. Soc. (London), **133**, 637–660, London.

HUSEN, D., v. (1976): Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia II, **116**, 113–126, Klagenfurt.

HUSKA, G. (1970a): Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechselfensters (Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 109–136, Wien.

HUSKA, G. (1970b): Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. – Verh. Geol. B.-A., 61–65, Wien.

HUTCHINSON, M.N. & SCOTT, S.D. (1981): Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. – Econ.Geol., **76**, 143–153, New Haven.

HUTTENLOCHER, F. (1926): Metallogenese und Metallprovinzen in den Alpen. – Metall und Erz, **23**, 607–612.

HUTTENLOCHER, F. (1934): Die Erzlagerstätten der Westalpen. – Schweizer Min. u. petr. Mitt., **14**, 22–149, Zürich.

HUTTENLOCHER, F. (1954): Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. – Geol. Rdsch., **42**, 93–197, Stuttgart.

IMHOF, K. (1931): Die Goldfelder der Ostalpen. – Metall und Erz, **28**, 528–531.

IMHOF, K. (1934): Das Adelsgesetz für das Goldfeld der Hohen Tauern. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb, **82**, 1–16, Wien.

ISSER, M. (1888): Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **36**, 226–324, Wien.

ISSER, M. (1919): Eisen- und Kupfervorkommen am Arzberg, Schwaz. – Montanist. Rdsch., **11**, 547–549.

IUREP-REPORT (1981): International Uranium Resources Evaluation Project – Austria. – OECD Nuclear Energy Agency, **38**, Paris.

IVANOVA, G.F., BANNYCKH, K.I., IGNATENKO, K. & KLUGER, F. (1987): Trace Components in scheelite deposits of various genetic types (in russ. Sprache). – Geokhimiya, **5**, 611–630; übersetzt, in: Geochemistry International, **24**, 1–20, New York.

IVANOVA, G.F., NAUMOV, V.B. & KOPNEVA, L.A. (1987): Fluid inclusion data on the physicochemical parameters for scheelite formation in various types of deposits. – Geochemistry International, **24/5**, 48–59, New York.

IVANOVA, G.F., KOROVAYKOV, P.A. et al. (1991): Geochemistry of the metamorphic rocks at the Felbertal stratified Scheelite deposit, Austrian Alps. – Geochemistry International, **28/12**, 1–13, New York.

JACOB, H., KUCKELKORN, K. & MÜLLER, M. (1982): Inkohlung und Tektonik im Bereich der gefalteten Molasse. – Erdöl und Kohle-Petrochemie, **35**, 510–518, Weinheim.

JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 1–114, Wien.

JÄGER, E. & METZ, K. (1971): Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – SMPM, **51**, 411–414, Zürich.

JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen-Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich. – TMPM, **13**, 251–272, Wien.

JÄGER, V. (1916/17): Die Eisenhütte in Flachau und ihr Schurfbereich. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **56**, 183–227; **57**, 25–60, Salzburg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHODA, R. (1984): Das Westfeld der Scheelitlagerstätte Mittersill (Land Salzburg, Österreich). Geologie, Petrographie und Vererzung in einem Profil durch die Lagerstätte. – 150 S. Unveröffentl. Diplomarb., Montanuniv. Leoben.

JANDA, I. (1959): Beitrag zur Geochemie des Graphites. – Diss. Univ. Wien, 112 S., Wien.

JANDA, I. & SCHROLL, E. (1959): Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. – TMPM, **7**, 118–129, Wien.

JANDA, I. & SCHROLL, E. (1960): Geochemische Untersuchungen an Grafitgesteinen. – Int. Geol. Congr. Rep. 21st Sess. Norden, I, 40–53, Copenhagen.

JANOSCHEK, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (ed.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 525–693, Deuticke, Wien.

JARLOWSKY, W. (1964): Die Kupfererzgänge von Flatschach bei Knittelfeld. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **2**, 32–75, Leoben.

JENKYNS, H.C. et al. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. – Sedimentology, **33**, 87–106, Oxford.

JOHAN, Z. (1988): Indium and germanium in the structure of sphalerite: an example of coupled substitution with copper. – Mineralogy and Petrology, **38**, 221–244, Wien.

JOHN, C. (1892): Über steirische Graphite. – Verh. Geol. R.-A., 413–418, Wien.

JOHNS, W.D. & HOEFS, J. (1985): Maturation of organic matter in Neogene sediments from the Aderklaa oilfield, Vienna Basin, Austria. – TMPM, **34**, 143–185, Wien.

JONGMANS, W.J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **86**, 97–104, Wien.

JUVANCIC, H. & KIRNBAUER, F. (1971): Wert und Wesen des Steirischen Erzberges. – Montan-Rdsch., **1971**, 25–46, Wien.

KAHLER, F. (1935): Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia II, **45**, 1–12, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1938): Spuren vulkanischer Tätigkeit im Miozän des Lavanttales. – Carinthia, **128**, 27–30, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1968): Die Gipsvorkommen an der Südseite der Gailtaler Alpen. – Carinthia II, **158/78**, 90–96, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1983): Fusulinen aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und Karawanken. – Carinthia II, Sh. **41**, 107 S., Klagenfurt.

KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., Geol. B.-A., Wien.

KALTENEGGER, W. & PREISINGER, A. (1963): Zur Bestimmung von Paläotemperaturen an Muschelschalen. – Fortschr. Min., **41**, 182, Stuttgart.

KANAKI, F. (1972): Die Minerale Bleibergs (Kärnten). – Carinthia II, **162/82**, 7–84, Klagenfurt.

KANTOR, J. (1961): Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins (Mit Bemerkungen über das Kristallin der Alpen). – Geologicke Prace Zosit, **60**, 303–318, Prag.

KANTOR, J. & FLÜGEL, H.W. (1964): Altersbestimmungen an Gesteinen des steirischen Kristallins. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., 225–226, Wien.

KAPOLYI, L. (1987): Mineral Resources. A System Analytical and Functional Approach. – 316 S., Springer, Wien.

KAPPEL, F. & SCHROLL, E. (1982): Ablauf und Bildungstemperatur der Blei-Zink-Vererzungen von Bleiberg-Kreuth, Kärnten. – Carinthia II, **172/92**, 49–62, Klagenfurt.

KARL, F. (1953): Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). – N. Jb. Mineral., Abh., **85**, 203–246, Stuttgart.

KASSL, K.H. (1995): Der Ölschieferbergbau Windische Höhe in Kärnten. – res montanarum, 12, 16–21, Leoben.

KAZMER, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – Acta Geol. Hung., **28**, 69–82, Budapest.

KELTER, D. (ed., 1995): Proceedings of the United Nations Economic Commission for Europe Workshop on Reassessment of Coal and Mineral Deposits under Market Economy Conditions, Berlin 4.–6. Oktober 1994. – 377 S., Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

KELTER, D. (ed., 1996): Proceedings of the United Nations Economic Commission for Europe Workshop on Reassessment of Coal and Mineral Deposits under Market Economy Conditions, Hannover, 4.–6. Dezember 1995. – 206 S., Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

KELTER, D. (1991): Classification System for Coal Resources – a Review of Existing Systems and Suggestions for Improvement. – Geol. Jb., A, **127**, 347–359, Hannover.

KELTER, D. (1996a): Procedures of Geological Investigations and Mineability Assessments in Relation to the UN Framework Classification. – In: KELTER, D. (ed.) (siehe dort), 51–55, Hannover.

KELTER, D. (1996b): UN-Rahmen-Vorratsklassifikation – Statusbericht. – a) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 8 S., Hannover. b) GDMB-Schriftenreihe, Clausthal-Zellerfeld (in Druck).

KELTER, D. & WELLMER, F.-W. (1995): The 3-Dimensional System – Proposal of the United Nations for International Mineral Reserve/Resource Classification. – In: KELTER, D. (ed.) (siehe dort), 63–70, Hannover.

KERN, A. (1911): Bericht über ein Vorkommen von kristallinem Magnesit im Kronlande Salzburg. – Unveröffentl. Ber., 20 S., München.

KERN, A. (1927): Zur geologischen Aufnahme des steirischen Erzberges 1925 bis 1926. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **75**, 23–29, 49–55, Wien.

KERN, A. (1952): Eisenerzlagerstätten in Österreich – Symposium sur le fer. – Int. Geol. Congr. Alger.

KERN, J. (1912): Der Magnesit und seine technische Verwendung. – Glückauf, **48**, 211, Essen.

KERNER, F. (1919): Die geologischen Verhältnisse der Pb-Zn-Lagerstätte Obernberg am Brenner. – Verh. Geol. B.-A., 270–277, Wien.

KERRICK, D.M. (1968): Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure. – Amer. J. Sci., **266**, 204–214, New Haven.

KHALILI, H. (1972): Zur Geochemie einiger Pegmatite der Ostalpen. – TMPM, **18**, 79–104, Wien.

KIESL, W. (1989): Geochemischer Beitrag zur Genese der Talk/Magnesitlagerstätte Rabenwald. – Mitt. Österr. Min. Ges., **134**, Wien.

KIESL, W., WIESENEDER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselfensters. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, **192**, 1–20, Wien.

KIESL, W., KLUGER, F. & WIESENEDER, H. (1986): Petrology and Geochemistry of selected talc deposits in the Eastern Alps. – In: Mineral Paragenesis, 649–664, Theophrastus Publ. S.A., Athen.

KIESL, W., KOEBERL, C. & GÖTZINGER, M.A. (1990): Geochemie und Mineralogie des Malm-Mergels (8552,1 m) der Bohrung Zistersdorf ÜT 2a. – Erdöl Erdgas Kohle, **106**, 193–196, Hamburg – Wien.

KIESL, W., KOEBERL, C. & KÖRNER, W. (1990): Geochemistry of magnesites and dolomites at the Oberdorf/Laming (Austria) deposit and implications for their origin. – Geol. Rdsch., **79**, 327–335, Stuttgart.

KIESLINGER, A. (1928): Geologie und Petrographie der Koralpe V-IX. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt.I., **137**, 101–532, Wien.

KIESLINGER, A. (1937): Der Serpentin von der Judenbrücke (Mölltal, Kärnten) und seine Verwitterung. – Centr.bl. Mineralogie, A (1937), 153–159, Stuttgart.

KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sh. **17**, 348 S., Klagenfurt.

KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **4**, 436 S., Bergland-Buch, Salzburg – Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KINDERMANN, J.K. (1789–1797): Die Provinz Inner-Oesterreich oder die Herzogthümer Steyermark, Kaernthen und Krain. – 12 Blätter, Graetz.

KINDERMANN, J.K. (1798): Repertorium der Steyermärkischen Geschichte, Geographie Topographie, Statistik und Naturhistorie. – Graetz.

KIRCHNER, E.C. (1979): Pumpellyitführende Kissenlavenbreccien in der Gips-Anhydritlagerstätte von Wienern am Grundlsee, Stmk. – TMPM, **26**, 149–162, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 385–396, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1983): Wagnerit als Mineralneubildung in Gesteinseinschlüssen von Gipsablagerungen aus Webing, N Abtenau, Salzburg. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **128**, 29–31, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1988): Isokit von Werfen, Salzburg. – Mineralog. Arch. Sbg., Folge 1 (A. STRASSER, ed.), p. 12, Salzburg.

KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1983): Vorläufige Mitteilung über eine schichtgebundene Uranvererzung in der Wustkogelserie des Hüttwinkeltales (Rauris), Salzburg. – Anz. Österr. Akad. Wiss., 1983, 19–21, Wien.

KIRCHNER, E.C., MEDITZ, W. & NEUNINGER, H. (1969): Zur Mineralogie des Mühlviertels. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **73**, 37–48, Wien.

KIRNBAUER, F. (1965): Die Kaolinvorkommen von Kriechbaum und Weinzierl bei Schwertberg in Oberösterreich. – Freiberger Forschungshefte, **C 186**, 125–136, Freiberg.

KIRNBAUER, F. (1968): Historischer Bergbau I und II – Bergbaue, Schmelzhütten Hammerwerke, Münz- und Prägestätten in der Zeit von 1500 bis 1600. 1. Teil, Blatt 33 und 34 sowie Kommentar. – In: Österreichischer Volkskundeatlas, 3. Lfg., Wiss. Komm. Volkskundeatlas, H. Böhlau Nfg, Graz, Wien, Köln.

KIRNBAUER, F. (1975): Ein montanistischer Wegweiser durch Steyermark aus dem Jahr 1835. – Leobener Grüne Hefte, **160**, Wien.

KLAR, G. (1964): Steirische Graphite. – 149 S., Graz.

KLATZER, M.F. (1861): Kärntner Grafit. – Carinthia, **51**, 38–39, Klagenfurt.

KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Alpine Middle and Upper Triassic Pb-Zn Deposits. – In: KISVARSANYI, G. (ed.): Int. Conf. on Mississippi Valley Type Lead-Zinc Deposits, 113–128, Rolla.

KLAUS, W. (1954): Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., 250–255, Wien.

KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **G**, 288–292, Wien.

KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. – Carinthia II, **164/84**, 79–85, Klagenfurt.

KLEBELSBERG, R., v. (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., Borntraeger, Berlin.

KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R. (1975): Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausthaler Geol. Abh., Sb. **1**, 11–44, Clausthal-Zellerfeld.

KLÖTZLI, U.S. (1993): Einzelzirkon-$^{207}Pb/^{206}Pb$-Datierungen an Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse (Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **138**, 123–130, Wien.

KLÖTZLI, U.S. & PARRISH, R.R. (1994a): Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite (Lower Austria): Evidence for the incorporation of Cadomian and possibly Archean crust into Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 68–70, Wien.

KLÖTZLI, U.S. & PARRISH, R.R. (1994b): Evidence for the reworking of Cadomian crust in granitoids of Central Europe (South Bohemian Pluton, Bohemian Massif, Austria): A zircon Pb/Pb and U/Pb study. – ICOG 8 USGS Circular 1107, 175.

KLÖTZLI, U.S. & PARRISH, R.R. (1995a): Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite, South Bohemian Massif, Austria.

KLÖTZLI, U.S. & PARRISH, R.R. (1995b): Pre-Variscan remnant lower crustal rocks in Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton (Bohemian Massif, Austria). – Submitted to EUG 8.

KLÖTZLI, U.S., FRANK, W., SCHARBERT, S. et al. (1997): Evolution of the SE Bohemian Massif based on geochronological data. – Geol. Rdsch. (In prep.).

KNEIDL, V. (1971): Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Erlangen, 75 S., Erlangen.

KNISSEL, W. (1991): Wandel der Bergingenieurwissenschaften durch die Umwelt-Folgerungen für Lehre und Forschung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **136**, 118–120, Wien.

KNOP, E., BÜTTNER, S. & HAUNSCHMID, B., FINGER, F. et al. (1995): P-T conditions of Variscan metamorphism and migmatization in the Sauwald, Southern Bohemian Massif. – EUG Strassbourg, Terra Nova, **7**, Abstr., Suppl. 1, 316.

KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Springer, Wien.

KOBER, L. (1950): Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **95**, 166–171, Wien.

KOCH, K.E. (1958): Die Vererzung der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforschg., **87**, 202–207.

KODINA, L.A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H. (1988): An Organic Geochemical Study of Austrian Bituminous Rocks. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 291–300, Wien.

KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, **160/80**, 7–17, Klagenfurt.

KOEBERL, C. (1993): Instrumental neutron activation analysis of geochemical and cosmochemical samples: A fast and reliable method for small sample analyses. – J. Radioanalyt. Nucl. Chem. Articles, **168**, 47–60, Elsevier, Lausanne – Budapest.

KÖHLER, A. (1928): Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – TMPM, **39**, 125–213, Wien.

KÖHLER, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seine Randgebiete. I. – Fortschr. Miner. Kristallogr., Petrogr., **25**, 253–316, Berlin.

KOHLER, E. & HÄUSSLER, H. (1978): Zur Entstehung von Phosphorit- und Glaukonitvorkommen der Mittel- und Oberkreide im Helvetikum des Allgäu. – Geol. Jb., A, **46**, 69–91, Hannover.

KÖLBL, L. (1926): Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. – TMPM, **37**, 173–200, Wien.

KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 85–150, Wien.

KOLLER, F. (1990): Die Entwicklung der penninischen ozeanischen Kruste im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe. – In: KOLLER, F. (ed.): Exkursionsführer, Österr. Geol. Ges., **13**, 11–27, Wien.

KOLLER, F. (1992): The Evolution of the Rechnitz Window Group. – ALCAPA Field Guide, 234–236, IGP/KFU, Graz.

KOLLER, F. & HÖCK, V. (1992): The Mesozoic Ophiolithes in the Eastern Alps – A review. – ALCAPA Field Guide, 115–125, IGP/KFU, Graz.

KOLLER, F. & PAHR, A. (1980): The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – Ofioliti, **5**, 65–72, Bologna.

KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984): Die Metarodingite der Habachformation, Hohe Tauern (Österreich). – TMPM, **33**, 49–66, Wien.

KOLLER, F. & ZEMANN, J. (1991): Neues zu den Riebeckitgneisen des Ostendes der nördlichen Grauwackenzone. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. (1990), 1–4, Wien.

KOLLER, F., NIEDERMAYR, R. & NIEDERMAYR, G. (1978): „Alpine Klüfte" im Kristallin der Böhmischen Masse. – Aufschluß, **29**, 373–378, Heidelberg.

KOLLER, F., GÖTZINGER, M., NEUMAYER, R. & NIEDERMAYR, G. (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. – Archiv f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **3**, 47–65, Wien.

KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H. & KÖBERL, C. (1994): Molybdenite mineralisation related to granites of the Austrian part of the South Bohemian Pluton (Moldanubicum) – A Comparison. – In: SELTMANN, R. et al. (eds.): Metallogeny of Collisional Orogens, Proc. of the IAGOD Erzgebirge Meeting, Czech Geol. Survey, Prague.

KOLLMANN, H. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 71–159, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479–632, Wien.

KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980): Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. – In: BACHMAYER, F. (ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 179–201, Wien.

KOLMER, H. (1980a): Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 23–26, Graz.

KOLMER, H. (1980b): Die Verteilung von Rubidium und Strontium in den Basalten von Weitendorf/Stmk. und Kollnitz/Ktn. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 27–32, Graz.

KONRAD, H.M. & WINTER, P. (1988): Montangeologische Bearbeitung der Magnesitlagerstätte Kaintaleck/Hohenburg bei Oberdorf an der Laming in der Steiermark. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Montan-Univ., 212 S., Leoben.

KOPETZKY, G. (1961): Die Bentonitlagerstätte von Gossendorf (Stmk.). – Mittbl. Joanneum, **2**, 6–53, Graz.

KÖPPEL, V. (1983): Summary of lead isotope data from ore deposits of the Eastern Alps: some metallogenic and geotechnic implications. – In: H.J.SCHNEIDER (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 162–168, Springer, Heidelberg.

KÖPPEL, V. (1984): Lead isotopes as tracers of the origin of metals in ore deposits and of the evolution of continental crust: Examples from western and central Europe. – Proc. 27th Int. Congr. Vol. **12**, 53–82, VNU Science Press.

KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. (1979): Isotope geochemistry of lead. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.): Lectures in Isotope Geology, 134–153, Springer, Heidelberg.

KÖPPEL, V. & KOSTELKA, L. (1976): The isotopic composition of ore lead from Bleiberg, Austria. – Unveröffentl. Vortragsmanuskript, Symp. Delft.

KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1983a): Lead isotopes of Paleozoic, stratabound to stratiform galena-bearing sulfide deposits of the Eastern Alps (Austria); implications for their geotectonic setting. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **63**, 347–360, Zürich.

KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1983b): Bleiisotope und Remobilisation von Erzlagerstätten. – Schriftenreihe d. erdwissenschaftl. Kenntnisse, **6**, 39–51, Wien.

KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1985): Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Vererzungen in den Ost- und Südalpen; Resultate bleiisotopengeochemischer Untersuchungen. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **6**, 215–222, Wien.

KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1988): Pb-isotope evidence for the origin of lead in strata-bound Pb-Zn deposits in Triassic carbonates of the Eastern and Southern Alps. – Mineralium Deposita, **23**, 96–103, Berlin – Heidelberg – New York.

KÖPPEL, V., BONI, M. & SCHROLL, E. (1990): Metal sources of Alpine and Sardic Pb-Zn deposits: results of Pb isotope investigations of ore and rock leads. – In: PELISONNIER, H. & SUREAU, J.F. (ed.): Mobilité et concentrations des metaux de base dans la couverture sed., manif., mec., prosp, Doc. du BRGM **183**, Orleans.

KÖPPEL, V., NEUBAUER, F. & SCHROLL, E. (1993): Prealpidic ore deposits in the Central, Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): The pre-Mesozoic Geology of the Alps, 145–162, Springer, Heidelberg.

KORITNIG, S. (1938): Neue Mineralfunde aus den deutschen Ostalpen. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **75**, 60–66, Graz.

KORITNIG, S. (1970): Der „Fahlunit" von Schwabegg (Kärnten). – Carinthia II, **70/150**, 105–107, Klagenfurt.

KOSCHIER, E. (1989): Beiträge zur Genese der Schlierengranite und der Weinsberger Granite in Oberösterreich und Niederösterreich aufgrund ihrer Einschlüsse. – Diss., 170 S., Salzburg.

KOSS, S. (1995): Spurenelementanalyse an Fluoriten (CaF_2) mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse (INAA). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 164 S., Wien.

KOSS, S. & GÖTZINGER, M.A. (1996): Spurenelementbestimmungen in Fluoriten des metamorphen Mesozoikums, Österreich mittels ICP-MS. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **141**, 128–129, Wien.

KOSTELKA, L. (1960): Windisch-Bleiberg. – Carinthia II, **70**, 2, 75–85, Klagenfurt.

KOSTELKA, L. (1965): Eine genetische Gliederung der Blei-Zinkvererzungen südlich der Drau. – Carinthia II, **75**, 29–38, Klagenfurt.

KOSTELKA, L. (1971a): Introduction to the Lead-Zinc Deposits of Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Austria). – Sedimentology of parts of Central Europe, Guide-book XIII Int. Sediment. Congress.

KOSTELKA, L. (1971b): Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. – Carinthia II, Kahler Festschrift, Sh. **28**, 283–289, Klagenfurt.

KOSTELKA, L. (1972): Die Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Zeit und Raum. – In: Blei und Zink in Österreich. – Veröffentl. Naturhist. Museum Wien, **6**, 8–14, Wien.

KOSTELKA, L. & SCHULZ, O. (1961): Beobachtungen an jungen Hohlraumsedimenten. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 372–377, Wien.

KOSTELKA, L. & SCHULZ, O. (1969): Die Tektonik des Blei-Zink-Erzrevieres Rubland (Östliche Gailtaler Alpen). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **114**, 440–445, Wien.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W. (1959): Bericht über die Diskussionstagung in Bleiberg zum Thema: „Die Entstehung von Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen". – Erzmetall, **12**, 245–249, Stuttgart.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W. (1960): Die Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen. – Zs. f. Erzbergbau, **12**, 245–249, Stuttgart.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W. (1966): Der triadische Geosynklinalmechanismus und die Blei-Zinkvererzung in den Drau-Kalkalpen. – Symp. 1966. Int. Giacimenti Minerali delle Alpi, 127–134, Trento.

KOSTELKA, L., CERNY, I. & SCHROLL, E. (1986): Coordination of diagnostic features in ore occurrences of base metals in dolomites and limestones (Final report IGCP Project 6). – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **8**, 283–298, Wien.

KÖSTER, J. (1989): Organische Geochemie und Organo-Petrologie kerogenreicher Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Nor) der Nördlichen Kalkalpen. – Clausthaler Geowiss. Dissertationen, **36**, 262 S., Clausthal.

KÖSTER, J., WEHNER, H. & HUFNAGEL, H. (1987): Organic geochemistry and organic petrology of organic rich sediments within the "Hauptdolomit" formation (Triassic, Norian) of the Northern Calcareous Alps. – Org. Geochem., **13**, 377–386, Oxford.

KÖSTLER, H.J. (1993): Der ehemalige Glimmerbergbau in St. Leonhard an der Saualpe (Kärnten) von seiner Aufschließung im Jahre 1941 bis zur Stillegung 1962. – Carinthia I, **183**, 449–494, Klagenfurt.

KOZLOWSKI, C. (1956): Der Mineralbestand oberösterreichischer Bauxite. – Der Karinthin, **33**, 156–161, Klagenfurt.

KOZUR, H. (1992): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. – Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 109–135, Amsterdam.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliatikum und Süd-Rudabanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.

KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 47–64, Wien.

KRAINER, B. (1980): Bericht über die geologischen Kartierungen im Bereich der Vererzung Stallhofen. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten und des Karwendels (Raum Lafatsch Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 169–142, Wien.

KRAINER, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 61–91, Wien.

KRAINER, K. (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KRAINER, K. (1992a): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 99–193, Wien.

KRAINER, K. (1992b): Late Paleozoic overstep sequences of the Eastern and Southern Alps. – ALCAPA Field Guide, 61–70, IGP/KFU, Graz.

KRAINER, K. (1993): Late- and Post Variscan Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 537–564, Springer, Berlin.

KRAINER, K. (1995): Eisenerz. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 41–44, Hüttenberg.

KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates (Badstub-Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 65–81, Wien.

KRAINER, K. MOSTLER, H. & HADITSCH, J. G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Abh. Geol. B.-A., **50**, 257–293, Wien.

KRAJICEK, E. (1940): Notiz zu einem Kupfererzvorkommen im Obojnikgraben (Karawanken). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **88**, 47–53, Wien.

KRAJICEK, E. (1956): Ein neues Beryllvorkommen von der Pack. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., Sb. **1956**, 133–138, Graz.

KRALIK, C. (1993): Geochemische Untersuchungen an Magnesiten und Talken aus den Lagerstätten der Ostalpen. – Diss. Univ. Wien, 191 S., Wien.

KRALIK, C. & KIESL, W. (1992): Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark/Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 31–39, Wien.

KRALIK, C. & KIESL, W. (1994): Geochemische Untersuchungen an Spatmagnesiten der östlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Min. Ges., **139**, 324–327, Wien.

KRALIK, M. (1985): K-Ar-Systematik der Tonminerale vererzter und unvererzter Mergel der Maxerbänke, Blei-Zinklagerstätte Bleiberg, Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 223–224, Wien.

KRALIK, M. (1989): Strontium isotopes in magnesites. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 225–232, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

KRALIK, M. & SCHRAMM, J.-M. (1994): Illit-Wachstum: Übergang Diagenese-Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O). – Jb. Geol. B.-A., **137**, 105–137, Wien.

KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Deuticke, Wien.

KRALIK, M., AHARON, P. et al. (1989): Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 197–223, Borntraeger, Stuttgart.

KRANZ, J.R. (1976): Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 593–615, Stuttgart.

KRATOCHVIL, H. & LADWEIN, H.W. (1984): Die Muttergesteine der Kohlenwasserstofflagerstätten im Wiener Becken und ihre Bedeutung für die zukünftige Exploration. – Erdöl-Erdgas, **100**, 107–115, Wien – Hamburg.

KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 81–152, Wien.

KRÄUTNER, H.G. (1996): Genetic models of Variscan ore deposits in the Romanian Carpathians. – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan Metallogeny in the Alpine Orogenic belt, 109–128, Mineralia Slovac. Coop., Bratislava.

KREIS, H.H. & UNGER, H.J. (1971): Die Bleiglanz-Flußspat-Lagerstätte der Achsel- und Hinteren Flecktrog-Alm bei Hollersbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 3–53, Leoben.

KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S.D. (1978): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. – Can. Mineral., **14**, 364–386, Ottawa.

KRETSCHMER, F. (1992): Marmor aus Adnet. – 384 S., Adnet.

KREUTZER, L. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 275–343, Wien.

KREUTZER, L. (1992a): Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 261–272, Wien.

KREUTZER, L. (1992b): Photoatlas zu den Variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **47**, Wien.

KREUTZER, N. (1993): Die ÖMV-Gas- und Öllagerstätten der nieder- und oboerösterreichischen Molassezone. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 455–468, Naturhist. Mus., Wien.

KREUTZER, N. (1993): Das Neogen des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 232–248, Naturhist. Mus., Wien.

KREUTZER, N. & WESSELY, G. (1993): Die Lagerstätten des Wiener Beckens und seines Untergrundes. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 403–440, Wien.

KRISCHKER, G.A. (1990): Die Baryt-Fahlerz-Lagerstätte St. Gertraudi/Brixlegg. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 206 S., Univ. Innsbruck.

KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). – Tectonophysics, **136**, 171–196, Amsterdam.

KROIS, P. (1989): Die basalen klastischen Gesteine im Brennermesozoikum (Stubaier Alpen/Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Ibk., **16**, 63–65, Innsbruck.

KROL, W. (1974): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet nördlich von Sillian (Osttirol/Österreich). – Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Universität München.

KRÖLL, A. (1980): Die Molassezone Niederösterreichs. – In: BACHMAYER, F. (ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 202–212, Wien.

KRÖLL, A. (1984): Die Erdöl- und Erdgasregion Matzen/Schönkirchen aus geologischer Sicht. – Erdöl-Erdgas, **100**, 185–195, Hamburg – Wien.

KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978): Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., 23–34, Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W. et al. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geol. B.-A., Wien.

KRÖNER, A., WENDT, I., LIEW, T.C. et al. (1988): U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – Contr. Mineral. Petrol., **99**, 257–266, Heidelberg.

KRÜGER, A.C. (1987): Bergbauliche Gesichtspunkte für ein integriertes Bewertungsmodell zur Ablaufplanung bei der Suche nach Rohstoffvorkommen in Österreich. – Diss. Montanuniv. Leoben, 234 S., Leoben.

KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M. (1988): From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. – Geodinamica Acta, **2**, 33–47, Paris.

KRYSTYN, L. (1972): Die Oberbojacium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruchs Neumühle bei Wien. – Ann. naturhist. Mus. Wien, **76**, 195–310, Wien.

KRYSTYN, L. (1991): Die Fossillagerstätten der alpinen Trias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (ed.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, 31–34, Wien.

KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer Sediment '96, 1–23, Wien.

KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. – Colloque sur les "Etages tectoniques" Neuchatel, 105–122, Neuchatel.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W.E. (1962): Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **105**, 173–242, Wien.

KUCHA, H. & STUMPFL, E. (1992): Thiosulfates as precursors of banded sphalerite and pyrite at Bleiberg, Austria. – Miner. Magazine, **56**, 165–172, London.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KUDERNATSCH, J. (1851): Das Eisensteinvorkommen in der Gollrad nächst Mariazell in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **III**, 4–14, Wien.

KUHLEMANN, J. (1995): Zur Diagenese des Karawanken-Nordstammes (Österreich/Slowenien): Spättriassische, epigenetische Blei-Zink-Vererzung und mitteltertiäre, hydrothermale Karbonatzementation. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 57–116, Wien.

KÜHN, R. (1955): Über den Bromgehalt in Salzgesteinen. – Kali und Steinsalz, Essen.

KÜHN, R. (1979): Diagenese in Evaporiten. – Geol. Rdsch., **68**, 1066–1075, Stuttgart.

KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1994): Olistholithe in Flysch-Sedimenten der Karawanken: Die Entwicklung eines aktiven Kontinentrandes im Karbon der Südalpen (Paläozoikum von Seeberg und Eisenkappel/Österreich). – N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **194**, 115–142, Stuttgart.

KÜNIG, E. (1995): Kohlenpetrographische Untersuchungen am Unterflöz des Braunkohlentagebaues Innerleiten (Hinterschlagen, Wolfsegg-Traunthaler Kohlenrevier, Hausruck, O.Ö.). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Ibk., 110 S., Innsbruck.

KUPFERSCHMIED, M.P. (1994): Geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hollersbachtal und Krimmler Achental. – Münchner Geol. Hefte, **12**, 1–160, München.

KUPFERSCHMIED, M.P. & HÖLL, R. (1994): Die geologische Neuaufnahme der Habachmulde und ihre genetischen Implikationen für die Habachgruppe (Tauernfenster/Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **137**, 139–153 Wien.

KÜPPER, A. (1968): Wien. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, 206 S., Wien.

KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H. et al. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 45–60, London.

KÜRMANN, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **41**, 328 S., Bochum.

KURZ, W. & NEUBAUER, F. (1996): Deformation partitioning during updoming of the Sonnblick area in the Tauern window (Eastern Alps, Austria). – J. Struct. Geol., **18**, 1327–1343.

KÜRZL, H. (1984): Subregionale montangeologische Untersuchung von Sulfidindikationen und Pb-Zn Bachsediment Geochemie Anomalien im Bereich Flattnitz, Kärnten. – Unveröffentl. Ber. (Archiv Geol. B.-A.), Leoben – Wien.

KÜRZL, H., SCHROLL, E. & WEINZIRL, O. (1993): Geochemistry of carbonate hosted Pb-Zn-deposits in respect to classification by multivariate data. – Workshop MVT Proceedings, Campus Jussieu. Soc. Geol. de France, 121–124, Paris.

KURZWEIL, H. (1971): Mineralbestand und Genese einiger Eisenerzvorkommen in den Sedimenten der „Landseer Bucht", Burgenland. – TMPM, **16**, 268–280, Wien.

KUZVART, R. (1984): Industrial Minerals and Rocks. – Czech Acad. Sci., 454 S., Prag.

KWASNITSCHKA, J. (1983): Die polymetallische Sulfidvererzung Bärnbad im Hollersbachtal, Land Salzburg, Österreich. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben, 85 S., Leoben.

KWASNITSCHKA, U. (1983): Montangeologische Untersuchungen der Blei-Zink-Flußspatlagerstätte Achsel- und Flecktrogalm, Salzburg. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Montanuniversität, 102 S., Leoben.

KWIECINSKA, B. (1980): Mineralogy of natural graphites. – Polska Akademia Nauk-Oddzidal w Krakowie, Komisja Nauk Mineralogicznych, Prace Mineralogiczne, **67**, 87 S., Krakau.

LADURNER, J. & SCHULZ, O. (1969): Der ehemalige Bergbau von Haderlehen (Ötztal). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **49**, 101–108, Innsbruck.

LADWEIN, H.W. (1988): Organic geochemistry of Vienna Basin: Model for hydrocarbon generation in overthrust belts. – AAPG Bull., **72**, 586–599, Tulsa.

LADWEIN, H.W., SEIFERT, P. & SCHMIDT, F. (1989): Reife-Modeling und Kohlenwasserstoff-Genese im alpinen Überschiebungsbereich. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **105**, 204–205, Wien.

LAHNSTEINER, J. (1962): Mitterpinzgau, geschichtlich und heimatkundlich beschrieben. – Eigenverlag, Hollersbach.

LAHUSEN, L. (1969): Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Diss. naturwiss. Fak. Univ. München, 139 S., München.

LAHUSEN, L. (1972): Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineralium Deposita, **7**, 31–60, Berlin – Heidelberg.

LAMMER, F. (1961): Das Lazulithvorkommen von Fischbach/Steiermark. – Der Aufschluß, **12**, 88–89, Heidelberg.

LAND, L.S. (1983): The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to the problems of diagenesis of clastic sediments. – In: Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course, **10**, 4.1–4.22, Dallas.

LANG, M. & WEIDINGER, J. (1989): Montangeologische Untersuchungen im As-Au-(Ag-)Bergbau Rotgülden im Lungau. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 195 S., Salzburg.

LAUBE, N., FRIMMEL, H.E. & HOERNES, S. (1995): Oxygen and Carbon isotopic study on the genesis of the Steirische Erzberg siderite deposit (Austria). – Mineralium Deposita, **30**, 285–290, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

LAUBSCHER, H. (1991): The arc of the Western Alps today. – Eclogae Geol. Helv., **84**, 631–659, Zürich.

LAUBSCHER, H.P. (1983): The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line. – Mem. Soc. Geol. Ital., **26**, 21–30, Roma.

LECHNER, E.M. (1978): Technologische Maßnahmen zum Umweltschutz bei Planung und Betrieb von Tagebauen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **123**, 202–208, Wien.

LECHNER, E.M. (1995): Überlegungen zum künftigen Anforderungsprofil von Festgesteinsabbauen im alpinen Gelände. – Publ. Univ. Miskolc Series A Mining, **50**, 27–44, Miskolc.

LECHNER, K. (1950/51): Über lagerstättenkundliche Aufnahmen (Bericht 1950). – Verh. Geol. B.-A., 64–67, Wien.

LECHNER, K. (1952): Ergebnisse aus dem Gebiete „Steine und Erden". – Verh. Geol. B.-A., 39–45, Wien.

LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagerstätten Österreichs. – XX. Int. Geol. Congr., **5**, 299–313, Mexico.

LECHNER, K., RUTTNER, A. & GRILL, R. (1958): Lagerstätten von Erzen, Kohlen, industriell nutzbaren Mineralen („Steinen und Erden"), Erdöl und Erdgas in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. – Atlas von Niederösterreich, Wien.

LECHNER, K., HOLZER, H., RUTTNER, A. & GRILL, R. (1964): Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich (1 : 1 Mio.). – Geol. B.-A. (ed.), Wien.

LEEDER, O. (1979): Fluorit. – VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 127 S., Leipzig.

LEHNERT-THIEL, K. (1967): Ein Beitrag zur Paragenese und Generationenabfolge in der Antimonlagerstätte von Schlaining/Burgenland. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 16–31, Leoben.

LEHNERT-THIEL, K. (1968): Beispiel einer methodisch-systematischen Quecksilber- prospektion im Gebiet von Eisenkappel in Unterkärnten. – Mont. Rdsch., **16**, 57–63, Wien.

LEIN, R. (1984): Geologie der Hohen Wand. – In: WURM, F. (ed.): Hohe Wand und Umgebung, Exkursionsführer, 10–28, Payerbach.

LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien.

LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Deuticke, Wien.

LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. – OÖ. Geonachrichten, **2/2**, 21–37, Linz.

LEIN, R., GAWLICK, H.J. & KRYSTYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges – Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI) -Untersuchungen. – Zbl. Geol. Paläont., **5/6**, Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

LEISS, O. (1989): Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – Zs. dt. Geol. Ges., **140**, 137–150, Hannover.

LEITMEIER, H. (1917a): Die Genesis des kristallinen Magnesites. – Cbl. Mineral., Geol., Paläont., 1917, 446–454, Stuttgart.

LEITMEIER, H. (1917b): Einige Bemerkungen über die Entstehung von Magnesit- und Sideritlagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 159–166, Wien.

LEITMEIER, H. (1935): Die Barytvorkommen am Kitzbüheler Horn. – Min. Petr. Mitt., **1**, 1–25, Wien.

LEITMEIER, H. (1936): Die Blei-Zinkvorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. – Miner. petrogr. Mitt., **47**, 376–382, Leipzig.

LEITMEIER, H. (1953): Die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. – TMPM, **3**, 305–331, Springer, Wien.

LEITMEIER, H. (1956): Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einiger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung der Spurenelementanalyse. – TMPM, 203–334, Wien.

LEITMEIER, H. & SIEGL, W. (1954): Untersuchungen an Magnesiten am Nordrande der Grauwackenzone Salzburg und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **99**, 201–235, Wien.

LEMONS, J.F. et al. (1993): A Comprehensive Look At Our Materials World (Materials and Environment, Materials and Economy, Materials and the Future). – Minerals Today, April 1993, 5–23, Washington, D.C.

LENGAUER, C.L. (1988): Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang, Salzburg. – Diss. Univ. Salzburg, 146 S., Salzburg.

LESKO, I. (1960): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a.d. Laming, Steiermark. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11**, 3–65, Wien.

LEUTNER, M. (1990): Die Temperaturverteilung im Neogen des Wiener Beckens und dessen Untergrund. – Unveröffentl. Dipl. -Arb., Montan-Universität, 105 S., Leoben.

LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Blacksands as Precursors of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Metaschists, Bohemian Massif, Austria. – Mineralogy and. Petrology, **43**, 147–160, Wien.

LIEGLER, K. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia, **160**, 27–44, Klagenfurt.

LINNER, M. (1993): Zur Geochemie der Paragneise der Monotonen Serie (Projekt S4709). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **138**, 223–225, Wien.

LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **242**, 41–61, Amsterdam.

LIPOLD, M.V. (1852): Die kristallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau. – Jb. Geol. R.-A., **III/3**, 35–54, Wien.

LIPOLD, M.V. (1865): Das Kohlengebiet der nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 1–164, Wien.

LIPOLD, M.V. (1867): Eisensteinvorkommen im Sausalgebirge bei Leibnitz in Steiermark. – Verh. Geol. R.-A., 195–196, Wien.

LIPPOLD, H.J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon Alter des Basaltes von Kollnitz im Lavanttal. – Der Aufschluß, **26**, 238–242, Heidelberg.

LLARENA, J.G. DE (1953): Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesites „Typus Veitsch". – Montan-Zeitung, **4**, Wien.

LOBITZER, H. et al. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch-reicher Gesteine – Ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107, Innsbruck.

LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. Geol. Abh., **19**, 73–100, Karlsruhe.

LOESCHKE, J. (1988): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **118**, 95–105, Graz.

LOESCHKE, J. (1989a): Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, 179/99, 491–507, Klagenfurt.

LOESCHKE, J. (1989b): Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart.

LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Paleozoic Volcanism of the Eastern Alps and Its Paleotectonic Significance. – In: RAUMER, R.F. v & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 441–455, Springer, Berlin.

LOESCHKE, J., KRETSCHMAR, T., LANGER, V. & STRECK, M. (1990): Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/ Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 345–363, Wien.

LOPATIN, N.V. (1971): Temperatur und Zeit als Faktoren der Inkohlung. – Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol., **3**, 95–106 (in Russ.), München.

LUECKE, W. & UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal / Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rükkens. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 173–187, Wien.

LUKAS, W. (1970a): Die räumliche Antimon-Spurenverteilung in der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland. – N. Jb. Miner. Mh., **1970**, 97–112, Stuttgart.

LUKAS, W. (1970b): Tektonische Analyse der Antimonitlagerstätte Schlaining (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 34–60, Wien.

LUKAS, W. (1970c): Zur Genese der Antimonitlagerstätte Schlaining (Burgenland). – TMPM, **14**, 87–101, Wien.

LUKAS, W. (1971a): Die Siderit-Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätte des Arzberges bei Schwaz in Tirol. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **51**, 111–118, Innsbruck.

LUKAS, W. (1971b): Tektonisch-genetische Untersuchungen der Fahlerz-Lagerstätte am Falkenstein bei Schwaz/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 47–63, Stuttgart.

LUKASCYK, C. (1996): Der österreichische Kohlenbergbau seit 1945. – res montanarum, **15**, 63 S., Leoben.

MACHATSCHKI, F. (1922): Das Magnesitvorkommen im Kaswassergraben bei Großreifling. – Centr.Bl. Min., 11–18, Stuttgart.

MACZEK, M. (1955): Die mögliche Wiedereröffnung des alten Kupferbergbaues Röhrerbühel bei Kitzbühel. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **100**, 60–66, Wien.

MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. – In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 469–484, Springer, Berlin.

MAIER, C. (1991): Die Magnesit-Talkvorkommen Arzbach bei Neuberg in der Steiermark. – Unveröffentl. Dipl.-Arbeit. Univ. Wien, 136 S., Wien.

MALAKHOV, A.A. (1969): Bismuth and antimony in galenas as indicators of some conditions in ore formation. – Geochimija, **11**, 1283–1296, Moskau (in russ.).

MALECKI, G. et al. (1987): Rohstoffpotential Rechnitzer Schieferinsel und Vorland. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A., Wien.

MALEKGASEMI, F. (1979): Sulfiderzparagenese in Eisenkarbonaten der Nördlichen Ostalpen. – Diss. Mont. Hochschule Leoben, 173 S., Leoben.

MALI, H. (1991): Untersuchung eines spodumenführenden Pegmatits im Lachtal (Wölzer Tauern, Stmk.). – Unpubl. Meldearbeit Inst. f. Geowissenschaften, Montanuniv. Leoben, Leoben.

MALI, H. (1993): Die Spodumenvorkommen im Bereich Bretstein/Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 147 S., MU Leoben.

MALI, H. (1996): Bildungsbedingungen von Quecksilber- und Antimonlagerstätten im Ostalpin (Österreich). – Diss. Montanuniv. Leoben, 215 S., Leoben.

MALZER, O. (1993): Die Öl- und Gaslagerstätten der oberösterreichischen Molassezone – RAG (Rohölaufsuchungs AG). – In. BRIX, F. & SCHULZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 441–455, Naturhist. Mus., Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MALZER, O. & SPERL, H. (1993): Das Steirische Becken (Steiermark und Südburgenland). – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 378–384, Naturhist. Mus., Wien.

MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P. et al. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 281–357, Nat. Hist. Mus., Wien.

MANDL, G. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **28**, 55–57, Wien.

MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 127 Schladming. – Geol. B.-A., Wien.

MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 309–318, Wien.

MARGARAS, S. (1971): Die Barytvorkommen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn. – Diss. Univ. Innsbruck.

MARSCH, F.W. (1983): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. – Mitt. Österr. Min. Ges., **129**, 13–18, Wien.

MARSHALL, D.J. (1988): Cathodoluminiscence of geological materials. – 146 S., Acad. Div. Unwin Hymon Ltd., London.

MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the assemblage with K-Feldspar, phlogopite and quartz. – Contrib. Mineral. Petrol., **96**, 212–224, Springer, Berlin.

MATAUSCHECK, J. (1980): Bedeutung und Möglichkeiten von Sekundärkreisläufen (Recycling), Substitution und Innovation bei der Versorgung mit mineralischen Roh- und Grundstoffen. – In: STERK, G. (ed.): Grundlagen der Rohstoffversorgung 3, 27 S., Bundesmin. f. Handel, Gewerbe und Industrie, Wien.

MATHIAS, E. & BUDIN, F. (1954): Die Graphitlagerstätte Sunk bei Trieben in der Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **99**, 95–99, Wien.

MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan Belt in Europe. – Tectonophysics, **126**, 329–374, Amsterdam.

MATTE, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. – Tectonophysics, **196**, 309–337, Amsterdam.

MATTE, P., MALUSKY, H. & ECHTLER, E. (1985): Cisaillements ductiles varisques vers l'Est-Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif Boheme, Autriche) – Données microtectoniques et radiometriques $^{39}Ar/^{40}Ar$. – CR Acad. Sci. Paris, **301**, 10, Paris.

MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large scale Variscan shearing. – Tectonophysics, **177**, 151–170, Amsterdam.

MATTHIAS, E.P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **106**, 1–13, 45–55, Wien.

MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 63–73, Wien.

MATURA, A. (1980): Die Schladminger und Wölzer Tauern. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 363–368, Springer Wien.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 13–27, Wien.

MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplexe. – Arbeitstagung Geol. B.-A. (1987), Schladming, 13–24, Geol. B.-A., Wien.

MATURA, A. (1988): Rohstoffpotential östliches Mühlviertel. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A.

MATURA, A. (1989): Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. – 65 S., Geol. B.-A., Wien.

MATURA, A., ALBER, J., SCHEDL, A. & ZIMMER, W. (1980): Geologische Detailaufnahme alter Bergbaugebiete auf Blatt 127 Schladming. – Unveröffentl. Projektsber., Geol. B.-A., Wien.

MATZ, K. (1937): Das Fahlerzvorkommen „Schirlgurken" im Krumpengraben bei Hafning. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **74**, 57–59, Graz.

MATZ, K. (1938): Die Kupfererze führenden Quarz-Karbonatgänge im Prenterwinkelgraben bei Bärndorf im Paltental. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **86**, 207, Wien.

MATZ, K. (1939): Der Kupfererzschurfbau „Ginglalm" im oberen Katschtal (Stmk.). – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarchiv Friedrich.

MATZ, K. (1953a): Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. – Karinthin, **21**, 199–217, Klagenfurt.

MATZ, K. (1953b): Die Kupfererzlagerstätte Mitterberg (Mühlbach a. Hochkönig, Salzburg). – Min. Mitt.bl. Joanneum, **1**, 7–19, Graz.

MATZ, K. (1957): Das Molybdänglanzvorkommen von der Alpeinerscharte. – Karinthin, **34/35**, 192–195, Klagenfurt.

MAUCHER, A. (1954): Zur „alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. – TMPM, **4**, 454–463, Wien.

MAUCHER, A. (1957): Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **102**, 226–229, Wien.

MAUCHER, A. (1977): Zur Entdeckung und Erschließung der Scheelitlagerstätte Mittersill. Lagerstättenkundliche Theorie als Grundlage praktischen Erfolgs. – Erzmetall, **30/1**, 15–21, Stuttgart.

MAUCHER, A. et al. (ed., 1957): Diskussionstagung „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen". – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **102**, 225–256, Wien.

MAURIN, V. (1959): Aufnahmebericht 1958 über Blatt „Köflach-Voitsberg" (1 : 10.000). – Verh. Geol. B.-A., A37–A42, Wien.

MAURITSCH, H. & FRISCH, W. (1978): Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – J. Geophys., **44**, 623–637, Berlin.

MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghornes mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck.

MAXEINER, D. & MIERSCH, M. (1996): Öko-Optimismus. – 342 S., Düsseldorf.

MAYNARD, J.B., MORTON, J., VALDES-NODARSE, E.L. et al. (1995): Sr-Isotopes of bedded barites: Guide to distinguishing basins with Pb-Zn mineralizations. – Econ. Geol., **90**, 2058–2064, New Haven.

MEADOWS, D.L. et al. (1972): The Limits to Growth. – 205 S., Universe Book, New York.

MEADOWS, D.L. et al. (1973): Die Grenzen des Wachstums. – Bericht des Club of Rome zur Lage der Menschheit, Hamburg.

MEADOWS, D.H., MEADOWS, D.L. & RANDERS, J. (1992a): Beyond the Limits: confronting global collapse, envisioning a sustainable future. – Chelsea Green Publ., Co Post Mills, Vermont.

MEADOWS, D.H., MEADOWS, D.L. & RANDERS, J. (1992b): Die neuen Grenzen des Wachstums. – 319 S., Deutsche Verlagsanstalt, Stuttgart.

MEDWENITSCH, W. (1949a): Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl – Aussee. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **1**, 1–27, Wien.

MEDWENITSCH, W. (1949b): Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl – Hallstatt – Aussee. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **94**, 42–46, Wien.

MEDWENITSCH, W. (1956): Lauffener Erbstollen des Ischler Salzberges. – In: Geologischer Führer zu den Exkursionen anläßlich der Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt, Verh. Geol. B.-A., Sh. **A**, 55–56, Wien.

MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Altaussee. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 133–168, Wien.

MEDWENITSCH, W. (1962): Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. – Zd. dt. Geol. Ges., **11**, 463–494, Hannover.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MEDWENITSCH, W. (1963a): Zur Geologie des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges. – Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur, Geol. Gr., **14**, 1–13, Salzburg.

MEDWENITSCH, W. (1963b): Probleme der alpinen Salzlagerstätten. – Zs. dtsch. geol. Ges., **115**, 863–866, Hannover.

MEDWENITSCH, W. (1963c): Halleiner Salzberg (Dürrnberg). – Verh. Geol. B.-A., Sh. **F**, 67–81, Wien.

MEDWENITSCH, W. (1969): Zur Geologie des Halleiner Salzberges. – Mitt. geol. Ges. Wien, **51**, 197–218, Wien.

MEIXNER, H. (1935): Eine neue Mineralparagenese vom Schwarzsee (Kolsberger Alpe) bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). – N. Jb. Min., **69**, Beil.bd. A., 500–514, Stuttgart.

MEIXNER, H. (1937): Das Mineral Lazulith und sein Lagerstättentyp. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **85**, 1–39, Wien.

MEIXNER, H. (1938): Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg, sowie dort neu aufgefundener Molybdänglanz und Zirkon. – Zt. angew. Min.

MEIXNER, H. (1939): Einige Ferrisulfate (Slavikit,Copiapit und Fibroferrit) von Pöham in Salzburg. – Zentr.bl. Miner. Abt. A, 110–115, Stuttgart.

MEIXNER, H. (1951): Kobaltcabrerit, ein neues Mineral aus der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein, Kärnten. – N. Jb. Min. Mh., 17–20, Stuttgart.

MEIXNER, H. (1952): Bericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundpunkte VI. – Karinthin, **17**, 119–122, Klagenfurt.

MEIXNER, H. (1953a): Der Serpentin des Grießerhofs (Gulitzen) bei Hirt, Kärnten. – Carinthia II, **143/63**, 140–144, Klagenfurt.

MEIXNER, H. (1953b): Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex Rdsch., 434–444, Radenthein.

MEIXNER, H. (1953c): Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnesit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. – Radex Rdsch., 445–458, Radenthein.

MEIXNER, H. (1956): Bisherige Kenntnisse über österreichische Uranmineralvorkommen, Grundlagen und Aussichten. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 223–228, Wien.

MEIXNER, H. (1957): Die Minerale Kärntens. – Carninthia II, Sh. **21**, Klagenfurt.

MEIXNER, H. (1959): Kraubather Lagerstättenstudien. V. Die Nikkelmineralisation im Kraubather Serpentingebiet. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **104**, 83–87, Wien.

MEIXNER, H. (1967): Einige Ergebnisse zur Wirtschaftlichkeit durch mineralogisch-geologische Lagerstättenuntersuchung im Eisenspatbergbau Hüttenberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **112**, 177–180, Wien.

MEIXNER, H. (1974): Die Erz- und Minerallagerstätten Salzburgs. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **119**, 503–512, Wien.

MEIXNER, H. (1975): Minerale und Lagerstätten im Bereich der Saualpe, Kärnten. – Clausth. geol. Abh., Sb., **1**, 199–217, Clausthal.

MEIXNER, H. & THIEDIG, F. (1969): Eine kleine Antimonitlagerstätte bei Brückl, Saualpe, Kärnten und ihre Minerale. – Carinthia II, **159/79**, 60–67, Klagenfurt.

MELCHER, F. (1990): Erzmineralparagenese und Geochemie an der Basis des Serleskammes, Brennermesozoikum/Tirol. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 218 S., Innsbruck.

MELCHER, F. (1991): Fe-Ti oxide assemblages in the basal parts of the Central Alpine Brenner Mesozoic, Tyrol/Austria. – Mineralogy and Petrology, **44**, 197–212, Wien.

MELCHER, F. & KROIS, P. (1992): Syngenetic and diagenetic formation of ore deposits in the metamorphosed sediments of the basal Brenner Mesozoic (Stubai Valley, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 207–220, Stuttgart.

MELCHER, F., PROCHASKA, W., RAITH, J.G. & SEINI-EIDUKAT, B. (1996): The metamorphosed molybdenum vein-type deposit of the Alpeinerscharte, Tyrol (Austria) and its relation to Variscan granitoids. – Mineralium Deposita, **31**, 277–289, Heidelberg.

MENZL, F. (1988): Genese und Alter der Kaolinlagerstätte Krummnußbaum an der Donau (Niederösterreich). – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **9**, 67–72, Wien.

MERTENS, P. (1872): Analyse eines Anthrazites aus Dietmannsdorf in Stmk. – Verh. Geol. R.-A. (1872), 185–186, Wien.

METZ, K. (1938a): Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **86**, 105–113, Wien.

METZ, K. (1938b): Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 165–193, Wien.

METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**, 161–220, Wien.

METZ, K. (1949): Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtale. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **94**, 149–157, Wien.

METZ, K. (1950): Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mautener Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **95**, 191–201, Wien.

METZ, K. (1963): Neue Ergebnisse zur Geologie der Niederen Tauern. – Der Karinthin, **48**, 20–29, Knappenberg.

METZ, K. (1973): Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, **33**, Graz.

METZ, K. (1976): Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 151–205, Wien.

METZ, K. (1981): Vorbericht über Talklagerstätten des Liesingtales. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 87–94, Graz.

MEYER, J. (1979): Bericht über geologisch-petrographische Detailuntersuchungen in den Bereichen Strieden-Knappenstube, Kaser Wieserl und Intrusivstock Wöllatratten der Kreuzeckgruppe. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Bad-Bleiberg – Wien.

MEYER, J. (1981): Bericht über die 1981 in der südlichen Kreuzeckgruppe durchgeführten geologischen Detailuntersuchungen. – Unveröffentl. Ber. (Archiv Geol. B.-A.), Bad Bleiberg.

MEYER, J. (1982): Bericht über die im Sommer 1981 in der südlichen Kreuzeckgruppe durchgeführten geologischen Detailuntersuchungen. – Unveröffentl. Ber. (Lagerstättenarch. Geol. B.-A.), Bad-Bleiberg – Wien.

MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tyrol, Austria. – Contr. Mineral. Petrol., **28**, 42–56, Heidelberg.

MILLER, C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **70**, 287–300, Zürich.

MILLER, R. v. HAUENFELS, A. (1859): Die Steiermärkischen Bergbaue, als Grundlage des provinziellen Wohlstandes, in historischer, technischer und statistischer Beziehung. – 101 S., Wien.

MILLER, R. v. HAUENFELS, A. (1864): Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. k.k. Bergakad., **XIII**, 213–245, Wien.

MINDSZENTY, A. et al. (1991): Extraclasts from Cretaceous/Tertiary bauxits of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. – Preliminary results and tentative geological interpretation. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, **1**, 309–345, Wien.

MIRWALD, P. (1966): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des westlichen Mieminger Gebirges (Tirol). – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 90 S., Inst. f. Allgem. u. Angew. Geologie und Mineralogie, Univ. München.

MISSAGHI, F. (1959): Die Silber- und Bleiglanzlagerstätte von Meiselding in Kärnten. – Diss. Montan. Hochschule, 45 S., Leoben.

MITTERMEIER, N. (1997): Die polymetallischen Vererzungen von Abfaltersbach (Osttirol) und deren geologischer Rahmen. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. Wien.

MÖBUS, H. (1988): Die Geologie des Golz und Mitterwipfel in den Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Unveröffentl. Dipl. -Arb., Philipps Univ., 142 S., Marburg/Lahn.

MODJTAHEDI, M. & WIESENEDER, H. (1974): Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, Sb. **2**, 189–213, Leoben.

MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1986): High alumina calcic amphibolites (alumino pargasite magnesio sadanagite) from metabasites and metacarbonates of central Oetztal, Eastern Alps (north Tyrol/Austria). – N. Jb. Miner. Abh., **154**, 21–39, Stuttgart

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MOHR, H. (1911): Über einen alten Goldbergbau auf der Schiedalpe bei Fusch (Salzburg). – Mont. Rdsch., **8**, 324–327, Wien.

MOHR, H. (1922): Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., **98**, 141–163, Wien.

MOHR, H. (1950/51): Bericht (1949) über praktisch-geologische Arbeiten. – Verh. Geol. B.-A., 90–95, Wien.

MOHR, H. (1954): Über die Schwerspatlagerstätten des Semmeringgebietes (N.-Ö.). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **99**, 101–112, 132–138, Wien.

MOHR, H. (1960): Geologische Nachlese im Raum Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 119–130, Wien.

MOINE, B., FORTUNE, J.P., MOREAU, P. et al. (1989): Comparative Mineralogy, Geochemistry and Conditions of Formation of two Metasomatic Talc and Chlorite Deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). – Econ. Geol., **84**, 1398–1416, New Haven.

MÖLLER, P. (1985): Development and application of the Ga/Ge geothermometer for sphalerite from sediment hosted deposits. – In: GERMANN, K. (ed.): Geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments, Monograph Series on Mineral Deposits, 1–14, Berlin – Stuttgart.

MÖLLER, P. (1986): Anorganische Geochemie – Eine Einführung. – 326 S., Springer, Berlin – Heidelberg – New York – Tokio.

MÖLLER, P. (1989a): Minor and trace elements in magnesite. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 173–196, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

MÖLLER, P. (1989b): Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. – Monograph Series on Mineral Deposits, 300 S., Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

MÖLLER, P. (1991): REE fractionation in hydrothermal fluorite and calcite. – In: PAGEL, M. et al. (eds.): Source, Transport and Deposition of Metals, 91–94, Balkema, Rotterdam.

MÖLLER, P., DULSKI, P. et al. (1980): A new way of interpreting trace element concentrations with respect to modes of mineral formation. – J. Geochem. Expl., **15**, 271–284, Amsterdam.

MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.J. (1976): Application of Tb/Ca-Tb/La abundance rations to problem of fluorspar genesis. – Mineralium Deposita, **11**, 111–116, Berlin.

MÖLLER, P., DULSKI, P. & SCHNEIDER, H.J. (1983): Interpretation of Ga and Ge content in sphalerite from the Triassic Pb-Zn deposits of the Alps. – In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps of the Alpine Epoch in Europe, 213–222, Springer, Berlin – Heidelberg.

MORAUF, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb/Sr- und K/Ar-Isotopenbestimmungen. – TMPM, **27**, 169–185, Wien.

MORAUF, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenalter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – TMPM, **28**, 113–129, Wien.

MORAUF, W. (1982): Rb/Sr- und K/Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – TMPM, **29**, 255–282, Wien.

MORLOT, A., v. (1850): Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **1**, 99–124, Wien.

MORTEANI, G. (1989): Mg-metasomatic type sparry magnesites of Entachen Alm, Hochfilzen/Bürgelkopf and Spießnägel (Austria). – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 105–114, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

MORTEANI, G., SCHLEY, F., MÖLLER, P. (1982): The rare earth element content and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachenalm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Ainani-Kozani, Greece and Bjela Stena, Yug. – Econ. Geol., **77**, 617–631, New Haven.

MOSER, B., POSTL, W. & WALTER, F. (1987): Ein Beryll- und Spodumen-führender Pegmatit vom Klementkogel, nördl. Koralpe, Stmk. – Mitt. Abt. Mineral. Joanneum, **55**, 21–25, Graz.

MOSHAMMER, B. (1989): Das südalpine pelagische Eisenkappler Paläozoikum (Trögener Gruppe) der Ostkarawanken. – Carinthia II, 179/99, 611–640, Klagenfurt.

MOSTLER, H. (1966): Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg). – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **54**, 21–31, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1967): Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg). – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **5**, 32–45, Leoben.

MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **18**, 89–150, Wien.

MOSTLER, H. (1970a): Ein Beitrag zu den Magnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol u. Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**, 113–125, Leoben.

MOSTLER, H. (1970b): Zur Baryt-Vererzung des Kitzbühler Hornes und seiner Umgebung (Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**, 101–112, Leoben.

MOSTLER, H. (1970c): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordovic/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festbd. Geol. Inst. 300 Jahr Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1972): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., 171–174, Wien.

MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröffentl. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1982a): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 131–136, Wien.

MOSTLER, H. (1982b): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 77–83, Wien.

MOSTLER, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg-Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 341–359, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1984): An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 97–111, Innsbruck.

MOSTLER, H. (1985): Regionale Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst – Arlberg. – Unveröffentl. Ber., 67 S., Innsbruck-Wien.

MOSTLER, H. (1989): Geodynamische Prozesse und deren Auswirkungen auf die Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 33–41, Wien.

MOSTLER, H. et al. (1980): Erfassung und Beurteilung von Natursteinen in Tirol. – Unveröffentl. Projektbericht zu Proj. TA1/79, Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Innsbruck.

MOSTLER, H., HADITSCH, J.G. & HOHENBUEHEL, K. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell a. See – Salzburg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 105–115, Wien.

MOSTLER, H., KRAINER, K., SANDERS, D. & STINGL, V. (1988): Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst-Arlberg. – Unveröffentl. Projektber., 183 S., Innsbruck – Wien.

MÜLLER, B., KLÖTZLI, U., SCHALTEGGER, U. & FLISCH, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zirkon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclas gneisses. – Geol. Rdsch., **85**, 822–831, Stuttgart.

MÜLLER, G. (1958): Die Gaultphosphorite des „Nord-Helvet" im Bregenzerwald. – Unpubl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

MÜLLER, G. (1962): Zur Genese des Strontiums in ozeanen Evaporiten mit besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-Wets (Süd-Oldenburg). – Geologie, **11**, Beih., 35, Berlin.

MÜLLER, G. (1969): High strontium contents and Sr/Ca ratios in Lake Constance waters and carbonates and their sources in drainage area of the Rhine River (Alpenrhein). – Mineralium Deposita, **4**, 75–84, Springer, Heidelberg – Berlin.

MÜLLER, K. (1973): Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen etc. – Geol. Rdsch., **62**, 54–96, Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MÜLLER, M. (1987): Zur Lithofazies und Lithostratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien., 195 S., Wien.

MÜLLER, P., SCHNEIDER, H.J., PAREKH, P.P. & ZIMMER, E. (1977): Fluorine contents in carbonate sequences and Rare Earths distribution in fluorites of Pb-Zn deposits in East-Alpine Mid-Triassic. – Mineralium Deposita, **12**, 23–36, Berlin – Heidelberg – New York.

MUTSCHLECHNER, G. (1951a): Geologie der Hochnißl-Gruppe. – Schlern-Schriften, „Schwazer Buch", 16–35, Verlag Wagner, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1951b): Vom alten Berbgau am Falkenstein. – Schlern-Schriften, **85**, 113–125, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1954a): Der Erzbergbau in der Umgebung von Imst. – Schlern-Schriften, „Imster Buch", **110**, 29–59, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1954b): Erzvorkommen und Bergbau im Bezirk Landeck. – Schlern-Schriften, **110**, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1955): Der Erzbergbau im Außerfern. – Schlern-Schriften, **111**, „Außerferner Buch", 25–52, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1956): Erzvorkommen und Bergbaue im Bezirk Landeck. – Schlern-Schriften, „Landecker Buch", **I**, 15–37, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1958): Von der Erzgewinnung im Wattental und der Verhüttung in Wattens. – Schlern-Schriften, **165**, „Wattener Buch", 25–48, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1968): Das Kitzbüheler Bergbaugebiet. – Stadtbuch Kitzbühel, **II**, 11–30, Kitzbühel.

MUTSCHLECHNER, G. (1974): Der Bergbau an der Innsbrucker Nordkette zwischen Kranebitten und Mühlau. – Veröffentl. Innsbrucker Stadtarchiv, N.F., **5**, 67–142, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1988): Kohlegewinnung im Kochental bei Telfs. – In: „Telfs, Portrait einer Tiroler Marktgemeinde", **2**, 743–744, Telfs.

NALDRETT, A.J., CRAIG, J.R. & KULLERUD, G. (1967): The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. – Econ. Geol., **62**, 826–847, New Haven.

NAWARATNE, M. (1989): Geochemical, petrological and isotopic studies related to the genesis of Antimony deposits in the Eastern Alps with special reference to the deposit of Schlaining. – Diss. Nat. wiss. Fak. Univ. Wien, 282 S., Wien.

NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 143–180, Wien.

NEBERT, K. (1980): Die Lignitvorkommen Burgenlands. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

NEBERT, K. (1981): Die Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Raume Bachselten – St. Michael (Burgenland). – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

NEBERT, K. (1982): Die Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **128**, 106–112, Wien.

NEBERT, K. (1983a): Kohlengeologische Erkundung des Ilzer Revieres. – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

NEBERT, K. (1983b): Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 259–285, Wien.

NEBERT, K. (1988): Kohlengeologische Erkundung des Ilzer Reviers. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 73–93, Wien.

NEBERT, K. (1989): Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 727–743, Wien.

NEBERT, K., GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 39–112, Wien.

NEINAVAIE, H. (1979): Schichtgebundene Metallanreicherungen in den Schieferhüllen und in der Matreier Zone Osttirols. – Unveröffentl. Diss. phil. Fak. Univ. Innsbruck, 148 S., Innsbruck.

NEINAVAIE, H. & PFEFFER, W. (1981a): Scheelitvererzung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone im Mühlbachtal/Oberpinzgau. – Sitz.-Ber. mathem.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., **9**, 185–186, Wien.

NEINAVAIE, H. & PFEFFER, W. (1981b): Wolframvererzung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone bei der Klammalm im hinteren Navistal/Nordtirol. – Sitz.-Ber. mathem.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., **6**, 132, Wien.

NEINAVAIE, H., GHASSEMI, B. & FUCHS, H.W. (1983): Die Erzvorkommen Osttirols. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **63**, 69–113, Innsbruck.

NEINAVAIE, H., PFEFFER, W. & THALMANN, F. (1985): Ergebnisse der geochemischen Prospektion auf Stahlveredler im Bundesgebiet. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **130**, 111–116, Wien.

NEINAVAIE, H., THALMANN, F., ATAII, B. & BERAN, A. (1989): Wolframite- and Scheelite-bearing carbonate rocks of the Nock mountains, Austria: A new type of tungsten mineralization in the Eastern Alps. – Mineral. Deposita, **24**, 14–18, Heidelberg – Berlin.

NEMITZ, R. (1994): Umfeld und Aufgaben des Bergingenieurs der Zukunft. – Erzmetall, **47**, 120–130, Clausthal-Zellerfeld - Altenburg.

NEUBAUER, F. (1980): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärtnen). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 255–311, Wien.

NEUBAUER, F. (1980b): Exkursion Murauer Paläozoikum. – Mitt. Abt. Geol. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 115–128, Graz.

NEUBAUER, F. (1980c): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**, 39–53, Wien.

NEUBAUER, F. (1981): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Verh. Geol. B.-A., 77–79, Wien.

NEUBAUER, F. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 105, Neunkirchen und 136, Hartberg. – Verh. Geol. B.-A. , A75–A79, Wien.

NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal thrust system within the Austroalpine region. Some structural aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 223–236, Deuticke, Wien.

NEUBAUER, F. (1988a): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien.

NEUBAUER, F. (1988b): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich.

NEUBAUER, F. (1989a): A plutonic source for pegmatites in the Austroalpine basement of the Gleinalm region (Eastern Alps). – N.Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**, 615–624, Stuttgart.

NEUBAUER, F. (1989b): The leptinite-amphibolite complexes – a key for correlation of mid-European Variscides? – Abstracts IGCP project 233, 79–82, Athens.

NEUBAUER, F. (1989c): Late Variscan structures of the Eastern Greywacke Zone Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**, 425–432, Stuttgart.

NEUBAUER, F. (1991): Kinematic indicators in the Koralm and Saualm eclogites, Eastern Alps. – Zentralbl. Geol. Paläont., Teil 1/1991, Stuttgart.

NEUBAUER, F. (1992a): The Eastern Central Alps of Austria. – ALCAPA Field Guide, 245 S., IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F. (1992b): The Gurktal Nappe Complex. – ALCAPA Field Guide, 71–82, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F. (1994): Kontinentalkollision in den Ostalpen. – Die Geowissenschaften, **12**, 136–140, Weinheim.

NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1992): Pre-Mesozoic geology of the Middle and Upper Austroalpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – ALCAPA Field Guide, **17**, 36, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window. – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 515–536, Springer, Berlin.

NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1994): Syn- and post-orogenic lamprophyric dyke systems in the southeastern Bohemian Massif. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 476–486, Stuttgart.

NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **120**, 203–219, Graz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens: Implikationen für die variszische Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **1985**, 106–109, Wien.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart.

NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993): The Austro-Alpine Quartzphyllites and Related Palaeozoic Formations. – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 423–439, Springer.

NEUBAUER, F. & SCHWEIGL, J. (1996): Von den Nördlichen Kalkalpen zu Molassezone in der Umgebung von Salzburg. – TSK, **6**, Exkursionsführer, 32 S., Salzburg.

NEUBAUER, F. & VOZAROVA, A. (1990): The Noetsch-Veitsch-North Gemeric Zone of the Alps and Carpathians: Correlation, Palaeogeography and Geodynamic Significance for Variscan orogeny. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 167–171, Prague.

NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B.T. (1987): Time relations between Eoalpine Metamorphism and Thrusting. Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 236–271, Deuticke, Wien.

NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B.T. (1989): A Late Archean rock in the Eastern Alps. – Terra Abstr., **1**, 5, Oxford.

NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLOSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, Amsterdam.

NEUBAUER, F., EBNER, F., FRANK, W., FRIEBE, J. et al. (1992): Excursion to the Penninic Tauern window and to the Austro-Alpine Nappe complex: descriptions of stops. – ALCAPA Field Guide, 155–200, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. et al. (1992b): Excursion to the internal zones along the eastern margins of the Alps. – ALCAPA Field Guide, 201–243, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F., GENSER, H., FRITZ, H. & WALLBRECHER, E. (1992c): Alpine kinematics of the eastern Central Alps. – ALCAPA Field Guide, 127–136, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P. et al. (1992d): Evolution of Lower Austroalpine units along eastern margins of the Alps. – ALCAPA Field Guide, 97–114, IGP/KFU, Graz.

NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised lithostratigraphy and structure of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86**, 61–74, Wien.

NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – Tectonophysics, **242**, 79–98, Amsterdam.

NEUBAUER, F., EBNER, F., FRISCH, W. & SASSI, F.P. (1996): Terranes and tectonostratigraphic units in the Alps. – Ann. Geol. Pays Helleniques, **37**, Athens.

NEUBAUER, F.R. (1980): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 455–311, Wien.

NEUBAUER, W. (1949): Die steinkohlenführenden Lunzer Schichten von Schrambach-Lilienfeld und ihre bergmännische Bedeutung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **94**, 319–333, Wien.

NEUBAUER, W. (1951): Die Hämatitlagerstätte von Nußdorf bei Unzmarkt. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **96**, 83–86, Wien.

NEUBAUER, W. (1952): Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisenlagerstätte von Oberzeiring, Stmk. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **97**, 5–15, 21–27, Wien.

NEUMANN, H.H. (1989): Die Oberkreide des Krappfeldes. – In: APPOLD, T. & THIEDIG, F. (eds.): Arbeitstagung Geol. B.-A., 70–79, Wien.

NEUNER, K.H. (1964): Die Gipslagerstätten des Semmerings. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **109**, 319–331, Wien.

NEUNTEUFL, W. (ed., 1976): VISCHER, Georg Matthäus: Karte von Steiermark 1678. Styriae Ducatus Fertilissimi Nova Geographica Descripto. – Nachdruck der Ausgabe 1678 mit Erläuterungsheft, Graz.

NIEDERIST, J. (1841): Geognostisch-bergmänn.Unters.von Großarl, 8. 3. 1841. – Unveröffentl. Handschrift Hofkammerarchiv Wien (ohne zugehörige Karten und Pläne), Abschrift v. M. WENGER, 122 S.

NIEDERMAYR, G. (1967): Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. – Ann. Nat.hist. Mus., **70**, 19–27, Wien.

NIEDERMAYR, G. (1969): Der Pegmatit der Königsalm, Niederösterreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **73**, 49–54, Wien.

NIEDERMAYR, G. (1982): Kupfer-Vererzungen in der Permotrias der Gailtaler Alpen. – Karinthin, **86**, 332–337, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. (1989): Fluorit aus dem Steinbruch „Rhomberg" in Unterklien bei Hohenems. – In: Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII, Carinthia II, **179/99**, 231–268 (743), Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. (1990): Fluorit in Österreich. – In: Fluorit – Mineral des Regenbogens, Emser Hefte, **11**, 12–34, Bode-Verlag, Haltern.

NIEDERMAYR, G. (1991): Neue Mineralfunde aus Österreich. XXXX, Über den Baryt vom Erlacher Bocksattel im Nockgebiet, Kärnten. – Carinthia II, **181/101**, 147–179 (825), Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. (1992): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXXI, 128–130, Carinthia II, **182/102**, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. (1995): Magnesit. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995 Teil II, Beiträge, 63–64, Hüttenberg.

NIEDERMAYR, G. & KONTRUS, K. (1974): Über Mineralisationen der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. – Ann. Naturhist. Mus., **77**, 7–13, Wien.

NIEDERMAYR, G. & MÖRTL, R. (1989): Kärntner Perm-Gespräche 1989. – Carinthia II, **179/99**, 365–370, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. & PUTTNER, M. (1992): Die Blei- und Silbergrube Meiselding in Kärnten. – Carinthia II, **182/102**, 61–72, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. & SCHROLL, E. (1983): The Tungsten Distribution in Rocks of the Western Hohe Tauern. – In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral deposits of the Alps and the Alpine epoch in Europe, 240–248, Springer, Berlin.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979): Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch im Gailtal, Kärnten/Österreich. – Geol. Rdsch., **68**, 979–995, Stuttgart.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & SEEMANN, R. (1980): Magnesit in der Untertrias des westlichen Drauzuges, Kärnten – Osttirol. – Carinthia II, **170/90**, 91–102, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1983): Magnesite in permian and skythian series of the Eastern Alps, Austria and its petrogenetic significance. – In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 97–104, Springer, Berlin – Heidelberg.

NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M. (1984): Zur Anchimetamorphose permoskythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol (Österreich). – Geol. Rdsch., **73**, 207–221, Stuttgart.

NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & BRANDSTÄTTER, F. (1989): Diagenetic type magnesites in the Permo-Scythian rocks of the Eastern Alps, Austria. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 35–60, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, E. et al. (1989): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII. – Carinthia II, **179/99**, 231–268, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, F., MOSER, B. et al. (1990): Neue Mineralfunde aus Österreich 39. – Carinthia II, **180/100**, 249–250, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., LEIKAUF, B. et al. (1992): Neue Mineralfunde aus Österreich XIL. – Carinthia, **182/102**, 21–35, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F. et al. (1993): Neue Mineralfunde aus Österreich XIIL. – Carinthia II., **183/103**, 265–290, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BOJAR, H.-P. et al. (1994): Neue Mineralfunde aus Österreich XIIIL. – Carinthia II, **184/104**, 243–275, Klagenfurt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

NIEDERMAYR, G. et al. (1996): Neue Mineralfunde aus Österreich XLV. – 1013. Brauhanit von einem Pegmatit beim Laggerhof am Millstätter See. – Carinthia II, **186/106**, 111–151 (125–127), Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G., BERNHARD, F., BOJAR, H.-P. et al. (1997): Neue Mineralfunde aus Österreich XLVI. – Carinthia II (in Druck).

NIEDERMAYR, G., BOJAR, H.P., BRANDSTÄTTER, F. et al. (1995): Neue Mineralfunde aus Österreich XIVL. – Carinthia, **185/105**, 145–168, Klagenfurt.

NIELSEN, H. (1985): Isotope in der Lagerstättenforschung. – In: BENDER, F. (ed.): Angewandte Geowissenschaften, Enke, Stuttgart.

NIER, A.O. (1939): The isotopic constitution of radiogenic lead and the measurement of geologic time. – II. Phys. Rev., **55**, 153–163, Lancaster.

NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübming und Neuberg (Obersteiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77**, 63–71, Wien.

NIEVOLL, J. (1987): The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belt, 367–386, Alfa, Bratislava.

NIGGLI, M. (1987): Geochemische Untersuchungen metamorpher Pb-Zn Lagerstätten und ihrer Nebengesteine. – Diss. ETH Zürich, 190 S., Zürich.

NÖTSTALLER, R. & FETTWEIS, G.B. (1997): Comparison of the „United Nations International Framework Classification for Reserves/Resources" with Conventional Classification Systems. – In: Geol. Jb., Hannover (in Druck).

O'BRIEN, P.J. & CARSWELL, D.A. (1993): Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: evidence from high pressure metamorphic rocks. – Geol. Rdsch., **82**, 531–555, Berlin.

O'NEIL, J.R. (1969): Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. – J. Geophys. Research, **74**, 6012–6022, Washington, D.C.

OBENAUER, K. (1933): Zur Tracht und Paragenese des Flußspats. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abh., **66**, Beil. Bd., Abt. A, 89–119, Stuttgart.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und im Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 1–88, Wien.

OBERHAUSER, R. (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B.-A., 43–53, Wien.

OBERHAUSER, R. (ed., 1980a): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Springer, Wien.

OBERHAUSER, R. (1980b): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzonen in Vorarlberg. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Springer, 177–188, Wien.

OBERHAUSER, R. (1980c): Das Unterengadiner Fenster. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 291–299, Springer, Wien.

OBERHAUSER, R. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S., Geol. B.-A., Wien.

OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 369–432, Wien.

OECD ORGANISATION FOR ECONOMIC CO-OPERATION AND DEVELOPMENT (1993): The measurement of scientific and technological activities – proposed standard practice for surveys of research and experimental development. – Frascati Manual.

OHMOTO, H. (1972): Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydro-thermal deposits. – Econ. Geol., **67**, 551–578, New Haven.

OHMOTO, H. & RYE, R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. – In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 509–567, John Wiley & Sons, New York.

OHNESORGE, T. (1905): Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., 373–377, Wien.

OHNESORGE, T. (1906): Die Fahlerzvorkommen von Schwaz. – Verh. Geol. R.-A., 188–189, Wien.

ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R.F. (1996): Evolution of the Lower Inntal Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: LIEBL, W. & WESSELY, G. (eds.): Petroleum Exploration and Production in Thrust Belts, Foreland and Orogenic Basins, EAGE Spec. Publ., **5**, 237–247, Bath.

OSTADAL, R. (1927): Über den Quarzgang am Kalvarienberg bei Weitra, NÖ. – TMPM, **37**, 201–206, Wien.

OSTADAL, R. (1930): Fluorit aus dem nordwestlichen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., 98, Wien.

ÖSTERREICHISCHES MONTANHANDBUCH: bis 62. Bd. (1988) Montanverlag, Wien. Bd. 63 bis Bd. 67 (1989–1993) Verlag Bohmann, Wien; ab Bd. 68 (1994), Verlag Berger, Horn.

ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSINSTITUT (1981): Begriffe der Kohlenwasserstofflagerstätten (ÖNORM G 1044). – Wien.

ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSINSTITUT (1984): Lagerstättenkundliche Begriffe – Allgemeine Begriffe für feste mineralische Rohstoffe (G 1041). – Wien.

ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSINSTITUT (1989): Klassifikation von Vorkommen fester mineralischer Rohstoffe (G 1050), Wien.

PAAR, W.H. (1980): Bewertung von Edel- und Buntmetallmineralisationen in der Schobergruppe (Kärnten) und in der Glocknergruppe. – Unveröffentl. Firmenbericht (MINEREX), 12 S., 13 Abb. (Archiv BBU), Salzburg.

PAAR, W.H. (1988): An evaluation of gold occurrences in Salzburg, Carinthia, Styria and Tyrol Provinces of Austria. – Interner Firmenber., unpubl., 38 S., Salzburg.

PAAR, W.H. (1994): Schellgaden-type gold-mineralization in Upper Carinthia. – Interner Firmenbericht, unpubl., 6 S., Salzburg.

PAAR, W.H. (1995a): Gold, Silber und Arsen. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995 Teil II, Beiträge, 51–60, Hüttenberg.

PAAR, W.H. (1995b): Silberminerale und Enargit vom Matzenköpfl bei Brixlegg, Tirol. – Lapis, **20/2**, 15–16, München.

PAAR, W.H. (1996/97): New Data on the mineral of structurally controlled gold-silver mineralization of Salzburg and Carinthia Prov. of Austria. – Miner. and Petrol., in Vorbereitung.

PAAR, W.H. (1997a): The microparagenesis of late alpidic structurally controlled gold/silver mineralization in the Tauern window. – Mineralogy and Petrology (in Vorbereitung).

PAAR, W.H. (1997b): Die Kupfer-Silber-Quecksilber-Vererzung von Ruden bei Bleiburg, Kärnten (Österreich). – Carinthia II (in Vorbereitung).

PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1979): Gersdorffit (in zwei Strukturvarietäten) und Sb-hältiger Parkerit, $Ni_3(Bi,Sb)S_2$, von der Zinkwand, Schladminger Tauern, Steiermark. – TMPM, **26**, 59–67, Wien.

PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1981/82): Kesterit und Zn-hältiger Tennantit von Webing bei Abtenau, Salzburg. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **128**, 25–27, Wien.

PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1985): Zur Mineralogie von Cu-Ni(Co)-Pb-Ag-Hg-Erzen im Revier Schwarzleo bei Leogang, Salzburg, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**, 125–148, Wien.

PAAR, W.H. & KÖPPEL, V. (1978): Die Uranknollen-Paragenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). – N. Jb. Miner. Abh., **131**, 254–271, Stuttgart.

PAAR, W.H. & MEIXNER, H. (1979): Neues aus den Kupfererzgängen des Flatschacher Bergbau-Revieres in Knittelfeld, Steiermark. – Karinthin, **81**, 148–150, Klagenfurt.

PAAR, W.H. & MRAZEK, R. (1994): Gold bearing copper mineralisations near St. Veit (Pongau, Salzburg Province). – In: S.J. SHENNAN: Bronce Age copper producers of the Eastern Alps, Excavations at St. Veit – Klinglberg, Univ.-Forschg. zur prähistor. Archäologie, **27**, 227–261, 277–280, Salzburg.

PAAR, W.H., CHEN, T.T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu) sulfosalts (Heyrovkyite/Lillianite/Cosalite/a Cosalite-like Mineral/Friedrichite), and Joseite A, in paleozoic rocks (gneisses, schists) from Oberpinzgau, Salzburg, Austria. – TMPM, **27**, 1–16, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PAAR, W.H., MOSER, B. & POSTL, W. (1989): Goldführende Kupfervorkommen des Kremser Schloßberges bei Voitsberg (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forschg. Geol. B.-A., **10**, 59–63, Wien.

PAAR, W.H., ROBERTS, A.C., CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J. (1989): Donharrisite, Nickel-Mercury Sulfide, a new mineral species from Leogang, Salzburg province, Austria. – Canad. Min., **27**, 257–262, Ottawa.

PAAR, W.H., WEIDINGER, J., MRAZEK, R. & HEISS, H. (1993): Rotgülden: Gold- und Gustavit-Kristalle aus dem Salzburger Land. – Lapis, **18/5**, 13–28, München.

PACLTOVA, B. (1981): Vyzam mikropaleobotanik-paleopalynologie pro vyzkum krystalinika (metodika-problematika). – Zemny Plyn a Nafta, **26**, 555–560, Hodonin, Czechoslovakia.

PAHR, A. (1960): Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 274–283, Wien.

PAHR, A. (1972): Zur Geologie des Raumes um Schäffern (Oststeiermark). – Miner. Mitt.bl. Joanneum, **1972/2**, 57–63, Graz.

PAHR, A. (1975): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonitbergbau. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **120**, 492–495, Wien.

PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., Wien.

PAHR, A. (1980a): Das Semmering- und Wechselsystem. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 315–320, Springer, Wien.

PAHR, A. (1980b): Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 320–331, Springer, Wien – New York.

PAHR, A. (1980c): Das Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 320–326 S., Springer, Wien.

PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. – Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 166–174, Wien.

PAK, E. (1978): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik II. – Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 6–22, Wien.

PAK, E. (1981): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik. – Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 187–198, Wien.

PAK, E. (1982): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik. – Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **118**, 187–198, Wien.

PAK, E. & FELBER, H. (1974): Massenspektrometrische Präzisionsmessung der Schwefelisotopenverhältnisse. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I., 295–308, Wien.

PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., 185–192, Wien.

PAK, E., SCHROLL, E. & WEBER, L. (1980): Zur Schwefelisotopenzusammensetzung der Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums (Ostalpen). – Mineralium Deposita, **15**, 315–325, Berlin.

PAK, E., SCHROLL, E. & SCHULZ, O. (1984): Zur Schwefelisotopenzusammensetzung des Antimonites von Schlaining (Burgenland). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., Abt.I., **118**, 161–163, Wien.

PANZER, H. (1985): Geologische und geochemische Untersuchungen am Magnesitvorkommen am Häuselberg bei Leoben und seinen Nebengesteinen. – Unveröffentl. Dipl.-Arbeit, Montan-Univ. Leoben.

PAUL, K.M. (1872): Das Graphitvorkommen im Paltentale bei Rottenmann in Stmk. – Verh. Geol. R.-A., 171, Wien.

PAULITSCH, P. (1951): Ein neues Magnetkiesvorkommen bei Vorau (Stmk). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **79/80**, 167–169, Graz.

PAULUS, G. (1992): Die Entwicklungsgeschichte der Altkristallinschollen von Vöstenhof/Schlögelmühl sowie geochemische, geochronologische und petrogenetische Untersuchungen der Riebeckitgneise von Gloggnitz im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpin). – Diss. Univ. Graz, 150 S., Graz.

PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F.P. et al. (1979): New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – N. Jb. Min. Abh., **137**, 162–183, Stuttgart.

PEER, H. (1980a): Montangeologische Untersuchungen im Gebiet der Gurktaler Alpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **125**, 590–593, Wien.

PEER, H. (1980b): Die Graphitlagerstätte Trieben/Stmk. – Unveröffentl. Ber., Leoben.

PEER, H.W. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, Wien.

PEER, H.W. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 475–487, Wien.

PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark). – Diss. Univ. Graz, 252 S., Graz.

PERESSON, H. (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangseestörung (Kalkalpen, Österreich). TSK IV, Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie. – Frankfurter Geowiss. Arb., Ser. A., **11**, 277–279, Frankfurt.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1996a): Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **41**, 53–63, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1996b): From extension to compression: Late Miocene stress inversion in the Alpine-Carpathian-Pannonian transition area. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **41**, 75–86, Wien.

PERESSON, H., DECKER, K., JARNIK, M. & GEISER, M. (1993): Deformation along curved strike slip-faults: from transpression to simple-shear along the KLT (Königsee – Lammertal – Traunsee) fault of the Austrian Alps. – Terra Abstracts, **5**, 243, Oxford.

PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). – Diss. Univ. Wien, 117 S., Wien.

PESTAL, G. (1995): Der Südrand des Tauernfensters, die Matreier Zone im Bereich Kals-Matrei in Osttirol. – In: HAUSER, C.: Geologie von Osttirol, 127–138, Geol. B.-A., Wien.

PETRAKAKIS, K. (1994): Metamorphic evolution of Moldanubian rocks. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 101–103, Wien.

PETRAKAKIS, K. (1996): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – J. Petrol. (in Druck).

PETRAKAKIS, K. & RICHTER, W. (1991): Metamorphosebedingungen der Gföhler Einheit. – Zb. Geol. Paläont., Teil I, 167–180, Stuttgart.

PETRASCHECK, W. (1912): Das Kohlenvorkommen von Zillingdorf bei Wiener Neustadt. – Verh. Geol. R.-A., 167–170, Wien.

PETRASCHECK, W. (1926a): Das Alter alpiner Erze. – Verh. Geol. B.-A., 108–109, Wien.

PETRASCHECK, W. (1926b): Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. – C.R. XIV, Congr. Geol. Intern. Madrid (1928).

PETRASCHECK, W. (1927/1929): Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten I,II. – Kattowice.

PETRASCHECK, W. (1932): Die Magnesite und Siderite der Alpen. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. 1, **141**, 195–242, Wien.

PETRASCHECK, W. (1941): Die Gosau der Neuen Welt bei Wr. Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **89**, 91, Wien.

PETRASCHECK, W. (1945): Die alpine Metallogenese. – Jb. Geol. B.-A., **90**, 129–149, Wien.

PETRASCHECK, W. (1948): Bericht über den Kohlenschurfbau des Herrn J. Brandstätter in St. Georgen a. Reith. – Unveröffentl. Ber. 3 S., Leoben.

PETRASCHECK, W. (1953): Die österreichischen Magnesite als Glied einer alpinen Metallogenese. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **98**, 207–211, Wien.

PETRASCHECK, W. & PETRASCHECK, W.E. (1950): Lagerstättenlehre. – 410 S., Springer, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1945): Der tektonische Bau des Hallein-Dürrnberger Salzberges. – Jb. Geol. B.-A., **90**, 3–19 (1947), Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PETRASCHECK, W.E. (1952): Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **97**, 108–110, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1954): Magmatismus und Metallogenese. – Geol. Rdsch., **42**, 1–4, Stuttgart.

PETRASCHECK, W.E. (1955): Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **164**, 109–130, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1956): Die ostmediterrane und alpine Erzprovinz. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 29–30, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1960): Zusammenfassender Bericht über die Uranprospektion in österreichischen Kohlen- und Bauxitbergbauen in den Jahren 1957–1959. – Verh. Geol. B.-A., A106–A107, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1963): Die alpin-mediterrane Metallogenese. – Geol. Rdsch., **53**, 376–389, Stuttgart.

PETRASCHECK, W.E. (1965): Typical features of metallogenetic provinces. – Econ. Geol., **60**, 1620–1634, New Haven.

PETRASCHECK, W.E. (1966a): Die neuen Auffassungen von der Entstehung der Erzlagerstätten. – Umschau in Wissenschaft und Technik, **23**, 725–728, Frankfurt/Main.

PETRASCHECK, W.E. (1966b): Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem. -naturwiss. Kl. Abt. I, **175**, 57–74, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1968): Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. – Mineralium Deposita, **3**, 56–65, Heidelberg.

PETRASCHECK, W.E. (1973): Problems of the Age and Plutonic Affiliation of the Siderite Deposits in the Eastern Alps. – Colloque scient. intern. E. Raguin, 399–403, Paris.

PETRASCHECK, W.E. (1974): Alpine Metallogenesis and Plate Tectonics – still a Problematic Correlation. – Problems of Ore Deposition, IAGOD Symp., 504–509, Varna.

PETRASCHECK, W.E. (1975/1978): Zur Altersbestimmung einiger ostalpiner Erzlagerstätten. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 79–87, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1976): Mineral Zoning and Plate Tectonics in the Alpine- Mediterranean Area. – Geol. Ass. Canada, Special Paper, **14**, 353–359, Ottawa.

PETRASCHECK, W.E. (1977): Die geologische Stellung der Uranerzlagerstätten in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 301–302, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1981): Können wir in Österreich noch neue Lagerstätten finden? – In: Rohstoffe und Energie in Österreich – Beispiele für Möglichkeit und Grenzen, 7–15, Österr. Akad. Wiss. Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1986): The Metallogeny of the Eastern Alps in Context with the Circum-Mediterranean Metallogeny. – In: Schriftenreihe der Erdwiss. Komm., **8**, 127–134, Wien.

PETRASCHECK, W.E. (1989): Die Entwicklung der Vorstellungen über die Metallogenese der Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10** (Friedrich Festschrift), 53–58, Wien.

PETRASCHECK, W.E. & JANKOVIC, S. (eds., 1986): Geotectonic Evolution and metallogeny of the Mediterranean area and Western Asia. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **8**, 298 S., Wien.

PETRASCHECK, W.E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre. – 3. Aufl., 341 S., Enke, Stuttgart.

PETRASCHECK, W.E., SCHUBERT, H. & VOHRYZKA, K. (1959): Über uranhaltige Kohlen und Kohlenschiefer in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **104**, 1–8, Wien.

PETRASCHECK, W.E., KOSTELKA, L., KOMPOSCH, D. & SCHERIAU, E. (1965): Methodik der geochemischen Erzsuche im Blei-Zinkerz-Gebiet von Bleiberg-Kreuth. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **110**, 460–463, Wien.

PETRASCHECK, W.E., ERKAN, E. & NEUWIRTH, K. (1974): Permo-Triassic Uranium Ore in the Austrian Alps – Paleogeographic Control as a Guide for Prospecting. – In: Formation of Uranium Ore Deposits, 291–298, IAEO, Wien.

PETRASCHECK, W.E., ERKAN, E. & HÖNIG, J. (1977): Die Gipslagerstätten der Steiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 89–99, Graz.

PETRASCHECK, W.E., ERKAN, E. & SIEGL, W. (1976): Type of Uranium deposits in the Austrian Alps. – Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium, 71–75, IMT London.

PETRY, C. (1984): Zur Geologie des Kristallins nordöstlich der Magnesitlagerstätte Radenthein, Kärnten/Österreich. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Philipps Univ. Marburg, 62 S., Marburg.

PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). – Frankfurter geowiss. Arb. Serie C., **10**, 259 S., Frankfurt.

PFEFFER, W. & SCHÜSSLER, F. (1977): Geologische Kartierung und Prospektion auf Uran und Scheelit in den nördlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 101–104, Graz.

PHOLIADIS, D. (1984): Beitrag zur Geochemie der Bleiberger Fazies und der Carditaschiefer. – Diss. Univ. Wien, 156 S., Wien.

PHOLIADIS, D. (1985): Zur Geochemie der Raibler Schiefer. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 153–156, Wien.

PICHLER, V. (1858): Die Umgebung von Turrach in Obersteiermark. – Jb. Geol. R.-A., **8**, 185–228, Wien.

PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1975): Einführung zur Geologie der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sb. **1**, 1–9, Clausthal.

PIMMINGER, M., GRASSERBAUER, M., SCHROLL, E. & CERNY, I. (1984): Microanalysis in galena by secondary ion mass spectrometry for determination of sulfur isotopes. – Analytical Chemistry, **56**, 407–411, Washington D.C.

PIMMINGER, M., GRASSERBAUER, M., SCHROLL, E. & CERNY, I. (1985a): Anwendung der Ionenstrahlmikroanalyse zur geochemischen Charakterisierung von Zinkblenden. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 209–214, Wien.

PIMMINGER, M., GRASSERBAUER, M., SCHROLL, E. & CERNY, I. (1985b): Trace element distribution in sphalerites from the Pb-Zn ore occurrences of the Eastern Alps. – TMPM, **34**, 131–141, Wien.

PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 1–150, Wien.

PIRKL, H. (1979): Erfassung und Beurteilung von Lockersedimenten des Burgenlandes. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A., 74 S., Wien.

PIRKL, H. (1985): Die Magnesit-Scheelit-Lagerstätte Tux in Tirol. – Mitt. österr. Geol. Ges., **78**, 159–165, Wien.

PIRKL, H.R. (1980a): Das Fenster von Gargellen. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 290 S., Springer, Wien.

PIRKL, H.R. (1980b): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs 332–347, Springer, Wien.

PIRKLBAUER, S. (1976): In situ-Kohlevergasung – Studie über den derzeitigen Stand der Technik in den Vereinigten Staaten von Amerika. – 117 S., BMWF, Wien.

PISTOTNIK, J. (1980a): Die Defregger Alpen. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 348–350, Springer, Wien.

PISTOTNIK, J. (1980b): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 358–363, Springer, Wien.

PISTOTNIK, J. (1980c): Der Troiseck-Floning-Zug. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 403–404, Springer, Wien.

PLANDEROVA, E. & PAHR, A. (1983): Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel series and their possible correlation with Harmonia Group in Male Karpaty Mountains. – Mineral. Slovaca, **15**, 385–436, Bratislava.

PLIMER, I.R. (1987): The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. – Mineral. Deposita, **22**, 282–291, Berlin.

PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – Jb. Geol. B.-A., **98**, 93–144, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1961): Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). Mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER & A. PAPP. – Jb. Geol. B.-A., **104**, 359–441, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1964a): Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.Ö). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 469–501, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PLÖCHINGER, B. (1964b): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1966): Aufnahmsbericht zwischen St. Gallen und Großreifling. – Verh. Geol. B.-A., A38–A40, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., Geol. B.-A., Wien.

PLÖCHINGER, B. (1970): Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechat-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). – Geol. B.-A., Wien.

PLÖCHINGER, B. (1972): Geologische Karte des Wolfgangseegebietes. – Geol. B.-A., Wien.

PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), mit einem Beitrag von I. DRAXLER. – Verh. Geol. B.-A. (1974), 71–88, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304–324, Stuttgart.

PLÖCHINGER, B. (1980a): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, B. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 218–264, Springer, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1980b): Das Altkristallin norwestlich von Villach und im Klagenfurter Becken. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 371–373, Springer, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. – Samml. Geol. Führer, **73**, 144 S., Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – Geol. Rdsch., **73**, 293–306, Stuttgart.

PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 76 S., Geol. B.-A., Wien.

PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1956): Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 275–283, Wien.

POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinells and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77**, 641–670, Stuttgart.

POHL, W. (1968): Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausrucks (Oberösterreich). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, Notring-Verlag, 17, Wien.

POHL, W. (1970): Die Kohle des Köflach-Voitsberger Revieres. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **115**, 270–277, Wien.

POHL, W. (1976): Zur Geologie des Braunkohlenbeckens von Köflach-Voitsberg (Steiermark). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **121**, 420–427, Wien.

POHL, W. (1984): Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement. – Geol. Rdsch., **73**, 131–147, Stuttgart.

POHL, W. (1990): Genesis of magnesite deposits – models and trends. – Geol. Rdsch., **79**, 291–299, Stuttgart.

POHL, W. (1992): W & W.E. Petrascheck's Lagerstättenlehre. – 4. Aufl., 504 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Obermiller), Stuttgart.

POHL, W. (1993): Metamorphogene Lagerstätten in den Ostalpen. – Die Geowissenschaften, **11**, 86–91, Weinheim.

POHL, W. & BELOCKY, R. (1994): Alpidic metamorphic fluids and metallogenesis in the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86**, 141–152, Wien.

POHL, W. & SIEGL, W. (1981): Das Eisenglimmervorkommen vom Florianikogel bei Gloggnitz, N.Ö. – Zwischenbericht 1981. – Unveröffentl. Ber., 15 S., Leoben.

POHL, W. & SIEGL, W. (1986): Sediment-hosted Magnesite deposits. – In: WOLF, K.H. (ed.): Handbook of Strata-bound and stratiform deposits, **14**, 506 S., Chapter 3, 223–310, Amsterdam.

POHL, W., SIEGL, W. & VINZENZ, M. (1981): Das Eisenglimmervorkommen bei Pack/Stmk. Zwischenbericht 1980. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 103–115, Graz.

POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Paläont. Inst. Univ. Bonn, 132 S., Bonn.

POLEGEG, S. (1971): Untersuchung und Bewertung von Quecksilbervorkommen in Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 69–118, Leoben.

POLEGEG, S. (1984): Vermiculitvorkommen in Niederösterreich. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 125–129, Wien.

POLEGEG, S. & CEIPEK, N. (1977): Geochemische Untersuchung auf Quecksilber bei Stift Rein/Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 64–66, Wien.

POLESCHINSKY, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/Tirol. – Ein potentielles Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Univ. Innsbruck, 197 S., Innsbruck.

POLLAK, A. (1953): Zur Geologie und wirtschaftlichen Bedeutung der Antimonerzlagerstätte Schlaining in Österreich. – Freiberger Forschungshefte, **C5**, Freiberg.

POLLAK, A. (1955): Neuere Untersuchungen auf der Antimonerzlagerstätte Schlaining. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **100**, 137–145, Wien.

POLZ, A. (1989): Mineralien aus Vorarlberg. – Eigenverlag, 80 S., Dornbirn.

PORTENKIRCHNER, F. (1988): Heimatbuch Dienten am Hochkönig. – 288 S., Dienten am Hochkönig.

POSEPNY, F. (1880a): Die Goldbergbaue in den Hohen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges. – Arch. f. prakt. Geol., **1**, 1–256, Wien.

POSEPNY, F. (1880b): Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und dem angrenzenden Theile Salzburgs. – Arch. prakt. Geol., **1**, 257–440, Wien.

POSEPNY, F. (1880c): Die Erzlagerstätten am Pfundererberg bei Klausen in Tirol. – Arch. für pract. Geol., **I**, 441–487, Wien.

POSEPNY, F. (1880d): Die Goldlagerstätte Zell am Ziller. – Arch. f. pract. Geol., **1**, 160–182, Wien.

POSTL, W. & GOLOB, P. (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben. – Mitt. Bl. Abt. Miner. Joanneum, **47**, 27–35, Graz.

PRASAD, R. (1969): Geologische, mineralogische und geochemische Untersuchungen der Kieslagerstätte Panzendorf, Tessenberg und Außervillgraten (Osttirol). – Diss. Mont. Hochschule Leoben.

PREISINGER, A. & HUBER, W. (1963): Zur Bestimmung kleinster Gaseinschlüsse in Feldspäten. – Fortschr. Min., **41**, 183, Stuttgart.

PREISS, P. (1997): Strukturanalyse im Bereich der Leukophyllit-Lagerstätte Kleinfeistritz (Stmk.). – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Montanuniversität, 100 S., Leoben.

PREUSCHEN, E. (1936/1937): Berichte über die im Sommer 1936 und 1937 im Schurfgebiet Klotzen-Brennkogel (Fuschertal) durchgeführten Arbeiten. – Abschriften des Revierbergamtes Wels, 14 bzw. 12 S. (Friedrich-Archiv), Wels.

PREY, S. (1951): Bericht (1949) über Lagerstättenbegehungen in Oberkärnten und Osttirol. – Verh. Geol. B.-A., 105, Wien.

PREY, S. (1962): Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 163–200, Wien.

PREY, S. (1963): Bericht 1962 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Windischgarsten (O.-Ö.) auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). – Verh. Geol. B.-A., A42–A44, Wien.

PREY, S. (1964): Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – In: EXNER, C. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 131–162, Geol. B.-A., Wien.

PREY, S. (1968a): Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 147–174, Wien.

PREY, S. (1968b): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). – Verh. Geol. B.-A., 155–171, Wien.

PREY, S. (1968c): The Flysch Zone near Vienna. – Guide Exkurs. 33 C Int. Geol. Congr., 23 Sess., Prague, 30–47, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PREY, S. (1977): Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A. (1977), 337–347, Wien.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf – Wienerwaldsee (Wienerwald). – Verh. Geol. B.-A. (1979), 205–228, Wien.

PREY, S. (1980a): Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 81–116, Springer, Wien.

PREY, S. (1980b): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 189–217, Springer, Wien.

PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. – Verh. Geol. B.-A., 243–250, Wien.

PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 513–577, Wien.

PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. – Verh. Geol. B.-A., 59–61, Wien.

PROCHASKA, W. (1981a): Die Rieserfernerintrusion und ihre Kontaktaureole. – Fortschr. Mineral., Beih., **59**, 118–125, Stuttgart.

PROCHASKA, W. (1981b): Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **27**, 161–171, Wien.

PROCHASKA, W. (1981c): Bericht über die Beprobung des Asbestvorkommens des Hochgrössen (Steiermark). – Unveröffentl. Ber., Leoben.

PROCHASKA, W. (1984a): Geochemische Untersuchungen an österreichischen Talklagerstätten. – Fortschr. Miner., **62**, Bh.1, 188–189, Stuttgart.

PROCHASKA, W. (1984): Neue geochemische Aspekte zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald, Stmk. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **129**, 567–462, Wien.

PROCHASKA, W. (1985): Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermaler Metasomatose. – Mitt. österr. Geol. Ges., **78**, 167–179, Wien.

PROCHASKA, W. (1987): Eine kostengünstige und effiziente Prospektionsmethode zur Aufsuchung verdeckter Talkvorkommen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **132**, 570–575, Wien.

PROCHASKA, W. (1988): Ostalpine Talklagerstätten – Genese und Prospektion. – In: FETTWEIS, G.B. et al.: Bergbau im Wandel, 188–192, Graz, Essen.

PROCHASKA, W. (1989a): Geologische und geochemische Untersuchungen an der Talklagerstätte Lassing (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 99–114, Wien.

PROCHASKA, W. (1989b): Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. – Appl. Geochem., **4**, 511–525, Pergamon, Oxford.

PROCHASKA, W. (1991a): Leukophyllitbildung und Alteration in Scherzonen am Beispiel der Lagerstätte Kleinfeistritz (Steiermark). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 111–122, Wien.

PROCHASKA, W. (1991b): Beispiele für alpidisch-hydrothermale Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **121**, 129–148, Graz.

PROCHASKA, W. (1993): Untersuchung stabiler Isotope an alpidischen Ganglagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **138**, 138–143, Wien.

PROCHASKA, W. & EBNER, F. (1989): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **197**, 191–205, Wien.

PROCHASKA, W. & METZ, K. (1980): Bericht über die im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Stmk.Landesregierung im Jahre 1980 durchgeführten Arbeiten im Bereich des Hochgrössen bei Oppenberg. – Unveröffentl. Ber., Leoben – Graz.

PROCHASKA, W., BECHTEL, A. & KLÖTZLI, U. (1992): Phyllonite Formation and Alteration of Gneisses in Shearzones (Gleinalm-Kristallin, Eastern Alps). – Mineral. Petrol., **45**, 195–216, Springer, Wien.

PROCHASKA, W., POHL, W., BELOCKY, W. & KUCHA, H. (1995): Tertiary metallogenesis in the Eastern Alps – The Waldenstein hematite deposit (Austria). – Geol. Rdsch., **84**, 831–842, Stuttgart.

PROCHASKA, W., FRANK, W. & BECHTEL, A. (1996): Pre-Tertiary siderite mineralization in the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, 165–174, Mineralia Slovac. Coop. Bratislava.

PUNZENGRUBER, K., POLEGEG, S. & SCHERER, J. (1977): Geochemische Untersuchung von Bachsedimenten im Kristallin N von Knittelfeld und ihre Bedeutung für die Lagerstättensuche. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**/2a, 66–70, Wien.

PURKERT, R. (1949): Das Kohlenvorkommen nordöstlich von Graz. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A, Wien.

PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubaier Alpen. – Sammlg. Geol. Führer, **53**, 128 S., Borntraeger, Stuttgart.

PURTSCHELLER, F. & RAMMELMAIER, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. – TMPM, **29**, 205–221, Wien.

PUTTNER, M. (1995): Neue Minerale vom Bergbau Grabanz in Kärnten. – Mineral. Rdsch., **2**, 17–22, Wien.

QUADT, A., v. (1984): Geochemische und U-Pb-Untersuchungen der Unteren Schieferhülle (Ostalpen). – Fortschr. Miner., **62**, 191–193, Stuttgart.

QUADT, A., v. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). – Diss. ETH Zürich 7928, 241 S., Zürich.

QUADT, A., v. (1989): Sm-Nd and U-Pb systematics of zircon fractions, garnet and whole rock amphibolitic rocks of the Tauern window (Eastern Alps). – Terra, Abstr., **1**, 349, Oxford.

QUADT, A., v. (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). – Contr. Mineral. Petrol., **110**, 57–67, Heidelberg.

QUEDNAU, M.S. (1993): Gold in der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe, Kärnten, Österreich – Geochemie und Metallogenie. – Berliner geowiss. Abh. (A), **154**, 138p., Berlin.

QUEDNAU, M., HEINHORST, J., LEHMANN, B. & SCHNEIDER, H.J. (1991): Gold distribution in the southern Kreuzeck and Goldeck Mountains, Austria: Metallogenetic implications. – In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (eds.): Source, Transport and Deposition of Metals, 699–701, Balkema, Rotterdam.

RADIMSKY, V. (1875): Das Wieser Bergrevier. – Zs. Berg- u. Hüttenmänn. Ver. Kärnten, **VII**, 2–8, 37–44, 75–83, 110–119, 142–150, 177–186, 224–233, 271–283, Klagenfurt.

RADWAN, Y. (1981): Bericht über Uran- und Kupfervorkommen im Bereich südwestlich des Schoberpasses/Stmk. – Unveröffentl. Ber., Leoben

RAINER, L.S. (1898): Der Grossfraganter Kupferbergbau in Kärnten. – 8 S., Verl. Muhr, Villach.

RAINER, L.S. (1919): Der Großfraganter Kiesbergbau. – Bergbau u. Hütte, H. **14–15**, Wien.

RAITH, J.G. (1988): Tourmaline Rocks Associated with Stratabound Scheelite Mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. – Mineralogy and Petrology, **39**, 265–288, Wien.

RAITH, J.G. (1990): Strata-bound scheelite in metacarbonate rocks – example from Lower Austroalpine Klamm Alm mineralization, Navis, Tyrol, Austria. – Trans. Instn. Min. Metall., B, **99**, B81-B90, London.

RAITH, J.G. (1991): Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. – Mineralium Deposita, **26**, 72–80, Berlin – Heidelberg – New York.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

RAITH, J.G. & GRUM, W. (1992): Die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux – neue Ergebnisse von Flüssigkeitseinschluß- und Sr-Isotopenuntersuchungen. – Mitt. Österr. Min. Ges., **137**, 25–40, Wien.

RAITH, J.G., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P. (1978): The age of the Alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. – In: CLOOS, H., REDDER, D. et al. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, Schweitzerbart, 140–148, Stuttgart.

RAITH, J.G., PAPESCH, W. & SCHROLL, E. (1988): Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope scheelitfreier und scheelitführender Karbonatgesteine aus den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1988/5, 59–64, Wien.

RAITH, J.G., GRUM, W. PROCHASKA, W. & FRANK, W. (1995): Polymetamorphism and polyphase deformation of the stratabound magnesite-scheelite deposit Tux/Lanersbach, Eastern Alps, Austria. – Econ. Geol., **90**, 763–781, New Haven.

RAMMEL, M. (1989): Zur Kenntnis der Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens. – Die Glaukonitsandsteinserie. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 149 S., Wien.

RAMOVS, A. (1963): Biostratigraphie der Trogkofelschichten in Jugoslawien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1963), 382–388, Stuttgart.

RANTITSCH, G. (1990): Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Graz, 120 S., Graz.

RANTITSCH, G. (1993): Zur Wärmegeschichte der Karnischen Alpen (Österreich). – Diss. Univ. Graz, 173 S., Graz.

RANTITSCH, G. (1995a): Niedrigstgradige Metamorphose im Karbon von Nötsch (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **138**, 433–440, Wien.

RANTITSCH, G. (1995b): Coalification and graphitization of graptolites in the anchizone and lower epizone. – Int. J. Coal. Geol., **27**, 1–22, Amsterdam.

RANTITSCH, G. (1996): Thermal history of the Carnic Alps (Southern Alps, Austria) and its paleogeographic implications. – Tectonophysics, **272**, 1–20, Amsterdam.

RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F. & SCHROLL, E. (1995): Anorganische Geochemie mesozoischer Kohlen der Ostalpen (Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 121–133, Wien.

RANTITSCH, G., RUSSEGGER, B. & SACHSENHOFER, R.F. et al. (1997): Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in the Drau Range (Eastern Alps, Austria): Implications for the genesis of the Bleiberg Pb-Zn deposit. – Abstr. SGA Conf. Helsinki (1997) (in Vorber.).

RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453, Wien.

RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356, Amsterdam.

RATSCHBACHER, L. (1987a): Strain, rotation and translation of Austroalpine cover nappes. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 237–243, Wien.

RATSCHBACHER, L. (1987b): Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Veitsch nappe (Greywacke Zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – In: FLÜGEL, H.W. et al. (eds.): Pre-Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 407–414, Alfa Publ., Bratislava.

RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis Obersteiermark – Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 151–172, Wien.

RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austroalpine-Alpine cover nappes in the Eastern Alps: Geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **45**, 243–262, London.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F. et al. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, Boulder.

RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J.H. & PAHR, A. (1990): Penninic window at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basin. – Tectonophysics, **172**, 91–105, Amsterdam.

RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. – Tectonics, **10**, 245–256, Washington D.C.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991b): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. – Tectonics, **10**, 257–271, Washington, D.C.

REDEN, G. (1991): Beiträge zur Geologie, Geophysik und Geochemie der Gesteine und Mineralisationen im Gebiet der Goldvorkommen in den Hohen Tauern (Badgastein – Kolm Saigurn – Heiligenblut) mit besonderer Berücksichtigung der Gangmineralisationen. – Diss. phil. Fak., 286 S., Univ. Wien.

REDLICH, K.A. (1903): Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 286–294, Wien.

REDLICH, K.A. (1905): Der Kupferbergbau Radmer an der Hasel die Fortsetzung des steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb. k.k. Montanlehranstalten Leoben und Pribram, 1–38, Leoben.

REDLICH, K.A. (1908): Zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. – Zs. prakt. Geol., **16**, 456–458, Berlin.

REDLICH, K.A. (1909): Der Magnesit bei St. Martin/Grimming. – Zs. prakt. Geol., **17**, Berlin.

REDLICH, K.A. (1913): Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. – Zs. prakt. Geol., **21**, 406–419, Berlin.

REDLICH, K.A. (1914): Das Karbon auf dem Semmering und seine Magnesite. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **7**, 205–222, Wien.

REDLICH, K.A. (1917): Das Bergrevier des Schwarzleotales. – Zs. prakt. Geol., **26**, 41–49, Berlin.

REDLICH, K.A. (1931): Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – 165 S., Verlag Stahleisen m.b.H. Julius Springer, Düsseldorf – Wien – Berlin.

REDLICH, K.A. (1935): Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 101–113, Wien.

REDLICH, K.A. & STANCZAK, W. (1923): Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 169–205, Wien.

REIMANN, C. (1980): Lithogeochemie und schichtgebundene Vererzung, Kreuzeckgruppe, Kärnten, Österreich. – Diss. Mont. Univ., 240 S., Leoben.

REIMANN, C. (1981): Forschungsprojekt Kreuzeckgruppe, Ergebnisse der geochemischen Bodenprobenprospektion 1980. – Unveröff. Ber., 5 S., Leoben.

REIMANN, C. & STUMPFL, E.F. (1985): Paleozoic amphibolites, Kreuzeck Mountains, Austria: Geochemical variations in the vicinity of mineralization. – Mineralium Deposita, **20**, 69–75, Heidelberg.

REINDL, P. (1989): Das westliche Raabalpenkristallin. – Diss. Univ. Graz, 235 S., Graz.

REINOLD, P. (1965): Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Salzlagerstätten. – TMPM, **10**, 1–4, 505–527, Wien.

REISSACHER, K. (1848): Die Gold-führenden Gangstreichen der Salzburgischen Zentral-Alpenkette. – Haidinger's Naturwiss. Abh., **2**, 17–42, Wien.

REITHOFER, O. (1946/1948): Geologisches Gutachten über die Phosphoritlagerstätten in Vorarlberg, I., II. und III. Teil. – Unveröffentl. Berichte, Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Tschagguns.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 329 - 340, Wien.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovicische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 761–774, Wien.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 329–344, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 751–760, Wien.

RESCH, W. (1977): Bericht 1976 über Profilaufnahmen und mikropaläontologische Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse auf Blatt 82, Bregenz. – Verh. Geol. B.-A., A82–A84, Wien.

RESCH, W. (1991): Flußspat. – In: Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn, Geol. B.-A., 58–59, Wien.

RICHTER, W., KOLLER, F. & BERAN, A. (1991): Exkursion in die metamorphen Serien und magmatischen Gesteinskomplexe des Waldviertels, Moldanubikum, Österreich. – Beih. Europ. J. Mineral., 131–159, Stuttgart.

RIECH, V. (1978): Zur Coelestinbildung im germanischen Muschelkalk Süddeutschlands. – Geol. Jb., **D29**, 3–77, Hannover.

RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970): Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 195–214, Wien.

RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: motion in the Arosa suture zone. – Geology, **16**, 696–698, Boulder.

RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. et al. (1989): Kinematics of the Alpine plate margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – J. Geol. Soc. Lond., **146**, 835–349, London.

ROBL, K. & PAAR, W.H. (1994): Fluid Inclusion-Untersuchungen an Golderzen der Goldzeche, Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 151–158, Wien.

ROCHATA, C. (1877): Exposé über den Braunkohlen-Bergbau des Herrn Ed. Baron May de Madys in Penken bei Velden in Kärnten. – 4 S., Klagenfurt.

ROCHATA, C. (1878): Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Oberkärnten. – Jb. Geol. R.-A., **28**, 211–368, Wien.

ROCKENBAUER, W. (1960): Zur Geochemie des Selens in ostalpinen Erzen. – TMPM, **7**, 150–185, Wien.

ROCKENBAUER, W. & SCHROLL, E. (1960): Das Vorkommen von Selen in ostalpinen Erzen. – Mont. Rdsch., **1960**, 48–52, Wien.

ROCKENSCHAUB, M.J. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 619–633, Wien.

ROEDDER, E. (1979): Fluid Inclusions as samples of ore fluids. – In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry and Hydrothermal Ore Deposits, 684–737, Wiley, New York.

ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. – Rev. in mineralogy, **12**, Miner. Soc. Amer. 1984, 644 S., Blacksburg, Virginia.

ROETZEL, R. (1994): Der Braunkohlenbergbau von Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (ed.): Langau im Waldviertel, Heimatbuch der Gemeinde Langau, 299–319, Langau.

ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986): Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 199–216, Wien.

ROLSER, J. & TESSENSOHN, F. (1974): Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb. A, **25**, 23–53, Hannover.

RONACHER, E. (1997): Geochemische und isotopengeologische Untersuchungen im Au-W-Erzvorkommen von Schellgaden, Salzburg. – Unveröffent. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 65 S., Wien.

ROSENBERG, G. (1965): Der Kalkalpine Wiener Wald um Kaltenleutgeben (N.-Ö. und Wien). – Jb. Geol. B.-A., **108**, 115–153, Wien.

RÖTHL, H. (1993): Numerische Simulation der Bohrungen Kirchham 3 und Wiesberg 1 (Oberösterreichische Molasse). – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Montan-Universität, 91 S., Leoben.

ROUTHIER, P. (1976): A new approach to metallogenetic provinces: the example of Europe. – Econ. Geol., **71**, 803–811, New Haven.

ROYDEN, L.H. (1985): The Vienna Basin: a thin-skinned pull-apart basin. – In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.): Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, SEPM Spec. Publ., **37**, 319–338, Tulsa.

RÜCKER, A. (1906): Gutachten über die Bergbaue Zeiring und Flatschach in Obersteiermark. – Unpubl. Gutachten.

RUPPRECHT, F. (1938): Die Blei-Zinklagerstätten der Heiterwand. – Montanist. Rdsch., **30**, H 1–3.

RUSSEGGER, B. (1992): Diagenese bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Steiermark, Österreich). – Diss. Univ. Graz, 180 S., Graz.

RUSSEGGER, B., RANTITSCH, G. & EBNER, F. (1997): Carbon-sulfur ratios in paleozoic sediments of the Eastern and Southern Alps. – Zbl. Geol. Paläont., in Druck.

RUTTNER, A. (1948): Bericht (1947) über kohlengeologische Arbeiten im Gebiet von Gresten (Blatt Gaming-Mariazell). – Verh. Geol. B.-A., 72–77, Wien.

RUTTNER, A. (1954): Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyerer Bögen). – TMPM, **4**, 145–158Wien.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 71 Ybbsitz. – Geol. B.-A., Wien.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1957): Die Gosau bei Weißwasser bei Unterlaussa – Tektonische und mineralogische Untersuchungen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien.

RUTTNER, A.W. (1971): Die Bauxit-Vorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren Paläogeographische Bedeutung. – Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, **LIV**, 131–134, Budapest.

RYBACH, L. (1984): The paleogeothermal conditions of the Swiss Molasse basin: implications for hydrocarbon potential. – Revue IFP, **39**, 143–146, Paris.

RYE, R.O. & OHMOTO, H. (1974): Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: A Review. – Econ. Geol., **69**, 826–842, New Haven.

SACCI, R. (1989): Pan African Rejuvenation. – 28th Int. Geol. Congr., Abstr., **3**, 2–3, Washington.

SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 1–45, Wien.

SACHSENHOFER, R.F. (1988/1989): Zur Inkohlung des Ennstaltertiärs. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **197**, 333–342, Wien.

SACHSENHOFER, R.F. (1989): Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 489–505, Wien.

SACHSENHOFER, R.F. (1990): Eine Inkohlungskarte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **120**, 251–264, Graz.

SACHSENHOFER, R.F. (1991): Maturität im Steirischen Tertiärbekken. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **107**, 12–17, Wien – Hamburg.

SACHSENHOFER, R.F. (1992): Coalification and thermal histories of Tertiary basins in relation to late Alpidic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **81**, 291–308, Stuttgart.

SACHSENHOFER, R.F. (1994): Petroleum generation and migration in the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria): An integrated geochemical and numeric modelling study. – Marine and Petroleum Geology, **11**, 684–701, Oxford.

SACHSENHOFER, R.F. & LITTKE, R. (1993): Vergleich und Bewertung verschiedener Methoden zur Berechnung der Vitrinitreflexion am Beispiel von Bohrungen im Steirischen Becken. – Zbl. Geol. Paläont. I., **1992**, 597–610, Stuttgart.

SACHSENHOFER, R.F. & SCHMIDT, F. (1997): Maturation of Tertiary Basins in Austria. – In: Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten & Geologische Bundesanstalt (eds.): Hydrocarbon Potential and Exploration Opportunities in Austria, 34–38, Wien.

SACHSENHOFER, R.F., JELEN, B., MIOC, P. et al. (1994): Coalification of Tertiary sediments in eastern Slovenia. – Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology, **75**, suppl. 1, 54–55, Bukarest.

SACHSENHOFER, R.F., CURRY, D.J., HORSFIELD, B., RANTITSCH, G. & WILKES, H. (1995): Characterization of organic matter in late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria). – Org. Geochem., **23**, 915–929, Oxford.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SACHSENHOFER, R.F., SPERL, G. & WAGIN, A. (1996): Structure, development and hydrocarbon potential of the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). – In: WESSELY, G. & LIEBE, W. (eds.): Oil and gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**, 393–414, London.

SAMES, W. & WELLMER, F.-W. (1981): Exploration I: Nur wer wagt, gewinnt – Risiken, Strategien, Aufwand, Erfolg. – Glückauf, **117**, 580–589, Essen.

SAMUELSON, P.A. (1987): Volkswirtschaftslehre. – Bd. **1**, 719 S., Bd. 2, 785 S., Köln.

SANDER, B. (1912): Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **62**, 219–288, Wien.

SANDER, B. (1921a): Ueber bituminöse Mergel. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 135–148, Wien.

SANDER, B. (1921b): Zur Geologie der Zentralalpen. – Jb. Geol. St.-A., **3/4**, 173–224, Wien.

SANDER, B. (1940): Arbeitsbericht an die Gewerkschaft „Hermann Göring" über Schurfarbeiten am „Hohen Burgstall". – Unveröffentl. Gutachten (BgH. Innsbruck).

SANDER, B. (1941): Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark). – Ber. Reichsstelle Bodenforsch., Zweigst. Wien (1941), 121–129, Wien.

SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (1972): Il significato geologico del Complesso de Thurntaler (Pusteria), con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico dell'Alpi Orientali. – Boll. Soc. Geol. Ital., **91**, 533–557.

SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G. et al. (1974a): The Austrides to the south of the Tauern window and the Periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–435, Stuttgart.

SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1974b): Aspetti dinamici dell'evento "caledoniano" nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. – Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., **20**, 3–32.

SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der Westlichen Hohen Tauern und der Südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **30**, 1–82, Padua.

SATIR, V.M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geol. Rdsch., **68**, 1–40, Stuttgart.

SAUER, D. (1965): Ein Beitrag zur Geochemie der Bauxite. – Diss. Univ. Wien, 186 S., Wien.

SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **85**, 5–239, Wien.

SCHADLER, J. (1934): Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., N.F., **45**, 466–469, Leipzig.

SCHADLER, J. (1938): Beryllvorkommen im Kristallinen Grundgebirge von Oberdonau. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A., Wien.

SCHADLER, J. (1945): Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a.d. Donau. – Verh. Geol. R.-A., 70–77, Wien.

SCHAFFER, F.X. (1951): Geologie von Österreich. – 2. Aufl., Deuticke, Wien.

SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee – Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwasser-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer zur Jahrestagung Subkomm. Jura-Strat., 12.–15. Sept. 1986, 1–67, München – Salzburg – Bad Aussee.

SCHÄFFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den nördlichen Kalkalpen (Oberrhät-Riff-Kalke, Salzburg). – Facies, **1**, 3–245, Erlangen.

SCHÄFFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four Upper Triassic Patch-Reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg Austria. – SEPM, Spec. Publ., **30**, 241–259, Tulsa.

SCHÄFFER, U. & TARKIAN, M. (1984): Die Genese der stratiformen Sulfidlagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grünsteinserie und einer assoziierten silikatreichen Eisenformation. – TMPM, **33**, 169–186, Wien.

SCHANTL, J. (1991): Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein in Kärnten. – Ber. Dt. Min. Ges., **2**, Stuttgart.

SCHARBERT, H.G. & KURAT, G. (1974): Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria. – TMPM, **21**, 110–134, Wien.

SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. , 301–304, Wien.

SCHARBERT, S. (1980a): Die Bösensteingruppe und die Seckauer Tauern. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 368–370, Springer, Wien.

SCHARBERT, S. (1980b): Stub- und Gleinalpe sowie die südwestlichen Fischbacher Alpen und das Kristallingebiet von Anger. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 392–396, Springer, Wien.

SCHARBERT, S. (1981): Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 175–188, Wien.

SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 21–37, Wien.

SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. – Exkursionsführer „Raabalpen- und Wechselkristallin", TSK III. 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, 1990, 22–26, IGP/KFU, Graz.

SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) Pluton. – Verh. Geol. B.-A., 325–331, Wien.

SCHARFE (1981): Steirische Grafitvorkommen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 117–122, Graz.

SCHATZMAYER, M., NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1990): Die geodynamische Signifikanz des Utschgraben-Metagabbro, Muralpenkristallin, Steiermark. – Abstracts TSK III, 195–198, Graz.

SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **94**, 46–56, Wien.

SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Zs. Dt. Geol. Ges., **105**, 736–751, Hannover.

SCHAUBERGER, O. (1958): Die Geologie der alpinen Salzlagerstätten im allgemeinen und des Altausseer Salzberges im besonderen. – Mont. Rdsch., **5**, 94, Wien.

SCHAUBERGER, O. (1967): Die geologische Kartierung der alpinen Salzlagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung für den Salzsolebergbau. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **112**, 184–190, Wien.

SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., , 455–459, Wien.

SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217–254, Wien.

SCHAUBERGER, O. & KÜHN, R. (1959): Über die Entstehung des alpinen Augensalzes. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 247–259, Stuttgart.

SCHAUBERGER, O. & MEDWENITSCH, W. (1951): Hallstätter Erbstollen (Salzberg Hallstatt). – In: Geologischer Führer zu Exkursionen anläßlich der Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt, Verh. Geol. B.-A. (Sh. A), 51–53, Wien.

SCHEDL, A. (1981): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 209 S.,Wien.

SCHEGG, R. (1994): The coalification profile of the well Weggis (Subalpine Molasse, Central Switzerland): Implications for erosion estimates and the paleogeothermal regime in the external part of the Alps. – Bull. Swiss. Assoc. Petrol. Geol. and. Eng., **61**, 57–67, Zürich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHENK, H.J., WITTE, E.G., LITTKE, R. & SCHWOCHAU, K. (1990): Structural modifications of vitrinite and alginite concentrates during pyrolytic maturation at different heating rates. A combined infrared, 13C NMR and microscopical study. – Org. Geochem., **16**, 943–950, Oxford.

SCHENK, P. (1990): Mikrothermometrische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen. – Münchner Geol. Hefte, **1**, 1–241, München.

SCHENK, P. & HÖLL, R. (1989): Metamorphe, hydrothermale Eruptionsbreccien in der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen (Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 93–107, Wien.

SCHENK, P. & HÖLL, R. (1991): Evolution of fluids and metamorphic ore remobilizations in the Felbertal scheelite deposit, Eastern Alps. – Ore Geology Rev., **6**, 425–434, Amsterdam.

SCHENK, P., HÖLL, R., IVANOVA, G.F. et al. (1990): Fluid inclusion studies of the Felbertal scheelite deposit. – Geol. Rdsch., **79**/2, 451–466, Stuttgart.

SCHENK, V. & TODT, W. (1983): U-Pb Datierungen an Zirkon und Monazit der Granulite im Moldanubikum Niederösterreichs (Waldviertel). – Fortschr. Mineral. Beih., **61**, 160–161, Stuttgart.

SCHERER, J. (1983): Montangeologische Untersuchungen im Paläozoikum und der Koschuta-Trias der Ostkarawanken (Kärnten). – Unveröffentl. Diss. Montanuniversität, 318 S., Leoben.

SCHERER, J. & POLTNIG, W. (1981): Geologische Karte der Umgebung des Pb-Zn-Schurfbaues Koprein. – Unveröffentl. Karte aus: CERNY, I.: Blei-Zinkverteilungsmodell in stilliegenden Blei-Zink-Revieren der Karawanken, Unveröffent. Ber., BBU-Archiv, Bad Bleiberg.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1966): Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen (Graslitzen-Kobesnock) Kärnten – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 51–72, Wien.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1973): Geochemische Untersuchungen über die Verteilung von Zink und Blei in den mesozoischen Gesteinen des Drauzuges und der Karawanken (Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **163/83**, 147–168, Klagenfurt.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1974): Mitterberg – Tschekelnock, Beispiel einer störungsgebundenen Blei-Zink-Vererzung im Drauzug. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 159–163, Wien.

SCHERMANN, O. (1971): Bericht über die Neukartierung des Perms bei Zöbing. – Verh. Geol. B.-A., A67–A68, Wien.

SCHERMANN, O. (1979): Prospektion auf Flinzgrafit im Raum Aigen im Mühlkreis – Ulrichsberg. – Unveröffentl. Ber. Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

SCHERMANN, O. (1984): Wirtschaftliche Bewertung von Kieselgurvorkommen von Wallern (OÖ) und Fallbach (NÖ). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 131–133, Wien.

SCHERMANN, O., SCHEDL, A. et al. (1992): Erhebung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Kitzbühel, Bereich St. Johann i.T. (ÖK 91), Lofer (ÖK92), Kitzbühel (ÖK122), Zell a.S. (123) jeweils Tiroler Anteil. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A., Wien.

SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebirge/Kärnten). – Diss. Univ. Wien, 172 S., Wien.

SCHINDL-NEUMAYER, M. (1984): Gefügekundliche Studien in alpinen Salzlagern. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 135–156,Wien.

SCHIRNIK, D. (1994): Die Basiskonglomerate der Kainacher Gosau (Oberkreide), Ostalpen. – Diss., Univ. Graz., 198 S., Graz.

SCHLAEGEL, P. (1988): Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen – ein Überblick. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 419–432, Zürich.

SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone, oberostalpines Paläozoikum. – Abh. Geol. B.-A., **43**, 1–149, Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M. (1992): Über ein Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in der obersantonen–untercampanen Gosau-Gruppe des Miesenbachtales (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Österr., **38**, 21–29, Wien.

SCHLAMBERGER, J. (1987): Zur Geologie des Sausaler Paläozoikums in der SW Steiermark. – Diss. Univ. Graz, 140 S., Graz.

SCHLAMBERGER, J. (1988): Geodynamic evolution of the Sausal Paleozoic (Eastern Alps). – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **68**, 369–379, Zürich.

SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPFL, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – TMPM, **33**, 287–296, Wien.

SCHMEROLD, R. (1988): Die Plankogelserie im ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark, Österreich) als ophiolitische Sutur. – Diss. Univ. Tübingen, 161 S., Tübingen.

SCHMID, C., SCHMÖLLER, R. & WEBER, F. (1981): Geophysikalische Prospektionsarbeiten auf Kieselgurvorkommen im Bereich des Aflenzer Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, **42**, 129–136, Graz.

SCHMIDEGG, O. (1943): Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz. – Jb. R.-A. Bodenforschg., **63**, 185–193, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1949a): Der geologische Bau der Steinacher Dekke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **26**, 1–19, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1949b): Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. B.-A., **94**, 159–205, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1951a): Bericht (1949) über die geologischen und lagerstättenkundlichen Aufnahmen. – Verh. Geol. B.-A., 113–117, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1951b): Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkenstein. – Schwazer Buch, Schlern-Schriften, **85**, 36–58, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1953): Die Erzlagerstätten am Reiter Kopf und Reiter Kogel (Schwaz). – Schlern-Schriften, **101**, 17–25, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1955): Gips und andere Bodenschätze um Reutte. – Schlern-Schriften, **111**, „Außerferner Buch", 53–59, Innsbruck.

SCHMIDT, F. & ERDOGAN, L.T. (1993): Basin modelling in an overthrust area of Austria. – In: DORÉ, A.G. et al. (eds.): Basin Modelling: Advances and Applications, Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc. (NPF), **3**, 573–581, Elsevier, Amsterdam.

SCHMIDT, T. (1995): Zur Tektonik der Lienzer Dolomiten. – In: HAUSER, C. (ed.): Geologie von Osttirol, 37–42, Geol. B.-A., Wien.

SCHMIDT, T., BLAU, J. & KAZMER, M. (1991): Large scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in the Early Alpine history: Evidence from Permo-Mesozoic facies-belts. – Tectonophysics, **200**, 213–232, Amsterdam.

SCHMIDT, W.J. (1950/1951/1952): Die Matreier Zone in Österreich. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt I, I.Teil: **159**, 291–332, II. Teil: **160**, 711–760, III. Teil: **161**, 343–371, Wien.

SCHMIDT, W.J. (1951b): Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Zs. Dt. Geol. Ges., **102** (1950), 311–316, Hannover.

SCHMIDT, W.J. (1952): Geologie des neuen Semmeringtunnels. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., **109**, 2. Abh., math.-nat. Kl., 59 S., Wien.

SCHMIDT, W.J. (1980): Bericht Forschungsschwerpunkt „Lagerstättenforschung". – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **125**, 583–585, Wien.

SCHMIDT, W.J. (1983): Inconsequences and Neglects in Hydrocarbon Exploration. – Energy Exploration and Exploitation, 263–267, Graham & Trotman, London.

SCHNABEL, G.W. (1992): New Data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch-zone of the Carpathians. – Cret. Research, **13**, 405–419, Academic Press, Oxford.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M., GÜNTHER, R. & SCHULZ, H. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Grestener Klippenzone (Westliche Niederösterreichische Voralpen) mit großregionalen Faziesvergleichen auf den Blättern 54 Melk, 71 Ybbsitz und 72 Mariazell. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 301–302, Wien.

SCHNEIDER, H.J. (1953): Neue Erkenntnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. – Fortschr. Mineralogie, **32**, 26–30, Stuttgart.

SCHNEIDER, H.J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. N.F., **66**, 1–37, München.

SCHNEIDER, H.J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentrations in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – In: AMSTUTZ, G.C. (ed.): Sedimentology and Ore Genesis, Development in Sedimentology, **2**, 29–45, Elsevier, Amsterdam – London – New York.

SCHNEIDER, H.J. (1988): Blei-Zink-Erze in Karbonatgesteinen. – In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 658–664, Schweizerbart, Stuttgart.

SCHNEIDER, H.J., MÖLLER, P. & PAREKH, P.P. (1975): Rare earth element distribution in fluorites and carbonate sediments of the east-alpine mid triassic sequences in the Nördlichen Kalkalpen. – Mineralium Deposita, **10**, 330–344, Berlin.

SCHNEIDER, H.J., LEHMANN, B., HEINHORST, J. & QUEDNAU, M. (1993): Mögliches Präkambrium in der südlichen Kreuzeckgruppe, Kärnten, Österreich: Erste Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopendaten von Metabasiten. – Bayr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1–18, München.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1942): Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Entgegnung an Herrn R. Schwinner, Graz. – Zs. dt. Geol. Ges., **94**, 175–179, Berlin.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1952): Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. – N. Jb. Min., 47–89, Stuttgart.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1953): Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermaler und regenerierter Lagerstätten. – N. Jb. Mineral., Mh. (1953), 223–237, Stuttgart.

SCHOBER, C. (1984): Zur Geologie der Schwazer Trias und des Schwazer Dolomites bei Brixlegg (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Vererzung. – Diss. Univ. Innsbruck, 186 S., Innsbruck.

SCHOELL, M., MORTEANI, G. & HÖRMANN, P.K. (1975): $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of carbonates from gneisses, serpentinites and marbles of the Zillertaler Alpen, Western Tauern area (Austria). – N. Jb. Miner. Mh., **1975**, 444–459, Stuttgart.

SCHÖNLAUB, H.P. (1973a): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Stratigraphische Untersuchungen in metamorphen Karbonatgesteinen. – Verh. Geol. B.-A., A123, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980a): Carnic Alps. Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook-Abstracts, Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980b): Die Grauwackenzone. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 265–289, Springer, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980c): Die Kreuzeck- und Sadniggruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 352–355, Springer, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980d): Die Goldeckgruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 356–358, Springer, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980e): Das Bergland um Graz sowie Remschnigg und Sausal. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 396–403, Springer, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen/Österreich. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1984a): Steine erzählen aus ihrem Leben. Die Karnischen Alpen. – 31 S., Geol. B.-A., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1984b): Das Paläozoikum von Sulz bei Güssing in Südburgenland. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 501–505, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A. (1985), 34–52, Geol. B.-A., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Units of the Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 395–422, Springer, Berlin.

SCHÖNLAUB, H.P. & ZEZULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonit-Zone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 253–269, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, C. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 115–145, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., FLAJS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M. et al. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118, Erlangen.

SCHRAMM, J.M. (1973): Magnesitkomponenten in der Basalbreccie (? Unter Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). – Veröffentl. Univ. Innsbruck, **86** (Heissel FS.), 281–288, Innsbruck.

SCHRAMM, J.M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 3–20, Innsbruck.

SCHRAUDER, M., BERAN, A., HOERNES, S. & RICHTER, W. (1993): Constraints on the Origin and the Genesis of Graphite-Bearing-Rocks From the Variegated Sequence of the Bohemian Massif (Austria). – Mineralogy and Petrology, **49**, 175–188, Wien.

SCHROLL, E. (1949a): Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten). –TMPM, **1**, 325–341, Springer, Wien.

SCHROLL, E. (1949b): Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., 138–157, Wien.

SCHROLL, E. (1951): Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. – Anz. mathem.-naturwiss. Kl., Akad. Wiss., 6–12, Wien.

SCHROLL, E. (1953a): Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zinklagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. – Mitt. Österr. Miner. Ges., Sh. **2**, 1–60, Wien.

SCHROLL, E. (1953b): Mineralparagenese und Mineralisation der Bleiberg-Kreuther Blei-Zink-Lagerstätte. – Carinthia II, **143**, 47–53, Klagenfurt.

SCHROLL, E. (1953c): Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **162**, 305–332, Wien.

SCHROLL, E. (1954a): Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Teil I. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., Sh. **3**, 85 S., Wien.

SCHROLL, E. (1954b): Bemerkungen zur „alpinen" Metallogenese der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. – TMPM, **5**, 96–98, Wien.

SCHROLL, E. (1955): Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. – TMPM, **5**, 183–208, Wien.

SCHROLL, E. (1958): Über das Barytvorkommen von Oberzeiring (Steiermark). – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. 95, 30–31, Wien.

SCHROLL, E. (1959): Germanium in mineralischen Rohstoffen Österreichs. – Mont. Rdsch., 23–26, Wien.

SCHROLL, E. (1960): Strontianit aus Bleiberg (Kärnten). – Carinthia II, **150**, 39–42, Klagenfurt.

SCHROLL, E. (1961a): Seltene Elemente in biogenen Sedimenten. – TMPM, **7**, 488–490, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHROLL, E. (1961b): Anomalous composition of lead isotopes in the lead-zinc deposits of Calcareous Alps sediments. – Rudarsko Met. Zb., **2**, 139–154, Ljubljana.

SCHROLL, E. (1967): Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. – Geol. Sbornik, **18/2**, 315–330, Bratislava.

SCHROLL, E. (1971): Beitrag zur Geochemie des Bariums in Carbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. – TMPM, **15**, 258–278, Wien.

SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie, Bd 2. – 374 S., Enke, Stuttgart.

SCHROLL, E. (1978a): Zur Korrelation geochemischer Charakteristika der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth mit anderen schichtgebundenen Vererzungen in Karbonatgesteinen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. erdwiss. Komm., **3**, 131–158, Wien.

SCHROLL, E. (1978b): Contribution to the Mineralogy of the Iron-Rich Mud Sediments of Santorini. – In: DUMAS, G. (ed.): Thera and the Aegean World I, 2nd Inter. Sc. Congress, 333–342, London.

SCHROLL, E. (1979a): Beitrag der Geochemie zur Kenntnis der Lagerstätten der Ostalpen. Proc. 3rd ISMIDA (Leoben 1977). – Verh. Geol. B.-A., 461–470, Wien.

SCHROLL, E. (1979b): Progress in the knowledge of indicator elements. – In: AHRENS, L.H. (ed.): Origin and distribution of the elements, New Pergamon Press, 213–216, Berlin – Heidelberg.

SCHROLL, E. (1981): REM-Untersuchungen an Schalenblenden: Ein Beitrag zur As- und Tl-Führung von Sphaleriten. – Fortschr. Miner., **59**, 178 f., Stuttgart.

SCHROLL, E. (1983): Geochemical Characterization of the Bleiberg Type and Other Carbonate Hosted Lead-Zinc-Mineralizations. – Proceedings IV. ISMIDA (Berchtesgaden), 189–197, Berlin.

SCHROLL, E. (1984a): Geochemical indicator parameters of lead-zinc ore deposits in carbonate rocks. – In: WAUSCHKUHN, A. et al. (ed.): Syngenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits, 294–305, Springer, Berlin – Heidelberg.

SCHROLL, E. (1984b): Mineralisation der Blei-Zinklagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Der Aufschluß, **35**, 339–350, Heidelberg.

SCHROLL, E. (1985a): Blei-Zink-Lagerstätten in Sedimenten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 157–165, Wien.

SCHROLL, E. (1985b): From the guide element to the geochemical classification. – In: GERMANN, K. (ed.): Geochemical Aspects of the ore formation in recent and fossil sedimentary environments, Monograph. Series on Mineral Deposits, 1–14, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

SCHROLL, E. (1985c): Geochemische Parameter der Blei-Zink-Vererzung in Karbonatgesteinen und anderen Sedimenten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 167–178, Wien.

SCHROLL, E. (1985d): Die Minerale Österreichs. – Mitt. Österr. Min. Ges., **130**, 33–44, Wien.

SCHROLL, E. (1990): Die Metallprovinz der Ostalpen im Lichte der Geochemie. – Geol. Rdsch., **79**, 479–493, Stuttgart.

SCHROLL, E. (1995): The Triassic carbonate-hosted lead-zinc ore mineralizations in the Alps (Europe). The metallogenic position of Bleiberg Type. – Int. Field Conference on carbonate hosted lead-zinc deposits., Ext. Abstr., 270–273, San Louis.

SCHROLL, E. (1996): The triassic carbonate-hosted Pb-Zn mineralization in the Alps (Europe). The minerogenetic position of Bleiberg-type deposits. – Econ. Geol. (in Druck).

SCHROLL, E. & AZER,I. (1959): Ein Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. – TMPM, **7**, 70–105, Wien.

SCHROLL, E. & CAGLAYAN, H. (1986): The Pb-Zn-deposits of Keban (SE Taurus Mountains) and its position in the Aegean metallogenetic province. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm., **8**, 75–83, Österr. Akad. Wiss., Wien.

SCHROLL, E. & EICHER, U. (1978): Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenbestimmungen an einigen Kalksteinen und Kalziten aus der Blei-Zinklagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Anz. mathem.-naturwiss. Kl., Österr. Akad. Wiss., 1978, **7**, 159–161, Wien.

SCHROLL, E. & HAUK, P. (1967): Zinnstein aus dem Pegmatit vom Lieserrain bei Spittal an der Drau, Kärnten. – Mitt.bl. Abt. Min. Landesmus. Joanneum, 99–103, Graz.

SCHROLL, E. & JANDA, I. (1976): Über das Vorkommen von Wolfram in Gesteinen der Böhmischen Masse und der Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 4–10, Wien.

SCHROLL, E. & JANDA, I. (1977): Das Vorkommen von Molybdänit in Gesteinen der Ostalpen und der Böhmischen Masse. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., 203–209, Wien.

SCHROLL, E. & KÖPPEL, V. (1978): Bleiisotopenzusammensetzung von Bleierzen aus dem Mesozoikum der Ostalpen. – Proc. 3rd ISMIDA, Leoben 1977, Verh. Geol. B.-A., 403–409, Wien.

SCHROLL, E. & PAK, E. (1980): Schwefelisotopenzusammensetzungen von Baryten aus den Ost- und Südalpen. – TMPM, **27**, 79–91, Wien.

SCHROLL, E. & PAK, E. (1983): Sulfur isotope investigations of ore mineralizations of the Eastern Alps. – In: Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe (H.J. SCHNEIDER, ed.), 169–175, Springer, Berlin – Heidelberg.

SCHROLL, E. & SAUER, D. (1964): Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. – Symp. sur les Bauxites, Oxydes et Hydroxydes d'Aluminium., Acad. Yougoslave d. Sc. et d. Arts, **1**, 201–225, Zagreb.

SCHROLL, E. & SAUER, D. (1968): Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das „Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums". – Travaux ICSOBA, **5**, 83–96, Zagreb.

SCHROLL, E. & SAUER, D. (1985): Kombinierte Anwendung spektrochemischer Analysenmethoden bei der Multielementanalyse geologischen Materials in Großserien. – In: SANSONI, B. (ed.): Instrumentelle Multielementanalyse, 677–692, Verlag Chemie, Weinheim.

SCHROLL, E. & WEDEPOHL, K.H. (1972): Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralen der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. – TMPM, **17**, 286–290, Wien.

SCHROLL, E., SCHULZ, O. & PAK, E. (1983): Sulphur Isotope Distribution in the Pb-Zn-Deposit Bleiberg (Carinthia, Austria). – Mineralium Deposita, **18**, 17–15, Berlin – Heidelberg.

SCHROLL, E., PAPESCH, W. & DOLEZEL, P. (1985): Beitrag der C- und O-Isotopenanalyse zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**, 181–191, Wien (1986).

SCHROLL, E., SIEGL, W. & PAPESCH, W. (1986): Kohlenstoff- und Sauerstoffverteilung in einigen Magnesiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1986, 1–4, Wien.

SCHROLL, E., SIEGL, W. & PAK, E. (1989): Sulphur isotopes of minerals of Austrian magnesite occurrences. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 233–236, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

SCHROLL, E., KÜRZL, H. et al. (1990): Geochemometrie – multivariate Charakterisierung von sedimentgebundenen Pb-Zn-Vererzungen auf der Basis geochemisch-geologischer Meßdaten und Fakten. – Unveröffentl. Ber., FWF Proj. G6768 GEO; Bd 1-V, Leoben, Wien.

SCHROLL, E., KÜRZL, H. & WEINZIRL, O. (1994): Geochemometrical studies applied to the Pb-Zn deposit Bleiberg/Austria. – In: FONTBOTÉ et al. (eds): Sediment hosted Zn-Pb ores, 228–245, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

SCHROLL, E., KÖPPEL, V., CERNY, I., SPINDLER, P. & QUADT, A. (1996): Charakterisierung der „Schwellen- und Lagunenfazies" in Bleiberg, Josefischolle: Ein Versuch zur Anwendung der Multivariattechnik. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **141**, 209–210, Wien.

SCHUBERT, G. (1989): Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 205 S., Salzburg.

SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geol. Abh., **71**, 60 S., Erlangen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHULTZ (1835): Montanistischer Wegweiser durch Steyermark. – Gratz.

SCHULZ, B. (1990): Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). – J. Metamorphic Geol., **8**, 629–642.

SCHULZ, B., NOLLAU, G., HEINISCH, H. & GODIZART, G. (1993): Austro-Alpine Basement Complex to the South of the Tauern Window. – In: RAUMER, J.F., v. & NEUBAUER, F. (eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 495–514, Springer, Berlin.

SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **95**, 1–98, Stuttgart.

SCHULZ, O. (1954): Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugebietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **99**, 85–95, Wien.

SCHULZ, O. (1955): Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **100**, 259–269, Wien.

SCHULZ, O. (1956a): Über ein Höhlensediment im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien (Klebelsberg-FS), **48**, 297–303, Wien.

SCHULZ, O. (1956b): Beiträge zur Kenntnis der Raibler Dolomit-Vererzung, Grube Max in Kreuth. – Österr. Akad. Wiss., Anz. mathem.-naturwiss. Kl., **15**, Wien.

SCHULZ, O. (1957): Zur Raibler Dolomitvererzung der Grube Max in Kreuth (Kärnten). – In: „Diskussionsbeiträge zum Thema: Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen“ (München 1956), Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **102**, 241–242, Wien.

SCHULZ, O. (1958): Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max), als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. – Karinthin, **37**, 277–278, Klagenfurt.

SCHULZ, O. (1960a): Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. – Carinthia II, Sh. **22**, 1–93, Klagenfurt.

SCHULZ, O. (1960b): Bauxit in den Gosau-Schichten von Brandenberg (Tirol). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **105**, 347–349, Wien.

SCHULZ, O. (1960c): Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **105**, 1–11, Wien.

SCHULZ, O. (1964): Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. – In: AMSTUTZ, G.C. (ed.): Sedimentology and Ore Genesis, Development in Sedimentology, **2**, 47–52, Elsevier, Amsterdam – London – New York.

SCHULZ, O. (1966a): Neuergebnisse an synsedimentären Mineralen der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, 215–219, Wien.

SCHULZ, O. (1966b): Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg“, syndiagenetische Bildungen. – 1st ISMIDA, Trento-Mendel, Arti Grafiche Saturnia, 149–161, Trento.

SCHULZ, O. (1967): Sedimentäre Barytgefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. – TMPM, **12**, 1–16, Wien.

SCHULZ, O. (1968): Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – TMPM, **12**, 230–289, Wien.

SCHULZ, O. (1969): Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., **1968**, 113–139, München.

SCHULZ, O. (1971a): Neue Erzmineralfunde im Buntsandstein von Fieberbrunn (Tirol). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **51**, 155–160, Innsbruck.

SCHULZ, O. (1971b): Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – TMPM, **15**, 232–247, Wien.

SCHULZ, O. (1972a): Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – TMPM, **17**, 1–18, Wien.

SCHULZ, O. (1972b): Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisationen und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). – TMPM, **18**, 114–128, Wien.

SCHULZ, O. (1972c): Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwakkenzone. – 2nd ISMIDA (Bled 1971), Geologija, **15**, 125–140, Ljubljana.

SCHULZ, O. (1973): Wirtschaftlich bedeutende Zinkanreicherung in syndiagenetischer Deformationsbreccie in Kreuth (Kärnten). – TMPM, **20**, 280–295,Wien.

SCHULZ, O. (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **63**, 93–104, Stuttgart.

SCHULZ, O. (1975a): Erdwissenschaftliche Forschung im Dienste des Bergbaues Bleiberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **120**, 463–465, Wien.

SCHULZ, O. (1975b): Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Zn-Pb-Konzentrationen in mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten). – TMPM, **22**, 130–157, Wien.

SCHULZ, O. (1976): Typical and nontypical sedimentary ore fabrics. – In: WOLF, K. (ed.): Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, Chapter 7, 295–338, Elsevier, Amsterdam.

SCHULZ, O. (1977a): Mineralische Rohstoffe (Nord-, Ost-, Südtirol), Karte 1 : 300.000. – In: Tirol-Atlas, Univ.-Verlag Wagner, 5. Lfg., Innsbruck.

SCHULZ, O. (1977b): Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **57**, 103–177, Innsbruck.

SCHULZ, O. (1978a): Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **3**, 159–168, Wien.

SCHULZ, O. (1978b): Tektonische Gefügeanalyse der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Carinthia II, **34**, 1–71, Klagenfurt.

SCHULZ, O. (1979a): Beiträge zur Metallogenese in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 237–264, Wien.

SCHULZ, O. (1979b): Die Sideritlager in den Paragneisen von Bärenbach bei Hüttenberg, Kärnten. – Carinthia II, **169/89**, 37–57, Klagenfurt.

SCHULZ, O. (1979c): Metallogenese in den österreichischen Ostalpen – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977). – Verh. Geol. B.-A., 471–478, Wien.

SCHULZ, O. (1980): Beiträge zur „Lagerstättenforschung“. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **125**, 609–614, Wien.

SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **61**, 55–103, Innsbruck.

SCHULZ, O. (1982a): Kritische Bemerkungen zum tektonischen Bau der Villacher Alpe (Dobratsch). – Verh. Geol. B.-A., 85–94, Wien.

SCHULZ, O. (1982b): Karst or Thermal Mineralizations Interpreted in the Light of Sedimentary Ore Fabrics. – In: AMSTUTZ, G.C. (ed.): Ore Genesis – The State of the Art, 110–117, Springer, Berlin – Heidelberg.

SCHULZ, O. (1983a): 30 Jahre Pb-Zn-Forschung in den triadischen Karbonatgesteinen der Ostalpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt.I., **192**, 239–266, Wien.

SCHULZ, O. (1983b): Pb-Zn-Erz in der Kiesonkolithbank (Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten) der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. – TMPM, **32**, 135–151, Wien.

SCHULZ, O. (1984a): Zell am Ziller, a Syngenetic old Paleozoic Gold Deposit in the Innsbruck Quartz Phyllite Belt. – In: WAUSCHKUHN et al. (eds.): Syngenesis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits, 170–176, Springer, Berlin – Heidelberg.

SCHULZ, O. (1984b): Tektonische Gefügeanalyse des Rahmens der Bleiberger Lagerstätte (Östliche Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 369–416, Wien.

SCHULZ, O. (1985): Ausgewählte Gefügebefunde in der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Gailtaler Alpen, Kärnten). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 91–99, Wien.

SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 257–287, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHULZ, O. & BRIGO, L. (1977): Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. – Tirol-Atlas, Begleittexte **IV**., 25–40, Innsbruck.

SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1983): Gefügebeispiele für Erzmineralisationen in nichtmetamorphen und metamorphen Lagerstätten. – Schriftenreihe erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **6**, 53–63, Wien.

SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991): Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 123–213, Wien.

SCHULZ, O. & HEISSEL, W. (1997): Bauxit auf der Widschwenter Alm bei Kufstein (Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19** (in Druck), Wien.

SCHULZ, O. & KOSTELKA, L. (1965): Das Bleiglanzvorkommen von Puchenstuben in Niederösterreich. – TMPM, **10**, 180–191, Wien.

SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970a): Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. – TMPM, **14**, 213–231, Wien.

SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970b): Urananreicherungen im permoskythischen Buntsandstein bei Fieberbrunn-Hochfilzen (Tirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **107**, 45–47, Wien.

SCHULZ, O. & SCHROLL, E. (1977): Die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. Stand der geowissenschaftlichen Forschung 1976 (Projekte 2437, 2776S). – Verh. Geol. B.-A., 375–386, Wien.

SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1977): Sedimentary Magnesit Fabrics within the Spar Magnesit deposit Hochfilzen (Tyrol). – In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (eds.): Time- and Stratabound Ore deposits, 260–270, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1989): Genetic fabric interpretation of the Magnesit deposit of Weißenstein (Hochfilzen, Tirol). – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 115–134, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1991): Anlagerungs- und Korngefüge als Merkmale für sedimentär metamorphe Genese der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 215–232, Wien.

SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1996): Zur Genese des Steirisches Erzberges. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **141**, 217–218, Wien.

SCHULZ, O. & WENGER, H. (1980): Die Goldlagerstätte Zell am Ziller, Tirol – Eine lagerstättengeologische Betrachtung. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 113–141, Wien.

SCHULZ, O., SCHROLL, E., DIEBER, K. & FUCHS, H.W. (1986): Zur Frage der Sideritgenese der Lagerstätten um Hüttenberg (Kärnten). – Carinthia II, **176/96**, 479–512, Klagenfurt.

SCHULZ, O., VAVTAR, F. & DIEBER, K. (1997): Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: eine geowissenschaftliche Studie mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. (in Druck).

SCHÜMATSCHEK, E. (1989): Fluorgehalte und Gitterkonstanten bei Turmalinen unterschiedlicher Entstehung. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 82 S., Wien.

SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1997): The Pre-Alpine metamorphism and Palaeogeography of the austroalpine units E of the Tauern window. – Mineralogy and Petrology, in Druck.

SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian garnets – Indication for a regional permian metamorphism in the southern parts of the austroalpine basement units. – Mitt. Österr. Min. Ges., **141**, 219–221, Wien.

SCHWARZ, F. (1930): Das Eisensteinvorkommen vom Landschakogel bei Weiz. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **78**, 104–105, Wien.

SCHWARZ, F. (1938a): Die Mn-Fe-Lagerstätte Blaa Alm, Altaussee. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **86**, p.74, Wien.

SCHWARZ, F. (1938b): Weststeirische Eisensteine. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **86**, 205, Leoben.

SCHWINNER, R. (1925): Das Paläozoikum am Brenner – Vergleiche und Wertungen. – Cbl. Min. (1925), B, 241–249, 273–280, Stuttgart.

SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **136**, 333–382, Wien.

SCHWINNER, R. (1930): Stangalpe, Turracher Höhe, Paalgraben. Die geologische Lage der Turracher Lagerstätten. – In: REDLICH, K.A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten, 142–146, Wien.

SCHWINNER, R. (1935a): Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen. – TMPM, **46**, 56–72, Wien.

SCHWINNER, R. (1935b): Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **72**, 67–100, Graz.

SCHWINNER, R. (1942): Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Zs. dt. Geol. Ges., **94**, 169–175, 180–183, Berlin.

SCHWINNER, R. (1946): Ostalpine Vererzung und Metamorphose als Einheit? – Verh. Geol. B.-A., 52–61, Wien.

SCHWINNER, R. (1949): Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **94**, 135–144, Wien.

SEELAND, F. (1873): Uebersicht der geologischen Verhältnisse von Kärnten. – Jb. nat.hist. Landesmus. Kärnten, **12**, 1–17, Klagenfurt.

SEELMEIER, H. (1944): Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. R.-A. Bodenforschg., 1–25, Wien.

SEEMANN, R. (1979): Die sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **82**, 209–289, Wien.

SEEMANN, R. & GÖTZINGER, M.A. (1990): Das Fluoritvorkommen vom Rehrlköpfl/Vorderkrimml, Gemeinde Wald im Pinzgau. – Emser Hefte, **11**, 35–43, Bode Verlag, Haltem.

SEEMANN, R. & KALBSKOPF, R. (1972): Vorläufige Mitteilungen über Uranglimmer aus dem Semmering-Wechselgebiet, NE-Steiermark. – Ann. Naturhist. Mus., Wien, **76**, 609–617, Wien.

SEEMANN, R., KOLLER, F., GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F. & HEJL, E. (1993): Die Kupferlagerstätte „Hochfeld" – ein Teilprofil der Habachformation im Untersulzbachtal (Salzburg). – Abh. Geol. B.-A., **49**, 49–66, Wien

SEEWANN, L. (1929): Die Blei-Zink-Erzlagerstätte von Haufenreith-Arzberg in der Oststeiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **64/65**, 236–253, Wien.

SEIFERT, P. (1993): Die Waschbergzone. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 281–357, Nat. Hist. Mus., Wien.

SEIFERT, P. (1996): Sedimentary-tectonic developement and Austrian hydrocarbon potential of the Vienna Basin. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**, 331–341, Bath.

SEITZ, J.C., PASTERIS, J.D. & CHOU, I.M. (1993): Raman spectroscopic characterization of gas mixtures. I. Quantitative composition and pressure determination of CH_4, N_2, and their mixtures. – Amer. J. Sci., **293**, 297–321, New Haven.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1965): Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **G**, 246–255, Wien; Z. Dt. Geol. Ges., **116**, 502–511, Hannover.

SENITZA, J. (1842): Bericht über den bei der dießjährigen Excursion bereisten Eisenstein-Hauptlagerzug. – Die steiermärkisch ständische montanistische Lehranstalt zu Vordernberg I, 100–148, Grätz.

SETZ, W. (1902): Die Erzlagerstätten der Gegend von Deutsch-Feistritz – Peggau, Frohnleiten, Übelbach und Thalgraben. – Zs. Angew. Geol., 357–378, Berlin.

SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – 239 S., Blackie Glasgow – London 1984.

SIDIROPOULOS, L. (1983): Zn-Pb-Vererzungen in Breccienzonen triadischer Karbonatgesteine der Nordtiroler Kalkalpen (zwischen Telfs, Biberwier, Nassereith und Imst). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **63**, 115–133, Innsbruck.

SIEGL, W. (1956): Zur Vererzung der Pb-Zn-Lagerstätten von Bleiberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 108–111, Wien.

SIEGL, W. (1964): Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol. – Radex Rdsch. 178–191, Radenthein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SIEGL, W. (1965): Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **G**, 256–264, Wien.

SIEGL, W. (1969): Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). – Mineralium Deposita, **4**, 225–233, Heidelberg – Berlin.

SIEGL, W. (1972): Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). – TMPM, **17**, 263–275, Wien.

SIEGL, W. (1974): Ein Beitrag zur Genese der Vererzung des Grazer Paläozoikums. – Mineralium Deposita, **1**, 289–295, Heidelberg, Berlin.

SIEGL, W. (1975): Die Oberkarnische Blei-Zinkvererzung im Rublandverbindungsstollen nördlich von Kreuth. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **120**, 471–474, Wien.

SIEGL, W. (1980): Bemerkungen zur Genese der Erze von Meiselding und Metnitz aufgrund erzmikroskopischer Beobachtungen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **125**, 586–587, Wien.

SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **118**, 251–256, Wien.

SIGMUND, A. (1909): Die Minerale Niederösterreichs. – 194 S., Deuticke, Wien – Leipzig.

SIGMUND, A. (1915): Die Minerale Niederösterreichs. – 2. Aufl., Deuticke, 247 S., Wien – Leipzig.

SIGMUND, A. (1937): Die Minerale Niederösterreichs. – 247 S., Deuticke, Wien – Leipzig.

SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Deuticke, Wien.

SÖLLNER, F. & HANSEN, B.T. (1987): „Pan-afrikanisches" und „kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 529–569, Wien.

SOLTI, G. & LOBITZER, H. (1989): Aufsuchung von Alginit in Österreich – Endbericht über die Österreichisch-Ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Prospektion. – Ber. Geol. B.-A., **16**, 47 S., Geol. B.-A., Wien.

SOMMER, D., DAUNER, G. & BRIX, F. (1983): Kohlenprospektion im Raum Niederösterreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **128**, 115–118, Wien.

SORDIAN, H. (1961): Zur Geologie des Gebietes Rosegg etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **12**, 85–103, Wien.

SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1988): Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel Formation: A New Paleogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 637–647, Wien.

SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1990): Il flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., **20**, 243–265.

SPATZEK, H. (1962): Beitrag zur Aufbereitung des Graphites der Lagerstätte Kaisersberg. – Diss. Mont. Hochschule, Leoben.

SPENGLER, E. (1920): Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. – Jb. Geol. St.-A., **70**, 235–254, Wien.

SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachtales. – Jb. Geol. B.-A., **78**, 53–144, Wien.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg – St. Ägyd. – Geol. B.-A., Wien.

SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **99**, 1–74, Wien.

SPENGLER, E. & STINI, J. (1926): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.

SPERL, G. (1992): 5000 Jahre Bergbaugeschichte in den Alpen. Presseaussendung zur Ausstellung „Reiches Erz", München 30.10.1992. – Mitteilungen des Vereines Schau- und Erlebnisbergwerke Österreichs, Eisenerz.

SPERLING, M. & BRANDNER, R. (1990): Die Lienzer Dolomiten – Eine Flower Struktur? – TSK III, Abstr. 217–220, Graz.

SPIELER, A. (1997): Beckenentwicklung im Unter- und Mitteljura nordwestlich des Achensees (Tirol) und ihre Beziehung zur Achenseer Schubmasse. – Diss. Univ. Innsbruck (in Vorb.).

SPINDLER, P. (1991/92): Neue Untersuchungen zur Mineralogie und Geochemie der Basisbreccie des Steirischen Erzberges, Österreich. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I., **199**, 1–26, Wien.

SPINDLER, P. (1991): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Werfener Basisbreccie des Steirischen Erzberges im Hinblick auf die Genese der vererzten Anteile. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 128 S., Wien.

SPÖTL, C. (1987): Eine klastisch-evaporitische Oberperm-Entwicklung im Hallstätter Salzberg (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 115–142, Wien.

SPÖTL, C. (1988): Schwefelisotopendatierung und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürnberg (Hallein) und Hallstatt (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 209–229, Wien.

SPÖTL, C. (1989): Die Salzlagerstätte von Hall in Tirol – ein Überblick über den Stand der geologischen Erforschung des 700jährigen Bergbaubetriebes. – Veröffentl. Museum Ferdinandeum, **69**, 137–167, Innsbruck.

SPÖTL, C. & BURNS, S.T. (1994): Magnesite diagenesis in redbeds: a case study from the Permian of the Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). – Sedimentology, **41**, 543–565, Oxford.

SPÖTL, C. & PAK, E. (1996): A strontium and sulfur isotopic study of Permo-Triassic evaporites in the Northern Calcareous Alps. – Geology, 219–234, Boulder.

SPÖTL, C. & RAMSAY, K. (1996): Aspekte der Hochtemperatur-Überprägung der Nördlichen Kalkalpenbasis. Abstrakt. – „Sediment 96", **164**, Sedimentologen-Tagung, Wien.

SPRENGER, W.L. (1996): Das Periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten. Strukturgeologie – Fernerkundung – Geochemie. – Abh. Geol. B.-A., **52**, 1–220, Wien.

SPRENGER, W. & HEINISCH, H. (1992): Late Oligocene to Recent brittle transgressive deformation along the Periadriatic Lineament in the Lesach Valley (Eastern Alps). – Ann. Tect., **666**/2, 134–149, Florenz.

SRBIK, R., v. (1929a): Bergbau in Tirol und Vorarlberg. – Ber. d. natwiss. mediz. Ver. Innsbruck, **41**, 1–277, Innsbruck.

SRBIK, R., v. (1929b): Überblick des Bergbaus von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Ber. naturw. Ver. Innsbruck, **41**, 113–279, Innsbruck.

STACEY, J.S. & KRAMERS, J.K. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope by a two stage model. – Earth and Planet. Sc. Letter, **26**, 207–221, Amsterdam.

STARKL, G. (1883): Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **23**, 635–658, Wien.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **52** (N.F. 82), 272 S., Francke, Bern.

STAUFFENBERG, H. (1987): Apatite fission-track evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern window and the surrounding Austroalpine (central eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, Wien.

STEFFAN, J. (1943): Die Graphitvorkommen des Waldviertels. – Unveröffentl. Diss. TH Wien, Wien.

STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, **4**, 215–348, Erlangen.

STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – Zitteliana, **19**, 1–88, München.

STEIN, V. (1994): Recycling und Substitution in der Steine- und Erden-Industrie. – Erzmetall, **47**, 672–674, Clausthal-Zellerfeld – Altenburg.

STEINER, H.J. (1977a): Aufbereitungstechnische Untersuchungen von Roherzproben aus der Sulfidlagerstätte Walchen bei Öblarn. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 109–122, Graz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

STEINER, H.J. (1977b): Untersuchung der Aufbereitungscharakteristik einer Probe aus der Blei-Kupfer-Lagerstätte Eschach-Martin. – Unveröffentl. Ber. Mont. Univ., Leoben.

STEINER, P. (1968): Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 9–88, Wien.

STEININGER, F. (1971): Holostratotypus und Faziesstratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raum Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen – M1 Eggenburgien, Bratislava.

STEININGER, F. (1977): Tertiär und Quartär des Horner Beckens und des Massivrandes. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 19–25, Wien.

STEININGER, F.F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – Giornale di Geologia, ser. **3**, 48, 285–297, Bologna.

STEININGER, F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1988/89): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian lignite deposits – A case history. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I., 309–332, Wien.

STERK, G. (1955): Zur Kenntnis der Goldlagerstätte Kliening im Lavanttal. – Carinthia II, **65**, 39–59, Klagenfurt.

STERK, G. (1982): Lagerstättensuche und Bergbauerschließung in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **127**, 267–273, Wien.

STERK, G. (1984): Schwerpunkte der Rohstoffsuche und Rohstoffsicherung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **129**, 251–259, Wien.

STERK, G. & WEBER, L. (1979): Neue Rohstoffaktivitäten in Österreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 456–464, Wien.

STERK, G. et al. (1994): Rohstoffe für neue Technologien. – Österr. Akad. d. Wiss., Schriftenreihe der Erdwiss. Komm., **11**, 95 S., Springer, Wien.

STEWART, W.O. & CHAMBERLAIN, P.G. (1990): Mining in the 21st Century. – Minerals Today, July 1990, 8–13, Washington, D.C.

STIER, K. (1953): Unveröffentl. Ortsbilder des Kardeislagers. – Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien.

STINGL, J. (1871): Über den steirischen Graphit. – Verh. Geol. R.-A., 48–49, Wien.

STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth Arlberggebiet unter besonderer Berücksichtigung des Alpinen Verrucano. – Diss. Univ. Innsbruck, 109 S., Innsbruck.

STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 71–80, Innsbruck.

STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichl-Schichten zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Leogang/Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 207–233, Innsbruck.

STINY, J. (1918): Die Lignite der Umgebung von Feldbach in Steiermark. – Bergbau und Hütte, **4**, 171–180, 193–196, Wien.

STOBBE, A. (1983): Volkswirtschaftslehre II, Mikroökonomik. – 600 S., Springer, Berlin – New York – Tokyo.

STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen, Nürnberg.

STÖCKHERT, B. (1984): K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement south of the western Tauern Window (Ahrn Valley, southern Tyrol, Eastern Alps). – N. Jb. Min., Abh., **150**, 103–120, Stuttgart.

STRASSER, A. (1974): Die Mineralien des Tennengebirges und seiner Ausläufer. – Der Aufschluß, **25**, 449–452, Göttingen.

STRASSER, A. (1975): Salzburger Mineralogisches Taschenbuch. – Eigenverlag, Salzburg.

STRASSER, A. (1989): Die Minerale Salzburgs. – Eigenverlag, 348 S., Salzburg.

STREHL, E., NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & PAK. E. (1980): Die Gipsvorkommen an der Südseite des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. – Carinthia II, **170/90**, 77–89, Klagenfurt.

STROBEL, E. (1930): Geologische Untersuchungen im Hohen Ifen/Gottesackergebiet. – Z. Dt. Geol. Ges., **82**, 675–708, Berlin.

STRUCL, I. (1974): Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla. – Geologija, **17**, 383–399, Ljubljana.

STRUCL, I. (1984): Geological and geochemical characteristics of ore and host rock of lead-zinc ores of the Mesiza ore deposit. – Geologija, Razprave in Porocila, **27**, 215–327, Ljubljana.

STUMPFL, E.F. (1979): Mikrosondenuntersuchungen an alpinen Erzlagerstätten. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124**, 589–592, Wien.

STUMPFL, E.F. (1988): Neptunismus in der Lagerstättenforschung – Mode des Jahrzehntes oder letztes Wort? – In: FETTWEIS, G.B. et al. (1988): Bergbau im Wandel, 193–197, Graz, Essen.

STUMPFL, E.F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath – Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 161–169, Graz.

STUMPFL, E.F. & REIMANN, C. (1981): Geochemical setting of stratabound stibnite mineralization in the Kreuzeck Mountains, Austria. – Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B. Appl. Earth Sci., **90**, 126–132, London.

STUMPFL, E.F. & TARKIAN, M. (1979): Schichtgebundene Sulfidvererzung in den Schladminger Tauern. – Anz. mathem.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss., **5**, 1–5, Wien.

STUR, D. (1865): Geologische Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. – 1 : 288.000, Gratz.

STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark, Gratz.

STÜTZ, A. (1807): Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. – Wien – Triest.

SUESS, F.E. (1908): Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. – Verh. Geol. R.-A., 393–412, Wien.

SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. k.k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **83**, 541, 432, Wien.

SUETTE, G. & UNTERSWEG, T. (1983): Naturraumpotentialkarten der Steiermark: Bezirk Radkersburg. – Unveröffentl. Ber. Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.

SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. – In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.): Magmatism in the ocean basins, Geol. Soc. London, Spec. Publ., **42**, 313–345, London.

SUSSMANN, O. (1901): Zur Kenntnis einiger Blei- und Zinkerzvorkommen der alpinen Trias bei Dellach im Oberdrauthal. – Jb. Geol. R.-A., **51**, 265–299, Wien.

SUSTAIN – VEREIN ZUR KOORDINATION VON FORSCHUNG ÜBER NACHHALTIGKEIT (1994): Forschungs- und Entwicklungsbedarf für den Übergang zu einer nachhaltigen Wirtschaftsweise in Österreich. – 155 S., Inst. Verfahrenstechnik TU Graz.

SVERJENSKY, D.A. (1984): Europium redox equilibrium in aqueous solution. – Earth and Planetary Sci. Letters, **67**, 70–78, Amsterdam.

SWEENEY, J.J. & BURNHAM, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **74**, 1559–1570, Tulsa.

TARKIAN, M. & GARBE, C.D. (1988): Geochemistry and Genesis of sulfide ore deposits in the volcano-sedimentary sequences of the western Grauwackenzone (Eastern Alps, Austria). – In: FRIEDRICH, G.J. & HERZIG, P.M. (eds.): Base metal sulfide deposits, Spec. Publ., SGA, **5**, 149–168, Springer, Berlin etc.

TAUBER, A. (1955): Die Talkschieferlagerstätten von Glashütten bei Langeck, Burgenland. – Wiss. Arb. Bgld., 29 S., Eisenstadt.

TAUBER, A. (1959): Die Kohlenlagerstätten des Burgenlandes. – Burgenland in Wort und Bild, Eisenstadt.

TAUBER, A. (1959a): Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes. – Wiss. Arb. Burgenland, **23**, 18–24, Eisenstadt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAUBER, A. (1959b): Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes. – Wiss. Arb. Burgenland, **23**, 26–31, Eisenstadt.

TAUBER, A. (1959c): Zur Oberflächengeologie des Seewinkels. – Wiss. Arb. Burgenland, **23**, 24–26, Eisenstadt.

TAUBER, A. (1963): Neusiedlersee-Mineralwässer und Mineralwasserlagerstätten. Allgemeine Lagerstättentopographie des Burgenlandes, 2. Bd. – 780–809, Eisenstadt.

TAUPITZ, K.C. (1953): Die verschiedene Deutbarkeit von „metasomatischen" Gefügen auf „thermalen" Blei-Zink-Lagerstätten. – Fortschr. Mineralogie, **32**, 30–31, Stuttgart.

TAUPITZ, K.C. (1954a): Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. – Diss. Bergakad. Clausthal.

TAUPITZ, K.C. (1954b): Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus "Bleiberg". – Zs. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **8**, 1–7, Stuttgart.

TAYLOR, B.E. & LIOU, J.G. (1978): The low-temperature stability of andradite in C-O-H-fluids. – Amer. Min., **63**, 378–393, Washington.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – 312 S., Blackwell, Oxford.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1988): The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry. – In: GSCHNEIDER, Jr. et al. (eds.): Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths, **11**, Amsterdam.

TEICH, T. (1987): Die „metablastischen" Amphibolit-Typen im Rauchgraben der Gleinalpe, Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **117**, 35–38, Graz.

TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1975): Inkohlungsuntersuchungen in der Molasse des Alpenvorlandes. – Geol. Bav., **73**, 132–142, München.

TERTSCH, H. (1918): Karthographische Übersicht der Erzbergbaue Österreich-Ungarns. – Wien.

TESSENSOHN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138**, 169–220, Stuttgart.

TESSENSOHN, F. (1974): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A. (1974), 89–130, Wien.

TESSENSOHN, F. (1983): Eisenkappler und Seeberger Paläozoikum. – In: BAUER, F.K. et al.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil, 32–45, Geol. B.-A., Wien.

THALHAMMER, O.A.R. & STUMPFL, E.F. (1988): Platinum-group minerals from Hochgrössen ultramafic massif, Styria: first reported occurrences of PGM in Austria. – Trans. Inst. Metall. Sec. B: 77–82, London.

THALHAMMER, O.A.R., STUMPFL, E.F. & JAHODA, R. (1989): The Mittersill Scheelite Deposit, Austria. – Econ. Geol., **84**, 1153–1171, New Haven.

THALHAMMER, O.A.R., PROCHASKA, W. & MÜHLHANS, H.W. (1990): Solid inclusions in chrome-spinels and platinum group element concentrations from the Hochgrössen and Kraubath Ultramafic Massifs (Austria). Their relationships to metamorphism and serpentinization. – Contr. Mineral. Petrol., **105**, 66–80, Heidelberg.

THALMANN, F. (1979): Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Verh. Geol. B.-A., 479–489, Wien.

THALMANN, F. (1994): Metallische Rohstoffe, insbesondere Legierungs- und Seltene Erdmetalle mit Ausnahme von Pb-Zn Rohstoffen und den mit ihnen assoziierten Nebenelementen. – In: STERK, G. (ed.): Rohstoffe für neue Technologien. – Schr. Österr. Akad. Wiss., Erdwiss. Komm., **11**, 71–76, Wien.

THALMANN, F. et al. (1980): Geowissenschaftliche Untersuchungen der Wolframvererzungen im Gebiet des östlichen Tauernfensters. – Abschlußber. (VA) zu den Projekten 9/78 und KC–3, Eisenerz.

THALMANN, F. & NEINAVAIE, H. (1988): Geochemische Prospektion im alpinen Gelände am Beispiel Wolfram. – In: FETTWEIS, G.B. et al. (1988): Bergbau im Wandel, 198–203, Graz, Essen.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1 : 1 Mio. – Geol. B.-A., Wien.

THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. – Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – Diss., Univ. Wien, 154 S., Wien.

THIEDIG, F. (1975): Submarine Breccien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**, 495–516, Hamburg.

THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 117–129, Wien.

THIELE, O. (1976a): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel?. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 75–81, Wien.

THIELE, O. (1976b): Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmische Masse). – Nova acta Leopoldina, N.F., **45** (224, Franz-Kossmat-Symposion), 67–82, Halle.

THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Springer, Wien.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmischen Masse (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 513–523, Wien.

THOMANEK, K. (1960): Die Bedeutung des Erbstollens und der neuen Betriebsanlage für den Altausseer Salzberg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **105**, 101–105, Wien.

THOMPSON, A.B. (1970): A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. – Amer. J. Sci., **268**, 454–458, New Haven.

THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar age determination on micas. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 111–174, Wien.

THÖNI, M. (1986): The Rb-Sr thin slab isochron method – an unreliable method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? – Mem. Sci. Geol., **38**, 283–352.

THÖNI, M. (1988): Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 169–201, Wien.

THÖNI, M. (1994): Isotopengeologie und Geochronologie – Einsatzmöglichkeiten in der Geologie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**, 187–209, Wien.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1991): Eoalpine eclogites in the Eastern Alps: New Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic data. – Terra Abstracts, **3**, 89, Oxford.

THURNER, A. (1947): Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., 83–94, Wien.

THURNER, A.: Bericht (1949) über praktisch-geologische Aufnahmen. – Verh. Geol. B.-A., 117–123, Wien.

THURNER, A. (1955): Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – Jb. Geol. B.-A., **98**, 203–251, Wien.

THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – Geol. B.-A., Wien.

TISCHLER, S.E. (1977): Die Verrucano- und Buntsandsteinerze in Nordtirol. – Diss. Univ. Innsbruck, 105 S., Innsbruck.

TISCHLER, S.E. (1978): The Verrucano and Buntsandstein ores in Northern Tyrol. – Verh. Geol. B.-A., 491–497, Wien.

TISCHLER, S.E. & FINLOW-BATES, T. (1980): Plate Tectonic Processes that Governed the Mineralization of the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **15**, 19–31, Berlin – Heidelberg.

TISCHLER, S.E. & UCIK, F.H. (1979): Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. – Carinthia II, **169**, 371–407, Klagenfurt.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. – 256 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1964): Exkursion I/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges., **57**, 49–56, Wien.

TOLLMANN, A. (1965a): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh **G**, 103–133, Wien.

TOLLMANN, A. (1965b): Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. – Beibl. Nat. hist. Tagg. (1965), 3–57, Wien.

TOLLMANN, A. (1966a): Die alpidischen Gebirgbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TOLLMANN, A. (1966b): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **58** (1965), 103–207, Wien.

TOLLMANN, A. (1968): Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area. – Exk. Führer 23. Int. Geol. Congr., C33, 66–75, Geol. B.-A., Wien.

TOLLMANN, A. (1970): Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **34**, 1–90, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1973): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil I. – Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaus der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II. – XVI+580 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III. – X+556 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1977a): Geologie von Österreich, Bd. I: Die Zentralalpen. – 765 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1977b): Die Seitenverschiebung an der periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4**, 179–192, Wien.

TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 291–351, Wien.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 1–91, Schweizerbart, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, II: Außerzentralalpiner Anteil. – 706 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, III: Gesamtübersicht. – 718 S., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien.

TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs". – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **104**, 337–347, Wien.

TORNQUIST, A. (1927a): Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – 106 S., Springer, Wien.

TORNQUIST, A. (1927b): Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Rabenstein bei Frohnleiten im Murtale. – Mitt. Nat. wiss. Ver. Stmk., **63**, 3–25, Graz.

TORNQUIST, A. (1929a): Die Vererzungsperioden in den Ostalpen. – Metall und Erz, **26**, 241–246.

TORNQUIST, A. (1929b): Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **66**, 164–185, Graz.

TORNQUIST, A. (1930): Perimagmatische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **139**, 291–308, Wien.

TORNQUIST, A. (1931): Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **140**, 219–229, Wien.

TORNQUIST, A. (1932): Neue Untersuchungen ostalpiner Erzlagerstätten. – Metall und Erz, **29**, 431–434.

TORNQUIST, A. (1933): Die Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauern. – Forsch. Fortschr., **9**.

TORNQUIST, A. (1934): Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach, Osttirol. – Zs. dt. geol. Ges., **85** (1933), 53–77, Berlin.

TORNQUIST, A. (1935): Die hochmetamorphe Kieslagerstätte von Tessenberg-Panzendorf in Osttirol. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I., **144**, 19–31, Wien.

TOULA, F. (1885): Geologische Untersuchungen in der Grauwakkenzone der NE-Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **50**, 121–182, Wien.

TRAUTH, F. (1925/27): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss., I (100), 101–212, II (101), 29–65, Wien.

TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a.d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – Verh. Geol. B.-A., Wien.

TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F. et al. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65**, 483–511, Stuttgart.

TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.V. (1980): Titanian hydroxil-clinohumite: Formation and breakdown in antigoritic rocks (Maleno, Italy). – Contr. Miner., Petrol., **72**, 229–242, Heidelberg.

TRUDU, A.G. & CLARK, A.H. (1986): The Felbertal (Mittersill) scheelite deposit, Austria, a W-Mo-Be vein system related to felsic plutonism, not a submarine-exhalative deposit. – In: Genesis of tin-tungsten deposits and their associated granotoids, Proc. Joint Meet. Work. Gr 2 & 4, IGCP Proj., Canberra.

TRÜMPY, R. (1972a): Zur Geologie des Unterengadins. – Erg. wiss. Unters. im Schweizer Nationalpark, **XII**, Chur.

TRÜMPY, R. (1972b): Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rdsch., **61**, Stuttgart.

TSCHERNIG, E. (1951): Das Schwerspatvorkommen bei Thörl-Maglern. – Carinthia II, **141**, 35–39, Klagenfurt.

TUFAR, W. (1963): Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. – Joanneum, Mineralog. Mitt. bl., **1**, 1–60, Graz.

TUFAR, W. (1965a): Neue Wismutmineralfunde und ein neuer Goldfund aus der Steiermark. – Joanneum, Min. Mitt. bl., 67–72, Graz.

TUFAR, W. (1965b): Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. – TMPM, **9**, 242–251, Wien.

TUFAR, W. (1965c): Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **G**, 256–264, Wien.

TUFAR, W. (1965d): Differentialthermoanalytische Untersuchungen an Karbonaten des Wechselgebietes. – Joanneum, Mineralog. Mitt. bl., 23–39, Graz.

TUFAR, W. (1965e): Die Erze des „Saussuritgabbros" von Birkfeld (Steiermark). – Joanneum, Mineralog. Mitt. bl., 13–21, Graz.

TUFAR, W. (1966a): Die Vererzung vom Sieggrabener Kogel (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 55–69, Wien.

TUFAR, W. (1966b): Das Kupfervorkommen von Eichbüchl bei Wiener Neustadt (Niederösterreich). – N. Jb. Min. Abh., **105**, 203–210, Stuttgart.

TUFAR, W. (1966c): Bemerkenswerte Myrmekite aus Erzvorkommen vom Alpen-Ostrand. – N. Jb. Miner. (1966), 246–252, Stuttgart.

TUFAR, W. (1967a): Eine interessante Verdrängung von Siderit durch Sulfide im Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). – Joanneum, Mineralog. Mitt.bl. (Angel-Festschrift), 104–112, Graz.

TUFAR, W. (1967b): Andersonit, ein neuer Uranmineralfund aus Österreich. – N. Jb. Miner. Abh., **106**, 191–199, Stuttgart.

TUFAR, W. (1967c): Der Bornit von Trattenbach (Niederösterreich). – N. Jb. Miner., Abh., **106**, 334–351, Stuttgart.

TUFAR, W. (1968a): Die Eisenerzlagerstätte vom Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). – TMPM, **12**, 350–391, Wien.

TUFAR, W. (1968b): Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). – TMPM, **3**, 140–181, Wien.

TUFAR, W. (1968c): Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. – Freiberger Forsch. Hefte, **C230**, 275–294, Leipzig.

TUFAR, W. (1968d): Fuchsit vom Puchegg bei Vorau (Oststeiermark). – TMPM, **12**, 182–203, Wien.

TUFAR, W. (1969a): Die Erzvergesellschaftung des Semmering- und Wechselgebietes. – TMPM, **13**, 313–320, Wien.

TUFAR, W. (1969b): Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, **177**, 1–20, Wien.

TUFAR, W. (1970): Neue Vererzungen aus der Steiermark. – Joanneum, Min. Mitt.bl., 64–75, Graz.

TUFAR, W. (1971a): Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Miner. Mh., **4**, 183–192, Stuttgart.

TUFAR, W. (1971b): Syngenetische präalpidische Lagerstätten aus den Ostalpen. – Fortschr. Mineral., Beih., **49**, 122–123, Stuttgart.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TUFAR, W. (1972a): New Views on the Problem of the Siderite-Magnesite Deposits of the Eastern Alps Shown by the Example of some Parageneses from the eastern Border of the Alps. –Proceedings 2nd ISMIDA (Bled 1971), Geologija, **15**, 230–235, Ljubljana.

TUFAR, W. (1972b): Zur Blei-Zinkvererzung des Grazer Paläozoikums. – Joanneum, Mineralog. Mitt.bl., 1972, 64–75, Graz.

TUFAR, W. (1972c): Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. – Geol. Transact. & Rep., **15**, Proceedings 2nd Int. Symp. Min. Dep. Alps, 221–235, Ljubljana.

TUFAR, W. (1972d): Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). – Min. Mitt.bl. Joanneum (1972), 101–154, Graz.

TUFAR, W. (1974): Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **63**, 105–124, Stuttgart.

TUFAR, W. (1975): Die Blei-Zink Lagerstätten im Grazer Paläozoikum (Steiermark). – Fortschr. Miner., **53**, Beih. 1, I-II, 81, Stuttgart.

TUFAR, W. (1977a): Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen (Abstr.). – 3rd Int. Symp. Mineral Dep. Alps, 15–16, Leoben.

TUFAR, W. (1977b): Die Evolution der Lagerstätten. – Giessener Geol. Schriften, **12**, 343–428, Giessen.

TUFAR, W. (1978a): Flüssigkeitseinschlüsse in Baryten aus dem Grazer Paläozoikum (Steiermark) und in Magnesiten von Radenthein (Kärnten). – Joanneum, Mineralog. Mitt.bl., **46**, 27–37, Graz.

TUFAR, W. (1978b): Calcium-Gehalte in ostalpinen Baryten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **115**, 34–41, Wien.

TUFAR, W. (1979a): Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen. – 3rd ISMIDA (Leoben 1977), Verh. Geol. B.-A., 499–528, Wien.

TUFAR, W. (1979b): Anthophyllit und Talk von Vorau (Ostateiermark). – Mitt.bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, **47**, 37–52 (181–196), Graz.

TUFAR, W. (1980a): Ore Deposits of the Eastern Alps. – Excursion Guide, C6, 8th Intern. Geochem. Exploration Symp., 1–78, Hannover.

TUFAR, W. (1980b): Ore Mineralization from the Eastern Alps, Austria as strata-bound-syngenetic formations of pre-alpine and alpine age. – Proceedings 5th IAGOD Symp. 513–544, Stuttgart.

TUFAR, W. (1980c): The Eastern Alps and their ore deposits. – Erzmetall, **33**, 153–162, Weinheim.

TUFAR, W. (1980d): A Non-ferrous Metal Mineralization in the Triassic Gypsum Deposit from Myrthengraben (Lower Austria) in the Mesozoic of the Eastern Alps – A New Type of Sulphosalt-Occurrences. – Acad. Sc. USSR, 148–157, NAUKA, Moskau.

TUFAR, W. (1981): Die Vererzung der Ostalpen und Vergleiche mit Typlokalitäten anderer Orogengebiete. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 265–306, Wien.

TUFAR, W. (1982): A new Type of Sulphosalt Mineralization in the Myrthengraben Gypsum Deposit, Semmering, Lower Austria. – In: AMSTUTZ, G.C. et al. (eds.): Ore Genesis – The State of the Art, 131–140, Springer Verl. Berlin – Heidelberg – New York.

TUFAR, W. (1987): Die geologischen Grundlagen für den Bergbau in Niederösterreich. – In: KUSTERNIG, A. (ed.): Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterr. Inst. f. Landeskunde, **10**, 1–60, Wien.

TUFAR, W., GIEB, J. et al. (1989a): Formation of Magnesite in the Radenthein (Carinthia/Austria) type locality. – In: P. MÖLLER (ed.): Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates, Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 135–171, Gebr. Borntraeger, Berlin.

TUFAR, W., GIEB, J. et al. (1989b): Comprehensive Evaluation of Radenthein (Carinthia, Austria) Sparry Magnesite Type Deposit: Genesis, Geological Setting, Polymetamorphic Overprinting and Chemical Composition. – 28th Int. Geol. Congr., Abstr., **3**, 3–261, 3–262, Washington D.C.

TULADHAY, R.M. (1986): Stratabound sulfide mineralizations in volcano-sedimentary greenschists and amphibole facies terrain Bamagaan, Far-Western Nepal and Abfaltersbach, Eastern Tyrol, Austria. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 208 S., Montan Universität Leoben.

TUNNER, P. (1847): Der nördliche Spatheisenstein-Hauptzug in den Alpen von Innerösterreich, Salzburg und Tirol. – Die steiermärkisch ständische montanistische Lehranstalt zu Vordernberg, **III-IV**, 389–406, Wien.

TURANOVA, L., TURAN, J. & MORTEANI, G. (1996): Isotopic evidences and REE contents of the Slovak magnesite deposits (Western Carpathians). – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, 293–306, Mineralia Slovac. Coop., Bratislava.

UCIK, F.H. (1968): Der Josefistollen bei Kolbnitz im Rahmen der Talkvorkommen im unteren Mölltal zwischen Mühldorf und dem Zwenbergergraben. – Carinthia II, **158**, 197–225, Klagenfurt.

UCIK, F.H. (1970a): Die ehemaligen Talkbergbaue und -schürfe im Raume von Kolbnitz im Mölltal (2. Teil). – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **11**, 3–13, Leoben.

UCIK, F.H. (1970b): Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz – eine montangeologische Übersicht – Südkärnten. – Beitr. Gesch. Kult. Landschaft, 87–101, Klagenfurt.

UCIK, F.H. (1972a): Montanistische Notizen aus Kärnten. – Carinthia II, **162/82**, 129–142, Klagenfurt.

UCIK, F.H. (1972b): Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz südlich von Klagenfurt/Kärnten. 1. Teil: Die ehemaligen Blei-, Silber- und Eisenbergbaue von Plescherken bei Keutschach. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **13**, 113–144, Leoben.

UCIK, F.H. (1973): Der ehemalige Schieferkohlenbergbau Nieselach bei St. Stefan im Gailtal/Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **14**, 3–13, Leoben.

UCIK, F.H. (1974): Bergstürze, Talzuschub und Wildbäche – einige geologische Ergebnisse der Integralanalyse Liesertal. – Kärntner Naturschutzblätter (1974), 31–47, Klagenfurt.

UCIK, F.H. (1975): Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal/Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 15–27, Leoben.

UCIK, F.H. (1995a): Graphit. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 73–75, Hüttenberg.

UCIK, F.H. (1995b): Ölschiefer. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 77–78, Hüttenberg.

UCIK, F.H. (1995c): Talk. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 79–81, Hüttenberg.

UCIK, F.H. (1995d): Pegmatite und junge Gänge. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 65–70, Hüttenberg.

UNGER, H.J. (1967): Geochemische Untersuchungen an Ganglagerstätten der Ostalpen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 46–55, Leoben.

UNGER, H.J. (1968a): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **7**, 2–52, Leoben.

UNGER, H.J. (1968b): Ein Blei-Zink-Vorkommen nördlich von Weißbriach (Kärnten). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **7**, 78–87, Leoben.

UNGER, H.J. (1969a): Detaillierte geologische Aufnahme des Walchengrabens bei Oeblarn (Ennstal) und des Niederoeblarner Grabens bis zum Ernestine-Stollen. – Arch. f. Lagerst. forsch. Ostalpen, **9**, 131–139, Leoben.

UNGER, H.J. (1969b): Der Schwefelkiesbergbau Rettenbach (Oberpinzgau/ Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 35–64, Leoben.

UNGER, H.J. (1970): Der Lagerstättenraum Zell am See. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**, 33–83, Leoben.

UNGER, H.J. (1971): Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 119–130, Leoben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

UNGER, H.J. (1972a): Der Lagerstättenraum Zell am See. IV. Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau Klucken, nördlich von Piesendorf (Oberpinzgau/Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **13**, 75–98, Leoben.

UNGER, H.J. (1972b): Die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone – Ein Zwischenbericht. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **13**, 59–74, Leoben.

UNGER, H.J. (1972c): Der Lagerstättenraum Zell am See. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **13**, 99–108, 109–111, Leoben.

UNGER, H.J. (1973): Lagerstättenraum Zell am See. VII: Viehofen im Saalachtal. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **14**, 15–43, Leoben.

UNGER, H.J. (1975): Der Lagerstättenraum Zell am See. IX. Vererzungen im Raume Thumersbach-Erlberg (ehemaliger Bergbau ?) und ihre Stellung im regional-geologischen Bild. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 85–100, Leoben.

UNGER, H.J. (1977): Walchen im Oberpinzgau – ein Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 63–67, Leoben.

UNZOG, W. (1991): Alpidic left-lateral strike-slip tectonics in the Gailtal crystalline, Austria. – Terra Abstr., **3**, 251, Oxford.

URBAN, H. & STRIBRNY, B. (1989): On the classification of black shales. – 79. Ann. Meeting Geol. Vereinigung, Terra Abstr., **1**, 1989, 13, Oxford.

USDOWSKI, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat-Mineralen. – Contr. Mineral. and Petrol., **38**, 177–195, Heidelberg.

VACEK, M. (1886): Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 455–464, Wien.

VAI, G.B. (1979): Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica. – Rend. Soc. Geol. It., **1**, 25–27.

VAN BEMMELEN, R.W. & MEULENKAMP, J.E. (1965): Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). Dritter Teil: Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 213–268, Wien.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R. et al. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – Trans. R. Soc. Edinburgh, **73**, 2, 89–108, Edinburgh.

VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Populärwiss. Veröff. Geol. B.-A., 24 S., Wien.

VASICEK, W. (1977): Perm von Zöbing. – Führer Arbeitstagung Geol. B.-A. (1977), Waldviertel, 16–18, Wien.

VASICEK, W. (1983): 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing. – Katalog Krahuletz-Museum, **4**, 15–50, Eggenburg.

VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen – Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Diss. Univ. Tübingen, 170 S., Tübingen.

VAVRA, G. & FRISCH, W. (1989): Pre-Variscan backarc and island-arc magmatism in the Tauern Window (Eastern Alps). – Tectonophysics, **169**, 271–280, Amsterdam.

VAVTAR, F. (1976): Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol. – Verh. Geol. B.-A., 147–182, Wien.

VAVTAR, F. (1977): Die Kupfer-Lagerstätten Blaufeldalm, Brunnalm und Traholz (Nördliche Grauwackenzone) im Rahmen einer paläozoischen Metallogenese. – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **57**, 53–62, Innsbruck.

VAVTAR, F. (1979a): Ein polymetallisches Erzlager in Paragneisen des Wörgeltales (Ötztalkristallin). – TMPM, **26**, 175–185, Wien.

VAVTAR, F. (1979b): Syngenetische, metamorphe Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kaunertal (Ötztalkristallin). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **59**, 151–163, Innsbruck.

VAVTAR, F. (1980): Boden, eine metamorphe, syngenetische Fe-Cu-Anreicherung in Paragneisen des Ötztal-Kristallins; Kaunertal, Tirol. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **125**, 194–200, Wien.

VAVTAR, F. (1981): Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztal-Kristallins (Kaunertal, Tirol). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **61**, 151–169, Innsbruck.

VAVTAR, F. (1982): Topomineralische Gold-Quarz-Gänge des Sieglitz-Pochart-Erzwies-Revieres (Gastein, Hohe Tauern). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 143–148, Wien.

VAVTAR, F. (1983): Plangeroß-Mandarfen, eine syngenetische, metamorphe Kieskonzentration in Paragesteinen des Ötztalkristallins (Pitztal, Tirol). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **63**, 169–183, Innsbruck.

VAVTAR, F. (1985): Serneskopf und Rauher Kopf – zwei metamorphe Kieskonzentrationen im Ötztalkristallin (Platzer Tal, Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 101–108, Wien.

VAVTAR, F. (1986): Die Zinn-Kupfer-Erzvorkommen am Glücksgrat (Stubai-Kristallin). – TMPM, **35**, 287–298, Wien.

VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 103–153, Wien.

VEIZER, J. (1983): Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique. – In: Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Short Course, **10**, 3–100.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese granulitischer und granitischer Gesteine in der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. – Diss. 112 S., Göttingen.

VENDEL, M. (1972): Über die Genese der „Leukophyllite". – TMPM, **17**, 36–100, Wien.

VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali. – Commune Udine Ed., Mus. Friul. St. Nat., **36**, 220 S., Udine.

VERLOOP (1908): 6. Profil der Lunzer Schichten in der Umgebung von Lunz. – Zs. dt. Geol. Ges., **60**, 81–89, Berlin.

VETTERS, H. (1933): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500.000 und der Nachbarländer. – Geol. B.-A., Wien.

VETTERS, W. (1970): Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritztal (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 71–102, Wien.

VINZENZ, M. (1985): Kohleprospektion Burgenland. – Unveröffentl. Ber., 12 S., GKB, Leoben.

VOEST-ALPINE: Unveröffentlichte Berichte.

VOHRYZKA, K. (1960): Zur Genese des dichten Magnesits von Kraubath. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **105**, 12–16, Wien.

VOHRYZKA, K. (1966a): Zur alpidischen Orogenese in Nordtirol. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **111**, 190–193, Wien.

VOHRYZKA, K. (1966b): Zur Verteilung und Altersstellung des Urans in den Braunkohlen von Trimmelkam, O.-Ö. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **111**, 368–373, Wien.

VOHRYZKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 3–88, Wien.

VOLLMAYR, T. (1985): Temperature in the subsurface of the Swiss and German Alpine foreland. – J. Geodynamics, **4**, 305–319, Amsterdam.

VON GOSEN, W. (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – Geotekt. Forsch., **73**, 1–247, Stuttgart.

WAAGEN, L. (1925): Geologische Untersuchungen und Aufnahmen im Felde. – Verh. Geol. B.-A., 10–12, Wien.

WACHTEL, G. (1975): Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, N.-Ö.). – Diss. phil Fak. Univ. Wien, 218 S., Wien.

WAGNER, H. (1972): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Diss. Univ. München, 59 S., München.

WAGNER, H. (1995): Herausforderungen an die europäische Bergbauforschung. – Publ. Univ. Miskolc, Series A, Mining **50**, 17–26, Miskolc.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

WAGNER, L. (1980): Geologische Charakteristik der wichtigen Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän. – Erdöl-Erdgas-Ztg., **96**, 338–346, Wien.

WAGNER, L. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**, 217–235, Bath.

WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse der kalkalpinen Oberkreideserien der Gosau-Gruppe (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. (1990), 1645–1657, Stuttgart.

WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Geology, **21**, 941–944, Boulder.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994a): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – Tectonophysics, **242**, 63–78, Amsterdam.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994b): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous, Eastern Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **110**, 235–254, Amsterdam.

WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H. (1996): Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). – Exkursionsführer Sediment '96, 58 S., Wien.

WALDMANN, L. (1930): Bericht über die geologischen Aufnahmen des Kartenblatts Gmünd-Litschau. – Verh. Geol. B.-A., **30**, Wien.

WALDMANN, L. (1947–1970): Aufnahmsberichte auf den Blättern Drosendorf (4455), Horn (4555), Ottenschlag (4654), Krems (4655), Ottenschlag (36) und Spitz (37) 1947–1964 und 1966–1969. – Verh. Geol. B.-A., Wien.

WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge in Österreich. – In: SCHAFFER, F.X. (ed.): Geologie von Österreich, 2. Aufl. 10–104, Deuticke, Wien.

WALDMANN, L. (1952): Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **C**, Wien.

WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., HANDLER, R. et al. (1996): Konjugierte Scherzonen in der Südlichen Böhmischen Masse: variszische und alpidische kinematische Entwicklungen – Wandertagung Wels 1996. – Österr. Geol. Ges., **16**, 12–28, Wien.

WALLENTA, O. (1985): Zur Mineralogie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Die Eisenblüte, **15**, 9–17, Graz.

WALLENTA, O. (1987): Mineralogische Notizen aus Oberösterreich I/1987, 8. Gipsbruch Mitterweng bei Spital/Pyhrn. – OÖ Geonachrichten, **2**, 1–7, Steyr.

WALLENTA, O. & GÖTZINGER, M.A. (1985): Ein neues Vorkommen flächenreicher Fluorite in den Gutensteiner Schichten, Oberösterreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., **130**, 21–26, Wien.

WALLISER, O.H. (ed., 1995): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Results of the International Interdisc. Cooperation in the IGCP Project 216 "Global Biological Events in Earth History", IUGS, UNESCO.

WALLNER, P. (1981): Montangeologische Bearbeitung des Kieslagers Politzberg Lamnitztal/Kreuzeckgruppe. – Unveröffentl. Ber., 19 S., Leoben.

WALLNER, P. & CERNY, I. (1983): Einsatz von Geophysik und Bodengeochemie bei der Suche nach komplex-sulfidischen Erzvorkommen in der Kreuzeck-Gruppe (Kärnten, Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, 91–99, Wien.

WALLNER, P. & PROCHASKA, W. (1983): Der Kiesbergbau Politzberg/Kreuzeckgruppe. – Carinthia II, **173/93**, 93–117, Klagenfurt.

WALSER, P. (1977): Zur Wirtschaftlichkeit der Bleiglanz-Zinkblende-Flußspat-Lagerstätte der Achselalm bei Hollersbach/Salzburg. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 73–77, Wien.

WALTER, F. (1996): Die Minerale der Spodumenlagerstätte Weinebene, Kärnten. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **141**, 333–342, Wien.

WAPLES, D.W. (1980): Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **64**, 916–929, Tulsa.

WARCH, A. (1979): Perm und Trias der Nördlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia II, Sh. **35**, Klagenfurt.

WEBER, F. (1960): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 195–352, Wien.

WEBER, F. (1985): Ein Beitrag zur Loginterpretation des autochthonen Mesozoikums im Untergrund der Molassezone von Oberösterreich. – Erdöl Erdgas, **101**, 91–97, Hamburg – Wien.

WEBER, L. (1974a): Geochemische und geophysikalische Prospektionsarbeiten über der Sideritlagerstätte von Gollrad (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 289–295, Wien.

WEBER, L. (1974b): Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 206 S., Wien.

WEBER, L. (1977a): Alter und Genese der Eisenspat-Eisensilikatvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 78–80, Wien.

WEBER, L. (1977b): Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 123–141, Graz.

WEBER, L. (1981): Geologisch-tektonischer Rahmen des Quecksilbererzvorkommens von Glattschach-Dellach/Drau sowie der Erzvorkommen des Lengholzgrabens (Kreuzeckgruppe/Kärnten). – Unveröffentl. Ber., 55 S. (Archiv Geol. B.-A.), Wien.

WEBER, L. (1982): Untersuchungen der Erzlagerstätten im Bereich von Stiwoll-Kher (Grazer Paläozoikum). – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **1**, 97–111, Wien.

WEBER, L. (1983): The Stratiform Lead-Zinc Mineralisation of the "Paleozoic of Graz" (Styria, Austria). – In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the alpine Epoch in Europe, 81–87, Berlin – Heidelberg.

WEBER, L. (1986): Neue Lagerstättenuntersuchungen beim österreichischen Bergbau – Möglichkeiten und Aussichten. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **131**, 496–501, Wien.

WEBER, L. (1987a): The Barite Deposits of the Eastern Alps (Austria): Genesis and Economic Importance. – In: JANKOVIC, S. (ed.): Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenetic Belt between the Alps and the Pamirs, 69–80, Belgrade.

WEBER, L. (1987b): Die geologischen Grundlagen des Grafitbergbaues in Niederösterreich. – In: Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterr. Inst. f. Landeskunde, **10**, 369–387, Wien.

WEBER, L. (1989): Zur Geologie der Antimonvererzungen des Osttiroler Anteils der Kreuzeckgruppe. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 65–74, Wien.

WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr Geologischer Rahmen. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **12**, 289 S., Wien.

WEBER, L. (1995): Zur Minerogenie der Böhmischen Masse. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **140**, 206–213, Wien.

WEBER, L. (1995): Kohle. – Grubenhunt & Ofensau, Vom Reichtum der Erde, Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten 1995, Teil II, Beiträge, 93–97, Hüttenberg.

WEBER, L. & PLESCHIUTSCHNIG, I. (1986–1995): Welt-Bergbau-Daten. – Bundesministerium für wirtschaftl. Angelegenheiten, Wien.

WEBER, L. & WEISS, A. (1981): Verwendung und Verbreitung mineralischer Rohstoffe. – In: STERK, G., (ed.): Grundlagen der Rohstoffversorgung, **1**, 1–137, Bundesmin. f. Handel, Gewerbe und Industrie, Wien.

WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 317 S., Wien.

WEBER, L. & ZSAK, G. (1996, 1997): Welt-Bergbau-Daten. – Bundesministerium für wirtschaftl. Angelegenheiten, Wien.

WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W. (1972): Zur Mitterberger Kupfervererzung (Mühlbach / Hochkönig) Salzburg. – Mitt. Geol. Ges., **65**, 137–158, Wien.

WEDEPOHL, K.H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert. – Verh. Geol. B.-A., 692–705, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

WEDEPOHL, K.H. (1979): Geochemische Aspekte der Diagenese von marinen Ton- und Karbonatsedimenten. – Geol. Rdsch., **68**, 833–847, Stuttgart.

WEGEHAUPT, H. (1961): Zur Petrologie und Geochemie des höheren Westfal A von Westerholt. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **3**, Krefeld.

WEIDINGER, J. & LANG, M. (1991): Der As-Au-Ag Bergbau Rotgülden im Lungau. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 233–247, Wien.

WEINSCHENK, E. (1900a): Die Graphitlagerstätten der Steiermark. – Zs. prakt. Geol., **8**, 36, Berlin.

WEINSCHENK, E. (1900b): Das Talkvorkommen bei Mautern in Steyermark. – Zs. prakt. Geol., **8**, 41–44, Berlin.

WEISS, A. (o.J.): Zur Geschichte kleinerer Eisenbergwerke in der Umgebung von Leoben. Die Erzversorgung des Gußwerkes St. Stefan. – Der Leobner Strauß, **8**, 297–310, Leoben.

WEISS, A. (1967): Geologisch-lagerstättenkundliche Aufnahme des Klinger-Baues, der Gamsgebirgs-Zechen und des Goisen Baues in Oberzeiring – Monographie der Zeiringer Lagerstätte. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **6**, 198–218, Leoben.

WEISS, A. (1968): Vorkommen fluoreszierender Uranmineralien im Raum Ligist-Köflach-Pack. – Joanneum, Min. Mitt. bl., 299–304, Graz.

WEISS, A. (1971): Millerit- und Pyritkristalle von der Magnesitlagerstätte Breitenau. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **12**, 133–135, Leoben.

WEISS, A. (1972): Die Talklagerstätten des Rabenwaldes und ihre Mineralien. – Zur Mineralogie und Geologie der Stmk., Sh. **22**, „Der Aufschluß", Heidelberg.

WEISS, A. (1973a): Bergbaue und Bergbauversuche im erweiterten Stadtgebiet. – Hist. Jb. Graz, **5/6**, 147–161, Graz.

WEISS, A. (1973b): Alte Eisenerzbergbaue in den Bezirken Voitsberg, Graz-Umgebung und Leibnitz. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **14**, 61–103, Leoben.

WEISS, A. (1974): Der geognostisch-montanistische Verein für Steiermark 1850–1874. – Joanneum, Miner. Mitt.bl., **41**, 37–42, Graz.

WEISS, A. (1976a): Zur Geschichte des Kohlenbergbaues in der Umgebung von Weiz. – Veröffentl. Forschungsst. Raabklamm, **II**, 1–17, Weiz.

WEISS, A. (1976b): Wenig bekannte Graphitbergwerke in der Mittelsteiermark. – Bl. f. Heimatkunde, **50**, 34–38, Graz.

WEISS, A. (1976c): Der Glanzkohlenbergbau zu Gimplach bei Trofaiach, Steiermark. – Leobener Strauß, **4**, 117–123, Leoben.

WEISS, A. (1977): Die Magnesitlagerstätte Hohentauern (Sunk) und ihre Mineralien. – Die Eisenblüte, **3**, Graz.

WEISS, A. (1978): Zwei vergessene Braunkohlenbergwerke im Bezirk Voitsberg. – Bl. f. Heimatkunde, **52**, 53–58, Graz.

WEISS, A. (1979): Verflossene Bergbautätigkeit im Stubalmgebiet. – Zs. Hist. Ver. Stmk., 109–131, Graz.

WEISS, A. (1980): Montanwerke Ober- und Niederösterreichs in einem „Montanistischen Wegweiser" aus dem Jahre 1843. – Österr. Kalender für Berg, Hütte und Energie 1980, 137–150, Wien.

WEISS, A. (1982): Rohstoffsuche im 19. Jahrhundert der geognostisch-montanistischen Vereine für Tirol und Vorarlberg. – Österr. Kalender für Berg, Hütte und Energie, **28**, 138–143, Wien.

WEISS, A. (1986): Zur Geschichte der Erkundung steirischer Eisenerzlagerstätten bis Ende des 19. Jahrhunderts. – Der Aufschluß, **37**, 19–29, Heidelberg.

WEISS, P.F. (1951): Die Blei-Silber-Lagerstätte Ramingstein. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **96**, 141–151, Wien.

WEISSENBACH, N. (ed., 1978): Geologische Karte der Saualpe (Kärnten). – Geol. B.-A., Wien.

WEITHOFER, K. (1924): Die Erzlagerstätten des Röhrerbühels bei Kitzbühel. – Mont. Rdsch., **16**, 611–620.

WELLMER, F.-W. (1981): Zu den Elementen des bergbauspezifischen Risikos. – Glückauf-Forschungshefte, **42**, 262–269, Essen.

WELLMER, F.-W. (1995): The Importance of and Need for an Internationally Acceptable Reserve/Resource Classification System. – In: KELTER, D. (ed.) (siehe dort), 22–35, Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

WELLMER, F.-W. (1996a): Gewinnung und Nutzung von Rohstoffen im Spannungsfeld zwischen Ökonomie und Ökologie. – Geowissenschaften, **14**, 51–58, Berlin.

WELLMER, F.-W. (1996b): The United Nations Framework for Reserve/Resource Classification – Opportunity and Obligation. – In: KELTER, D. (ed.) (siehe dort), 43–50, Bundesanstalt f. Geowissensch. u. Rohstoffe, Hannover.

WELLMER, F.-W. & KÜRSTEN, M. (1992): International perspective on mineral resources. – Episodes, **15**, 182–194, Herndon, Virg., USA.

WENGER, H. (1913/1914): Die Lagerstätten des Graphitbergbaues Sunk bei Trieben, deren Aufschließung, Abbau und Aufbereitung, nebst einer kurzen geologischen Beschreibung der Ablagerung und des Gebirgsaufbaus. – Unveröffentl. Ber., Lagerstättenarch. Geol. B.-A.

WENGER, H. (1964): Die Scheelitlagerstätte Tux. – Radex-Rdsch., 109–132, Radenthein.

WENGER, H. (1965): Achsenverteilungsanalyse am Scheelit der Tuxer Lagerstätte. – Radex-Rdsch., **5**, 687–695, Radenthein.

WENGER, H. (1973): Syngenetisches Eisenspatvorkommen von Lamark (Hochfügen, Zillertal). – Veröffentl. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, **53**, 289–296, Innsbruck.

WENGER, H. (1974): Synsedimentäre Eisenspatvererzung von Kleinboden (Uderns), Zillertal. – Radex-Rdsch., 127–130, Radenthein.

WENGER, H. (1977a): Stellung und Genese der Eisen-Kupfervorkommen bei der Krantalm-Kelchsau. – Veröffentl. Landesmus. Ferdinandeum, **57**, 163–169, Innsbruck.

WENGER, H. (1977b): Horizontgebundene Eisen-Kupferkiesvererzung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **57**, 171–184, Innsbruck.

WENGER, H. (1978): Syngenetische Eisenspatvererzung von Pfunds (Hochfügen) im Finsingtal (Tuxer Voralpen). – Verh. Geol. B.-A., 109–115, Wien.

WENGER, H. (1979): Diskordante und konkordante Kupferkies- und Eisenspatvererzungen im Bereich des Kaunzalm-Hochlegers im Öxeltal (Tuxer Voralpen). – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **59**, 85–98, Innsbruck.

WENGER, H. (1981): Metamorphe Erzmobilisationen im Zentralgneis des Stilluptales (Zillertal, Tirol). – Veröffentl. Landesmus. Ferdinandeum, **61**, 171–188, Innsbruck.

WENGER, H. (1983): Die Eisenkarbonat-Kupferkiesvererzungen im Raume Schwaz/Tirol. – Veröffentl. Mus. Ferdinandeum, **63**, 185–200, Innsbruck.

WENGER, H. (1986): Über ein Kupfererzvorkommen am Penkenjoch bei Finkenberg im Zillertal. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 295–297, Wien.

WENINGER, H. (1966): Beiträge zur Geochemie der Graphitlagerstätten der Grauwackenzone mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen Kaisersberg und Sunk/Steiermark. – Diss. Univ. Wien, 114 S., Wien.

WENINGER, H. (1968): Das Cu-Erzvorkommen der Wolfsgruben bei Seiz im Liesingtal (Steiermark), seine Tektonik und Mineralisation. – Arch. f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **7**, 99–102, Leoben.

WENINGER, H. (1969): Die österreichischen Flußspatvorkommen – Übersicht und genetische Stellung. – Carinthia II, **159**, 73–97, Klagenfurt.

WENINGER, H. (1976): Steiermark und Kärnten. Ausführliche Beschreibung von 86 Mineralfundstellen mit vielen Hinweisen auf weitere Fundorte, 82 Lageskizzen, 42 Farbb. u. 72 Schwarzweißbildern von Fundorten und Mineralien. – Pinguin-Verlag Innsbruck.

WENINGER, H. (1980): Seltene Erden (SEE) in einigen Fluoriten der österreichischen Ostalpen. – TMPM, **27**, 267–273, Wien.

WENINGER, H. (1965): Über Gehalte an Germanium, Zinn und andere Spurenelemente in ostalpinen Graphiten und Talkgesteinen. – TMPM, **10**, 475–490, Springer, Wien.

WERNECK, W.L. (1974): Faciesdifferenzierung und Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Traun und der Enns (Oberösterreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **119**, 211–221, Wien.

WERNER, H. (1963): Über das Ca/Mg-Verhältnis in Torf und Kohle. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **10**, 279–282, Krefeld.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

WERTHMANN, E. (1966): Die Blei-Zink-Lagerstätten Hochgleirsch (Nördliche Kalkalpen) und Obernberg (Brennermesozoikum), ein Vergleich. – Unveröffentl. Diss. phil. Fak. Univ. Innsbruck, 82 S., Innsbruck.

WERTHMANN, E. (1969): Gefügekundliche und genetische Untersuchungen an der Blei-Zink-Erzlagerstätte „Obernberg" am Brenner. – Radex-Rdsch., 681–689, Radenthein.

WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 27–68, Wien.

WESSELY, G. (1984): Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. – Erdöl-Erdgas-Zs., **100**, 285–292, Hamburg – Wien.

WESSELY, G. (1993a): Der Untergrund des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 249–280, Nat. Hist. Mus. Wien.

WESSELY, G. (1993b): Das Pannonische Becken einschließlich des Mattersburger Beckens (Burgenland). – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 371–377, Naturhist. Mus. Wien.

WESSELY, G. (1993c): KW-Lagerstätten und KW-Funde in sowie unter den Nordalpen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 468–471, Wien.

WESSELY, G. & WAGNER, L. (1993): Die Nordalpen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 360–370, Naturhist. Mus., Wien.

WESTENBERGER, H. (1983): Über Sammelkristallisation und Remobilisation von Scheelit in der Wolframlagerstätte Felbertal bei Mittersill, Salzburg. – In: PETRASCHECK, W.E. (ed.): Ore Mineralisation in the Alps and SE-Europe, Österr. Akad. Wiss., Schr. Erdwiss. Komm., **6**, 83–91, Wien.

WETZENSTEIN, W. (1972): Die Mineralparagenesen der Blei-Zinkerzlagerstätte St. Veit (Heiterwandgebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 288–298, Wien.

WIDDER, R. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben/O.Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 79–133, Wien.

WIDMANN, H., v. (1853): Geschichtliche Mittheilungen über den geognostischen Verein von Tirol und Vorarlberg. – Erläuterungen zur geognostischen Karte Tirols und Schlußbericht der administrativen Direction des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg, 3–22, Innsbruck.

WIEBOLS, J. (1943): Bericht über die Bemusterung der Blei-Zinkgrube Bleiwände-Steinfeld im Drautal (Kärnten). – Unveröffentl. BBU-interner Ber., Wien.

WIEBOLS, J. (1948): Zur Tektonik des hinteren Großarl-Tales. – Jb. Geol. B.-A., **93**, 37–55, Wien.

WIEDEN, P. (1959): Der Kaolin von Mallersbach (Niederösterreich). – Ber. dt. keram. Ges., **36**, 463–466, Bad Honnef/Rhein.

WIEDEN, P. (1961): Das Tonvorkommen und das Hafnerhandwerk von Stoob, Burgenland. – Mont. Rdsch., 181–187, Wien.

WIEDEN, P. (1964): Kaolinlagerstätte Mallersbach. – Exkursion II/4, Mitt. Geol. Ges., Wien, **57**, 169–179, Wien.

WIEDEN, P. (1968): Der Kaolin von Mallersbach/NÖ. – Österr. Keram. Rdsch., **11/12**, Wien.

WIEDEN, P. (1971): Aufschließungs- und Verwertungsmöglichkeiten der Kaolin- und Tonlagerstätte Nieder-Fladnitz, Niederösterreich. – Mont. Rdsch., **4**, 89–94, Wien.

WIEDEN, P. (1978): Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. – Schriften Geol. Wiss. Berlin, **11**, 335–342, Berlin.

WIEDEN, P. & HAMILTON, G. (1952): Die Weißerde von Aspang. – TMPM, **3**, 45–55, Wien.

WIESENEDER, H. (1961): Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. – Miner. Mitt. bl. Joanneum, **1961/1**, 1–30, Graz.

WIESENEDER, H., FREILINGER, G. et al. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rdsch., **65**, 512–525, Stuttgart.

WIESSNER, H. (1950): Geschichte des Kärntner Edelmetallbergbaues. – Arch. f. vaterländ. Gesch. u. Topogr., **32**, 301 S., Klagenfurt.

WIESSNER, H. (1951): Geschichte des Kärntner Bergbaus. II. Teil. Geschichte des Kärntner Buntmetallbergbaues mit besonderer Berücksichtigung des Blei- und Zinkbergbaus. – Arch. f. vaterländ. Gesch. u. Topogr., **36/37**, 298 S., Klagenfurt.

WIESSNER, H. (1953): Geschichte des Kärntner Bergbaus III. Teil. Kärntner Eisen. – 353 S., Klagenfurt.

WILKENS, E. (1989): Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung. – In: APPOLD, T. & THIEDIG, F. (eds.): Arbeitstagung Geol. B.-A., 85–99, Wien.

WIMMER-FREY, I. (1984): Gefüge- und Metamorphoseuntersuchungen am Plattengneis der zentralen Koralm, W-Steiermark. – Diss., Univ. Wien, 127 S., Wien.

WIMMER-FREY, I., LETOUZÉ-ZEZULA, G. et al. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs. – Fachverband der Stein- und Keramischen Industrie (ed.), Wien.

WINKLER, M. (1993): Genese und geodynamische Stellung der Zentralgneise im Tauernfenster. – Diss. Univ. Tübingen.

WÖBER, G.L.F. (1994): Rohstoffkreislauf und Ökosystem Umwelt – Von der bergbaulichen Urproduktion zur Wiedergewinnung und Entsorgung. – Publ. Univ. Miskolc, Series A Mining, **49**, 87–94, Miskolc.

WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **56**, 308–320, Stuttgart.

WOLF, H. (1871): Über den steirischen Graphit. – Verh. Geol. R.-A., **115**, Wien.

WOLF, M. (1988): Torf und Kohle. – In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 683–730, Schweitzerbart, Stuttgart.

WOLFSKRON, M. (1897): Salzsole im Rörerpichler Erzbergbau. – Zs. Berg- u. Hüttenw., **45**, 94–95.

WOLFSKRON, M. (1903): Die Tiroler Erzbergbaue. – 473 S., Wagner'sche Verlagsbuchhandlung, Innsbruck.

WOLLAK, O. (1930): Geologie der Bleizinkerzlagerstätten im Paläozoikum von Graz. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **78**, 133–150, Wien.

WOLTER, R. (1990): Solerelikte in Karbonatgesteinen und Erzen der Pb-Zn-Lagerstätten Bleiberg-Kreuth (Österreich) und Raibl (Italien). – Berliner geowiss. Abh., **131**, 109 S., Berlin.

WOODALL, R. (1990): The Gartrell Lecture: Mineral Exploration and Mineral Development for a Sustainable Future. – The Aus IMM Bull. 1990, 21–28, Parkville, Vict., Australia.

WORLD COMMISSION ON ENVIRONMENT AND DEVELOPEMENT (1987): Our Common Future (Brundtland Report), Oxford.

WÜSTRICH, R. (1988): Zur Lage des österreichischen Bergbaus. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **133**, 365–370, Wien.

WÜSTRICH, R. (1996): Zur Lage des österreichischen Bergbaus im Jahr 1995. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **141**, 339–344, Wien.

XU, J. (1991): Inkohlungsuntersuchungen im oberösterreichischen Molassebecken und seinem prätertiären Untergrund. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., 97 S., Montan-Universität Leoben.

YOUNG, J.E. (1992): Mining the Earth. – 53 S., Worldwatch Institute, Washington.

YOUNG, J.E. (1993): Umweltproblem Bergbau – Strategien gegen die Ausbeutung der Erde. – Worldwatchpaper, Bd. **5**, dt. Übers., 62 S., Wochenschau Verlag, Schwalbach.

ZACHMANN, D.W. (1989): Mg-carbonate deposits in freshwater environment. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 233–236, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

ZADORLAKY-STETTNER, N. (1960): Beiträge zur Kenntnis der geologischen und petrographischen Verhältnisse und der Erzlagerstätten in den östlichsten Gurktaler Alpen, W Friesach in Ktn. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 240 S., Wien.

ZADORLAKY-STETTNER, N. (1962): Die Erzlagerstätten zwischen Metnitz und Gurktal westlich von Turrach in Kärnten. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **107**, 342–351, Wien.

ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (eds.): Sedimentology of parts of Central Europe, 147–185, Kramer, Frankfurt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ZAPFE, H. (1953): Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **98**, 12–14, Wien.

ZARTMAN, R.E. (1974): Lead-isotopic provinces in the Cordillera of the western United States and their geologic significance. – Econ. Geol., **69**, 792–805, New Haven.

ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. (1981): Plumbotectonics – the model. – Tectonophysics, **75**, 135–162, Amsterdam.

ZARTMAN, R.E. & HAINES, S.M. (1988): The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs. A case for bi-directional transport. – Geochim. Cosmochim. Acta, **52**, 1327–1340, London.

ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 181–199, Wien.

ZEEH, S. (1994): The unusual cyclicity of the Triassic (Carnian) Bleiberg facies of the Wetterstein Fm. (Drau Range/Austria). – Geol. Rdsch., **83**, 130–142, Springer Int., Berlin – Heidelberg.

ZEEH, S. (1995): Complex replacement of saddle dolomite by fluorite within zebra dolomites. An example from Radnig, Carinthia, Austria. – Mineralium Deposita, **30**, 469–475, Berlin – Heidelberg.

ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. (1994): Carbonate-hosted Pb-Zn mineralization at Bleiberg-Kreuth (Austria): Compilation of data and new aspects. – In: FONTBOTÉ, L. & BONI, M. (eds.): Sediment-hosted Zn-Pb Ores, Geol. Soc. Spec. Publ., **10**, 271–296, Springer, Berlin.

ZEEH, S., BECHSTÄDT, T. & KUHLEMANN, J. (1994): The classical "synsedimentary" Pb-Zn deposits of the Eastern Alps revisited: MVT deposits caused by Late Triassic/Early Jurassic rifting. – 9th IAGOD Symp. Beijing, Abstr., **2**, 599–600, Bejing.

ZEEH, S., BECHSTÄDT, T., MCKENZIE, J. & RICHTER, D.K. (1995): Diagenetic evolution of the Carnian Wetterstein platforms of the Eastern Alps. – Sedimentology, **42**, 199–222, Blackwell, Oxford.

ZEEH, S., KUHLEMANN, J. & BECHSTÄDT, T. (1995): The classical Pb-Zn deposits of the Eastern Alps (Austria/Slovenia) revisted: MTV deposits caused by fluid flow in the Alpine realm. – Int. Field Conference on carbonate hosted lead-zinc deposits, Ext. Abstr., 353–355, San Louis.

ZEISSL, W. (1986): Geologische und geochemische Untersuchungen im Raume Wald am Schoberpaß (Steiermark). – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Montanuniv. Leoben.

ZELENY, V. (1904): XXV – Ein Magnetkiesvorkommen in der Lobming bei Knittelfeld. – TMPM, **23**, 413–414, Wien.

ZEMANN, J. (1989): Crystal chemistry of magnesium carbonates and related compounds. – In: MÖLLER, P. (ed.): Magnesite, Monogr. Ser. Min. Dep., 241–258, Borntraeger, Berlin – Stuttgart.

ZEPHAROVICH, V. (1867): Fluorit aus der Gams bei Hieflau in Stmk. – Jb. Geol. R.-A., **17**, 21–24, Wien.

ZETINIGG, H. (1992/93): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitt. Abt. Geol. u. Paläont. Landesmus. Joanneum, **50/51**, Graz.

ZEZULA, G. (1986): Rohstoffpotential westliche Gailtaler Alpen. – Unveröffentl. Ber. Geol. B.-A., Wien.

ZIER, C. (1981): Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **111**, 65–74, Graz.

ZIER, C. (1983): Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **113**, 39–42, Graz.

ZIRKL, E.J. (1986): Mineralfunde aus Österreich – Calzitzwillinge und Strontianit aus dem Amberg-Autobahntunnel, Vorarlberg. – Die Eisenblüte, **17**, 29–30, Graz.

ZSCHUCKE, W. (1956): Die Magnesitlagerstätten von Breitenau bei Mixnitz, Steiermark. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **101**, 1–12, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VIII. Verzeichnis der bearbeiteten Rohstoffvorkommen, nach ÖK-Blättern geordnet

Abkürzungen auf Seite 28

1 Neuhaus

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Rottal	1949	Qus
Rottal – Mühlried	1950	Qus

5 Gmünd

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Breitensee – Neunagelberg	197	Qus
Eibenstein	354	Qus
Gelsenberg (Gulisenberg)	536	Qug, Ft
Litschau	1282	U
Neunagelberg – Grenzstation	1508	Qus
Oberlembach	1568	U

6 Waidhofen/Thaya

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brunn b. Waidhofen	214	Gra
Dietweis	285	Ft
Gebharts-S	530	Qug
Grametten	593	Kao
Hirschenschlag	815	Mo
Kautzen	989	Qug, Fd
Ranzles	1840	Gra

7 Großsiegharts

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dobersberg – Waldkirchen	293	Mg (dicht)
Eibenstein	353	Gra
Fratres	458	Mg (dicht)
Goslarn	576	Gra
Loibes	1292	Gra
Lindau bei Raabs	1277	Mt, W
Primmersdorf	1760	Pb, Ag
Rabesreith – Nonndorf	1805	Gra
Riegers	1908	Vermiculit
Schönfeld (Gilgenberger Wald)	2104	Vermiculit, Mg(dicht)
Sulzmühle (Ludweis)	2348	Vermiculit
Waldhers (Janitzbach)	2561	Vermiculit
Waldkirchen a.d. Thaya	2567	Vermiculit
Waldkirchen	2566	Ni
Wenjapons	2629	Gra
Zettenreith	2731	Gra
Zettlitz (Zettlitzbach)	2732	Gra
Zettlitz – Brunnbachgraben	2733	Gra

8 Geras

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Autendorf bei Drosendorf	114	Gra
Drosendorf	309	Mk, Py, Fe
Kottaun	1103	Mt
Langau-E	1197	Braunk.
Langau-Ort	1198	Braunk.
Langau – Riegersburg (Tagbau)	1199	Braunk.
Mallersbach	1330	Kao
Ober- und Unterthürnau	1546	Gra
Oberthumeritz (Thumeritz)	1583	Gra
Pingendorf	1688	Vermiculit, Mg(dicht)
Trabenreith	2418	Gra
Weitersfeld	2603	Ton
Wolfsbach	2685	Mt
Wollmersdorf bei Zettlitz	2696	Gra

9 Retz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Merkersdorf	1376	Mt
Niederfladnitz	1519	Kao
Obernalb	1575	Qus
Obernalb – Diem	1576	Qus

10 Wildendürnbach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altprerau	43	Erdgas
Neuruppersdorf	1509	Ton (Lehm)
Pottenhofen	1729	Erdgas
Wildendürnbach – Neuruppersdorf	2659	Erdgas
Wildendürnbach	2658	Quk, Qus

12 Passau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Esternberg bei Passau	397	Gra
Freinberg bei Passau (Haibach)	465	Gra
Mayerhof im Mühltal	1367	Ton
Ringlholz	1916	Qus, Ton

13 Engelhartszell

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Kohlstatt	1087	Gra
Mistlberg (SE Wegscheid)	1394	Gra

14 Rohrbach i. OÖ

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Damreith – Lichtenau – Haslach	264	Ton, Kao
Nathschlag	1488	Qug, Fd
Panidorf (Klaffer)	1629	Gra
Sarleinsbach	1993	Gra
Schlägl	2050	Kao
Ulrichsberg	2463	Ft

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

17 Großpertholz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Angelbach – Brennerhof	56	Py, Lim
Brennerhof	204	Qug
Harmannschlag	739	Qug
Hirschenwies	816	Qug, Py
Karlstift	978	Qug
Liebenau	1262	Au
Nebelstein	1491	Mo, Mt
Windgföll – Hungerbauer	2666	Lim

18 Weitra

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Langfeld	1204	Py, Lim
Siebenlinden	2136	Qug
Weitra – Kalvarienberg	2604	Mo

19 Zwettl-Stadt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Döllersheim (E)	323	Fd
Friedersbach bei Zwettl	472	Fd
Großglobnitz	628	Lim
Großhaslau	630	Au
Gschwendt	665	Au
Limbach – Teufelslucke	1268	Ag
Merzenstein	1378	Qug, Fd
Söllitz – Niederplottbach	2355	Ton

20 Gföhl

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brunn am Walde	212	Gra
Brunn an der Wild	213	Gra
Dietmannsdorf	282	Vermiculit
Dietmannsdorf an der Wild	283	Gra
Dappach	266	Gra
Eisengraben – Rastbach	364	Py, Lim, Toneisenstein
Kleinraabs	1040	Gra
Krug – Kruggraben	1126	Mg (dicht)
Krumau am Kamp	1127	Gra, Ton
Krumau – Spiegelleiten	1129	Py, Lim
Messern	1379	Gra
Moritzreith	1437	Py, Lim
Neubau	1499	Gra
Neukirchen an der Wild	1504	Gra
Niedergrünbach	1520	Py, Lim
Nondorf	1530	Gra
Nondorf an der Wild	1531	Gra
Rastbach	1845	Vermiculit
Rastbach – Reisling	1846	Gra, Ton
Rothweinsdorf	1944	Gra
Röhrenbach, Feinfeld	1965	Gra
St. Marein	2190	Gra, Ton
Tautendorf	2377	Gra
Tiefenbach	2405	Gra
Wietzen	2653	W
Zierings	2735	Lim
Wurschenaigen	2702	Gra
Wurschenaigen	2703	Vermiculit

21 Horn

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bösendürndorf	257	Ft
Gars	524	Qug, Ft
Horner Becken	879	Braunk.
Kleinmeiselsdorf	1038	Kao, Ton
Klopfhartsberg	1054	Talk
Lenischberg	1247	Ft
Maiersch	1323	Ton
Mold – Mörtersdorf	1421	Ton
Mödring	1469	Cu
Nonndorf	1532	Ton
Passendorf	1634	Mt
St. Bernhard bei Horn	2195	Ton
Stockern	2303	Mt
Taffatal	2357	Qug, Ft
Thürneustift	2403	Ft
Wanzenau	2578	Mg (dicht)

22 Hollabrunn

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hollabrunn	866	Quk
Limberg – Maissau	1270	Gur, Walkerde
Limberg – Parisdorf	1271	Gur
Oberdürnbach (Ziersdorf)	1556	Gur, Qus, Tone

23 Hadres

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alberndorf	20	Ton
Alberndorf	21	Ton
Altenmarkt – Lehmgstettn	37	Ton
Bergau	139	Ton
Großmugl	632	Ton
Hollabrunn	865	Braunk. (Glanzbk.)
Hollabrunn	867	Steink. (Anthrazit)
Kleinkadolz	1036	Ton
Mailberg	1325	Ton
Magersdorf	1319	Ton
Merkersdorf	1375	Erdgas
Merkersdorf	1377	Ton
Schatzberg	2013	Ton
Seefeld – Steinbühel	2119	Ton
Stronegg	2327	Ton

24 Mistelbach/Zaya

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altruppersdorf	44	Braunk.
Ameis	50	Erdgas
Asparn a.d.Zaya	98	Quk
Fallbach	2850	Gur
Hagenberg	711	Erdgas
Klement	1048	Steink. (Gask., Flammk.)
Klement	1047	Erdöl, Erdgas
Laa a.d. Thaya	1173	Ton (mergel)
Lanzendorf	1208	Quk

25 Poysdorf

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altlichtenwarth – Neuberg	42	Erdöl, Erdgas
Althöflein	41	Erdgas
Galgengrund	510	Quk
Gaiselberg	507	Erdöl
Ginzersdorf	549	Erdgas
Gösting – Pionier – Zistersdorf	696	Erdöl
Hausbrunn	756	Ton (Lösslehm)
Maxbergen	1366	Erdgas
Maustrenk-Übertief	1363	Erdöl

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Maustrenk – Kreuzfeld	1362	Erdöl
Mistelbach – Rohrmühle	1392	Quk
Mistelbach – Marienkapelle	1391	Quk
Mühlberg	1453	Erdöl, Erdgas
Neulichtenwarth	1506	Erdöl
Neusiedl – Steinberg	1510	Erdöl
Niedersulz	1523	Erdgas
Plattwald (van Sickle)	1705	Erdöl, Erdgas
Scharfeneck	2007	Erdöl
St. Ulrich – Hauskirchen	2236	Erdöl
Steinberg – Windischbaumgarten	2275	Erdöl
Stützenhofen	2339	Ton (Lehm)
Zistersdorf (RAG-Feld)	2745	Erdöl, Erdgas
Zistersdorf-Übertief	2746	Erdgas

26 Hohenau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bernhardsthal	149	Braunk.
Bernhardsthal	150	Erdöl, Erdgas
Bernhardsthal	151	Quk
Dobermannsdorf	292	Quk
Drösing	311	Quk
Drösing	312	Ton (Lösslehm)
Drösing	313	Quk
Hohenau	852	Quk
Jedenspeigen	933	Ton (Lösslehm)
Jedenspeigen	934	Quk
Maierhof	1322	Ton (Lösslehm)
Niederabsdorf	1514	Quk
Niederabsdorf	1515	Ton (Lösslehm)
Paltendorf	1627	Quk
Rabensburg	1797	Erdöl, Erdgas
Rabensburg	1798	Quk
Rabensburg – Nord	1799	Erdöl, Erdgas
Ringelsdorf	1913	Quk
Ringelsdorf – Niederabsdorf	1914	Quk
Ringelsdorf – Zayagründe	1915	Quk
Waltersdorf	2575	Ton (Lösslehm)

28 Altheim

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Appersting	67	Ton
Mühlheim am Inn	1459	Qus

29 Schärding

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Andorf	55	Ton, Illitton
Brandstätten – Taiskirchen	191	Qus
Eggerding	349	Erdöl
Haselbach	748	Ton
Höbmannsbach – Taufkirchen	895	Ton
Kurzenkirchen	1152	Erdöl
Lambrechten	1189	Qus
Lambrechten	1190	Qus
Manhartsgruber	1335	Qus
Mörschwang – Flotzinger	1472	Ton
Pitzenberg	1697	Qus
Reschfeld – Taiskirchen	1884	Qus
Salling – W	1985	Ton
Senftenbach – Furth	2132	Ton (mergel)
Sittling – Taiskirchen	2159	Qus
Taufkirchen – Leoprechting	2375	Erdöl
Weindorf	2592	Ton(mergel)

30 Neumarkt i. Hausruckkreis

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bruck a.d. Aschach	209	Ton
Dietensam	280	Ton(mergel)
Enzenkirchen	382	Ton(mergel)
Heiligenberg	759	Ton(mergel)
Jagern	927	Ton(mergel)
Kallham	955	Ton(mergel)
Kenading	999	Ton(mergel)
Mitterndorf – Kaidlmühle	1410	Qus
Mitterndorf	1409	Ton(mergel)
Niederweiding	1524	Qus
Oberaching	1549	Qus
Pausing	1638	Ton(mergel)
Pötting	1791	Ton (mergel)
Riedau – Bahnhof	1900	Ton (mergel)
Seifridsedt	2131	Qus
St. Willibald	2238	Ton (mergel)
Steindlberg	2277	Ton (mergel)

31 Eferding

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aschach	90	Ton (Lehm)
Aschach	91	Ton (Lehm)
Aschach	92	Ton (Lehm)
Aschach – Haizing – Hartkirchen	93	Braunk., Ton
Atzesberg bei Altenfelden	108	Fd
Baumgarten	132	Qus
Augl	111	Qus
Grüben (Obergallsbach)	647	Qus
Hötzeneck-SE	909	Fd
Kematen am Innbach	997	Qus
Kleinstroheim	1043	Qus
Klein – Steingrub	1030	Qus
Langstögen	1205	Qus
Lindbruck	1278	Qus
Maiden-NE	1321	Qus
Mittergallsbach	1407	Qus
Mittergallsbach	1408	Qus
Ober-Rudling – Hinzenbach	1548	Qus
Obergallsbach	1562	Qus
Oberrudling	1580	Qus
Polsenz bei Eferding	1721	Ton(mergel)
Prambacherholz	1736	Qus
Prambachkirchen – Gillich	1737	Qus, Phosphorit
Stroheim	2324	Qus
Unterbruck (Prambachkirchen)	2469	Qus, Phosphorit
Unterbruck	2468	Qus, Phosphorit
Uttenthal	2505	Qus
Uttenthal	2506	Qus
Weinzierlbruck	2596	Qus
Weinzierlbruck	2597	Qus
Weinzierlbruck	2598	Qus
Weinzierlbruck	2599	Qus, Phosphorit

32 Linz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Allharting	24	Qus
Dreiegg	306	„Talk“
Dürnberg	316	Fd
Freudenstein	466	Ton (Lehm)
Gramastetten – Edtmayer	590	„Talk“
Herzogsdorf – Eidendorf	783	Gra
Mitterberger	1404	Be
Ottensheim	1611	Braunk.
Ottensheim	1612	Ton (Lehm)
Rottenegg	1952	Fd
Walding – Bach (Poesting)	2565	Qus
Zwettl an der Rodl	2756	„Talk“

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

33 Steyregg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aigen	16	Qus
Edtsdorf – Oberthal	342	Qus
Gratz – Breitenbruck	599	Qus
HSt. Katsdorf	705	Qus
Luftenberg, St. Georgen/Gusen	1306	Qus
Lungitz	1308	Ton
Mittertreffling – O.-Reichenbach	1414	Qus
Nöbling	1536	Qus
Obenberg	1544	Braunk. (Glanzbk.)
Obenberg (Marwach)	1545	Ton
Pfahnlmühle	1671	Kao, Qus
Pfennigberg	1676	Fd, Be
Plesching	1709	Braunk. (Glanzbk.)
Plesching (Almbach-Rücken)	1710	Phosphorit
Plesching Haid I	1711	Phosphorit
Plesching Haid II	1712	Phosphorit
Plesching Meisterbühel	1713	Phosphorit
Plesching – Hauptfeld	1714	Phosphorit
Plesching – Rappetseder Rücken	1715	Phosphorit
Pregarten	1744	Qus
Pregarten	1745	Qus
Pregarten	1746	Ton
Riedegg	1901	Ton
Schönreith	2109	Ton
Schweinbach – Engerwitzersdorf	2090	Qus
Steyregg – Berg	2293	Qus
Steyregg-NE	2294	Qus
Tragwein – Stranzberg	2420	Ton, Qus
Untervivsnitz – Arnberg	2498	Qus
Wachsreith	2543	Qus
Walchshof b. Freistadt	2554	Ton
Weigertsdorf	2589	Ton
Wolfing – Aistbergtal	2684	Braunk. (Glanzbk.)
Zissingdorf	2744	Qug, Fd, Be

34 Perg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Kriechbaum – Schwertberg	1118	Kao, Qus
Mötlas (Königswiesen)	1473	Qug, Fd, Be
Perg-NNE	1654	Qus
Stranzberg – Kettenbachsenke	2315	Qus
Unterweißenbach	2500	Qug, Be
Weinzierl	2595	Kao
Windegg	2665	Qus

35 Königswiesen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Achleiten	4	Qug
Pehendorf	1645	Ton
St. Georgen am Wald	2201	Fd
Waldhausen	2560	Qug

36 Ottenschlag

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Am Schuß	46	Gra
Bannholz	126	Gra
Elsenreith	376	Gra, Ton
Faschinghof – Trastallberg	408	Vermiculit
Felbring am Jauerling	425	Qug, Fd
Hart	741	Gra, Ton
Heiligenblut – Feistritz	760	Gra, Kao
Kirchschlag bei Ottenschlag	1017	Gra
Kirchschlag	1015	Gra, Ton
Mollenburg	1422	Gra
Nasting – Weiten – Seitendorf	1487	Gra, Ton
Nonnersdorf am Jauerling	1533	Qug, Fd
Pöbring	1780	Gra, Ton
Purk, Kottes, Voitsau, Dankholz	1774	Gra, Py
Runds bei Doppel (Doppl)	1961	Gra
Schneeberg	2056	Gra
Straßreith	2319	Gra, Kao
Streitwiesen	2321	W
Trandorf (Weinberg)	2424	Gra
Wolfsbühel (Amstall)	2687	Gra, Ton

37 Mautern

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alauntal	19	Pb
Ambach – Göttweig	48	Fd
Arzwiesen – Els	87	Gra
Arzwiesen – Els (Steinbruch)	88	Kalkstein
Baumgarten	134	Ton
Berging	144	Gra, Ton
Droß – Priel	310	Ton (Walkerde)
Egelsee	344	Gra
Felling	430	Fd
Felling	431	Vermiculit
Gansbach	523	Ton
Geyersberg	541	Ton
Gossam	578	Gra
Gurhof – Mitterbachgraben	679	Mg (dicht)
Häusling	894	Gra
Hessendorf	785	Fd
Kalkgrub – Koppenhof	954	Gra
Karlstetten	977	Mg (dicht)
Kleinheinrichschlag (Els)	1029	Qug, Fd
Kleinheinrichschlag	1035	Vermiculit
Kochholz – Gerolding	1073	Gra
Königsalm	1169	Fd
Loiwein	1295	Gra
Marbach – Koppenhof	1339	Kalkstein
Maria Laach	1343	Py, Lim
Mieslingtal bei Spitz	1386	Pb, Fe, Lim
Mosinghof (Arzberg, Neusiedl)	1441	Py, Cu, Lim
Mühldorf, Ranna	1455	Gra
Obermeisling	1572	Py
Scheutz	2026	Gra
Taubitz – Lichtenau	2373	Gra
Trenning	2432	Gra
Wolfstein i. Dunkelsteiner Wald	2691	Gra
Winzing	2675	Qus
Zwettler Leiten	2757	Vermiculit

38 Krems a.d. Donau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Anzenhof – Hausheim	64	Braunk. (Glanzbk.)
Brunnkirchen	221	Ton
Eggendorf	348	Ton, Qus
Engelthal	379	Quk
Gobelsberg	567	Quk
Großrust	636	Braunk. (Glanzbk.)
Karlstetten	976	Kao, Qus
Kleinrust	1041	Braunk. (Glanzbk.)
Lengenfeld – Langenlois	1244	Talk, Asbest
Meidling i. Thale	1370	Mg (dicht)
Neumühle (NW Langenlois)	1507	Asbest
Oberfucha	1560	Braunk., Ton
Ober- und Unterwölbling	1547	Ton, Qus
Oberwölbling – Hermannschacht	1587	Braunk. (Glanzbk.)
Schönberg	2102	Talk, Talkschiefer
Tiefenfucha	2406	Braunk., Ton
Tiefenfucha	2407	Qus, Ton
Thallern, Angern, Theiss	2390	Braunk., Ton
Zöbing – Langenlois	2761	Talk, Asbest

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

40 Stockerau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Göllersdorf	688	Ton
Höflein	897	Erdgas
Mauerbach	1358	Steink. (Flammkohle)
Oberolberndorf	1578	Ton
Roseldorf	1933	Erdöl, Erdgas
Stockerau (Nord und Ost)	2302	Erdgas
Wiesen	2645	Erdgas

41 Deutsch Wagram

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aderklaa	8	Erdöl, Erdgas
Großrußbach	637	Ton
Hochleiten	835	Erdöl, Erdgas
Paasdorf	1616	Erdöl, Erdgas
Süßenbrunn – Kagran	2352	Erdöl, Erdgas
Wetzleinsdorf	2639	Ton

42 Gänserndorf

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Ebenthal	326	Erdöl, Erdgas
Gänserndorf	686	Erdöl, Erdgas
Hohenruppersdorf	857	Erdöl, Erdgas
Matzen	1356	Erdöl, Erdgas
Pirawarth	1692	Erdöl, Erdgas
Prottes-Tief	1763	Erdöl
Reyersdorf	1897	Erdöl
Schönkirchen-Übertief	2107	Erdgas
Schönkirchen-Tief	2108	Erdöl, Erdgas
Spannberg	2175	Erdöl, Erdgas
Straßhof-Tief	2318	Erdöl, Erdgas
Tallesbrunn	2364	Erdgas

43 Marchegg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dürnkrut	317	Erdöl
Zwerndorf – Baumgarten	2755	Erdgas

44 Ostermiething

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brunnenberger Graben	217	Braunk.
Felm-NW (Ostermiething)	432	Ton
Nattergraben, Hanselgraben	1489	Braunk.
Radegund	1808	Braunk.
Tarsdorf	2371	Erdgas
Wimmberggraben	2662	Braunk.

45 Ranshofen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Berndorf	148	Erdgas
Eggelsberg	346	Erdgas
Feldkirchen	427	Erdgas
Gilgenberg	548	Erdgas
Gundertshausen	678	Erdgas
Hucking	883	Erdgas
Leimhof	1240	Ton (Lösslehm)
Leithen	1243	Erdgas
Tarsdorf-E	2372	Braunk.
Trimmelkam	2435	Braunk.
Weilhart	2590	Braunk.
Weizberg	2609	Erdgas

46 Mattighofen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aspach – Eigelsberg	95	Qus, Quk
Astätt	105	Erdgas
Dana (Sonnleiten)	265	Ton (Lösslehm)
Feichta	415	Qus, Quk
Friedburg	471	Erdöl, Erdgas
Hocheck	824	Erdgas
Höring	903	Braunk.
Klöpfing – Pfaffstätt	1057	Erdgas
Kobernaußer Wald	1070	Braunk.
Maria Schmolln	1346	Erdöl, Erdgas
Mauerkirchen	1359	Ton (Lösslehm)
Munderfing	1444	Erdgas
Munderfing	1445	Braunk.
Oberminathal	1574	Erdgas
Parz – Kollming	1632	Braunk.
Perneck	1655	Erdöl
Schneegattern	2057	Braunk.
Treubach	2433	Erdgas
Unterminathal	2483	Qus, Quk
Uttendorf	2504	Ton (Lösslehm)

47 Ried i. Innkreis

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Ampflwang (Hausruck-West)	52	Braunk.
Ascheck (Hausruck-West)	94	Braunk.
Enzinger (Hausruck-West)	383	Braunk.
Heißler (Hausruck-West)	772	Braunk.
Hinterschlagen (Hausruck-West)	801	Braunk.
Hintersteining (Hausruck-West)	803	Braunk.
Hörgersteig	902	Erdöl
Illing (HausruckWest)	912	Braunk.
Kalteis	959	Erdgas
Kemating	998	Erdöl
Kirchsteig – Eberschwang	1018	Ton
Kobernaußen	1069	Braunk.
Kohleck	1083	Braunk. (Glanzbk.)
Kohleck	1084	Erdöl
Lukasberg (Hausruck-West)	1307	Braunk.
Margarethenfeld (Hausruck-West)	1341	Braunk.
Mauern	1360	Erdgas
Noxberg (Hausruck-West)	1534	Braunk.
Puchkirchen – Wegscheid	1771	Erdöl, Erdgas
Ramerding	1822	Qus
Ramerding-Ost	1823	Qus
Ramerding-Ost II	1824	Qus
Redltal	1862	Erdöl, Erdgas
Reiser – Straß (Hausruck-Ost)	1870	Braunk.
Ried	1898	Erdöl
Ried (Haselzagel)	1899	Ton
Rödt (SW)	1964	Qus
Schmitzberg (Hausruck-West)	2053	Braunk.
Steindlberg	2276	Erdöl, Erdgas
Überacker (Hausruck-West)	2770	Braunk.
Überacker (Hausruck-West)	2769	Braunk.
Waczlaviczekfeld (Hausruck-West)	2544	Braunk.
Vorderschlagen (Hausruck-West)	2537	Braunk.
Vöcklamarkt	2540	Erdgas
Waldzell	2569	Qus
Waldzell	2570	Qus, Quk
Windischhub (Hausruck-West)	2670	Braunk.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

48 Vöcklabruck

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aistersheim	18	Qus
Aspeding – Breitenschützing	99	Ton (Lehm)
Atzbach	107	Erdöl, Erdgas
Barbara (Hausruck-Ost)	127	Braunk.
Bergern (Hausruck-Ost)	143	Braunk.
Burgstall (Hausruck-West)	237	Braunk.
Desselbrunn	273	Erdgas
Gaspoltshofen	527	Qus
Geboltskirchen – Ödberg	531	Quk, Qus
Gittmayern (Hausruck-Ost)	552	Braunk.
Haag	706	Erdgas
Haager Rücken (Hausruck-Ost)	708	Braunk.
Haindorf	718	Erdöl
Hohenbaumgarten	853	Qus, Ton
Holzham (Hausruck-Ost)	871	Braunk.
Holzleiten (Hausruck-West)	872	Braunk.
Kaufing (E Schwanenstadt)	986	Quk
Kohlgrube (Hausruck-Ost)	1086	Braunk.
Lindach-West	1275	Erdgas
Pilgershamer Wald	1686	Quk
Redl	1856	Quk
Redlham	1857	Erdöl
Redlham	1858	Quk
Roßwald (Hausruck-Ost)	1957	Braunk.
Scheiben (Hausruck-Ost)	2015	Braunk.
Schernham	2025	Quk
Schwanenstadt – Jebing	2075	Erdöl, Erdgas
Thomasroith (Hausruck – West)	2396	Braunk.
Trattnach	2427	Erdöl
Unterseling	2491	Ton (Lehm)
Walding (Hausruck-Ost)	2564	Braunk.
Waldpoint (Hausruck-West)	2568	Braunk.
Weibern – Unterlehen-SE	2586	Ton (mergel)
Wiesfleck (Hausruck-Ost)	2649	Braunk.
Wolfsegg	2688	Quk
Wolfsegg (Hausruck-Ost)	2689	Braunk.
Zell am Pettenfirst	2728	Erdgas

49 Wels

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Burgstall	236	Qus
Eberstalzell – Wimsbach	327	Erdöl, Erdgas
Finklham-SE	437	Ton (mergel)
Haiding	717	Ton (mergel)
Hartberg-W	744	Ton (mergel)
Heitzing	770	Erdöl, Erdgas
Krailberg	1109	Erdgas
Lichtenegg	1260	Erdgas
Lindach	1273	Erdöl, Erdgas
Oberaustall	1550	Erdöl
Oberlaab	1566	Ton (Lehm)
Offenhausen	1598	Erdgas
Offenhausen – Untereggen	1599	Qus
Sattledt	1998	Erdöl, Erdgas
Seebach	2113	Erdgas
Steinhaus	2280	Erdöl
Voitsdorf	2533	Erdöl, Erdgas
Vorchdorf	2536	Erdgas
Wallern	2849	Gur
Wels	2623	Erdgas
Wels-Nord	2624	Erdöl

50 Bad Hall

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bad Hall	119	Erdgas
Dambach – Neuhofen	263	Ton (Lösslehm)
Engenfeld	380	Erdöl, Erdgas
Kematen	996	Erdöl
Piberbach	1680	Erdöl
Rohr	1923	Erdöl, Erdgas
Sierning	2139	Erdgas
Wirnzberg – Wickendorf	2676	Erdöl, Erdgas

51 Steyr

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brunnhof	220	Ton
Dietach	279	Erdgas
Gründberg	655	Ton (Lehm)
Harmannsdorf	740	Erdgas
Langenstein	1202	Braunk. (Glanzbk.)
Steyr	2291	Erdgas
Steyr	2292	Ton
Teufelsgraben – Stadlkirchen	2383	Erdgas
Thann	2391	Erdgas
Wolfern	2683	Ton (Lehm)

52 St. Peter i.d. Au

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Baumgarten	133	Ton
Göstling-NW	698	Ton
Holzleiten – Imberg	873	Ton
Hummelberg	884	Qus, Kies
Münzbach	1463	Qus
Obergaisberg	1561	Qus
Oberkalmberg, Klam, Lettental	1563	Qus
Rosenau	1934	Ton
Tobra (Diwold)	2413	Qus

53 Amstetten

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Beidenstein – Windpassing	137	Braunk.
Berging	145	Ton
Heißbauer	771	Braunk.
In der Gleisen (Yspertal)	918	Vermiculit
Krahof („Holzer-N“)	1107	Ton
Kollmitzberg – Viehdorf	1092	Braunk.
Neustadtl – Silberluckn	1511	Py, Pb, Zn, Cu
Ödt – Freydegg – Ferschnitz	2767	Ton
Stiefelberg	2296	Ton
Unterfell (Yspertal)	2474	Vermiculit
Unterholz	2480	Braunk.

54 Melk

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Artstetten	72	Gra
Fürholz	490	Gra
Kleinpöchlarn	1039	Ton
Krummnußbaum	1133	Ton, Kao
Loja	1296	Gra
Losau	1302	Ton
Ordning bei Pöchlarn	1606	Gra
Pöverding	1792	Qus
Rottenhof	1953	Gra
Steinbach a.d. Donau	2270	Gra
Wieselburg	2644	Ton, Kao
Zelking	2726	Braunk.
Zelking	2727	Qus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

55 Obergrafendorf

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Eidletzberg	359	Gra
Lindenberg	1279	Steink. (Gaskohle)
Loosdorf – Hengstberg	1297	Gra
Pielach – Mauer	1684	Braunk.
Rehgraben	1863	Steink. (Gask., Flammk.)
Schindleck	2032	Steink. (Gaskohle)
Schrambach – Lilienfeld III	2064	Steink. (Gaskohle)
Wenigsthof	2627	Steink. (Gaskohle)

56 St. Pölten

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bernreith	152	Steink. (Gask., Flammk.)
Hainfeld – Ramsau	719	Gips
Hallbachtal	723	Steink. (Gaskohle)
Heugraben	790	Dolomit
Pfennigbachtal	1675	Steink. (Gaskohle)
Pottenbrunn	1728	Ton (Lösslehme)
Schrambach – Lilienfeld I	2063	Steink. (Gask., Fettk)
Wiesenbachtal	2647	Steink. (Gaskohle)
Wobachtal (Benz'scher Bau)	2679	Steink. (Gask., Flammk.)

57 Neulengbach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Ägydigraben	2766	Kalkstein
Altenmarkt/Triesting I	34	Gips
Altenmarkt/Triesting II	35	Gips
Groissbach	620	Gips
Groissbach	621	Ft
Haag	707	Qus
Kaumberg – Steinbachtal	987	Steink.
Neulengbach	1505	Erdgas
Raisenmarkt	1821	Dolomit
Starzing – Hagenau – Neulengbach	2257	Braunk. (Glanzbk.)

58 Baden

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Am Zobel	47	Steink. (Gask., Flammk.)
Antonshöhe bei Mauer	2864	Qu (Hornstein)
Eisgraben	368	Kalkstein
Fischerwiese	441	Kalkstein
Füllenberg	488	Gips, Anhydrit
Gaaden	496	Dolomit
Gumpoldskirchen	677	Dolomit
Kaltenleutgeben	963	Steink. (?)
Mödling – Seegrotte	1468	Gips, Anhydrit
Preinsfeld	1748	Gips, Anhydrit
Rohrbach	1927	Dolomit
Sattelbach – Schobergraben	1995	Steink. (?)
Tirolerhof	2410	Kalkstein
Ungarstein	2466	Kalkstein

59 Wien

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Breitenlee	196	Erdgas
Favoriten	410	Erdgas
Himberg	793	Erdgas
Hennersdorf	777	Ton(mergel)
Hirschstetten	817	Erdgas
Moosbrunn	1432	Erdgas
Oberlaa	1565	Erdgas
Raasdorf	1795	Erdgas
St. Marx	2220	Erdgas
Wienerherberg	2642	Erdgas

60 Bruck a.d. Leitha

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Breitstetten	200	Erdgas
Fischamend – Enzersdorf	439	Erdgas
Maria Ellend	1342	Erdgas
Orth	1607	Erdgas

61 Hainburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bad Deutsch – Altenburg	118	Dolomit
Pfaffenberg	1669	Kalkstein
Wolfsthal (Königswarte)	2692	Qu, Fd

63 Salzburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Schlößl – St. Pankraz	2051	Qus, Sandstein
Siggerwiesen	2140	Qus, Quk
St. Georgen	2200	Erdgas
Weitwörth	2606	Qus, Quk
Weitwörth (Lettau)	2607	Ton

64 Straßwalchen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Faistenau – Höfnerhäuser	400	Dolomit
Fuschl	486	Dolomit
Gänsbrunn – Gaisberg	685	Braunk. (Glanzbk.)
Koppl (Nockstein-NE)	1096	Dolomit
Koppl (Nockstein)	1097	Kalkstein
Thalgau – Egg	2388	Dolomit

65 Mondsee

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Mühlreith	1460	Erdöl, Erdgas
St. Gilgen – Plomberg	2189	Braunk. (Glanzbk.)
Weißenbach am Attersee	2613	Kalkstein

66 Gmunden

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Ebensee	325	Kalkstein
Eisenbachtal	362	Braunk. (Glanzbk.)
Gmunden	564	Kalkstein (Zementm.)
Karbach – Hochlindach	974	Kalkstein
Lenzing	1248	Erdöl
Lindach-Süd	1274	Erdgas

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

67 Grünau i. Almtal

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Grünau	649	Erdöl
Grünau	650	Steink. (Flammkohle)
Hetzau – Kasberggebiet	786	Pb
Hutkogel – Scharnstein	885	Pb
Kirchham	1011	Braunk. (Glanzbk.)
Kirchham	1012	Erdöl
Kirchham	1013	Steink. (Flammkohle)
Stoßbach (Grünau)	2312	Pb

68 Kirchdorf a.d. Krems

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aschach	89	Erdöl
Gaisberg (Molln – Gstadt)	504	Kalkstein
Gaisberg – Molln	505	Pb, Fe, Lim
Kaltau – Steyerling	956	Pb, Zn
Micheldorf	1381	Dolomit
Molln	1424	Steink. (?)
Obermicheldorf	1573	Kalkstein
Ramsau	1829	Dolomit
Steyerling, Kalkwerk	2290	Kalkstein

69 Großraming

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bodinggraben – Rotgsoll – Roxol	181	Mn
Pechgraben	1640	Steink. (Flammkohle)
Prefingkogel (Revier Gräser)	1739	Bauxit, Hm
Prefingkogel (Revier Prefing)	1740	Bauxit, Hm
Prefingkogel (Revier Schwarza)	1741	Bauxit, Hm
Prefingkogel (Revier Sonnberg)	1742	Bauxit, Hm
Reichraming	1865	Braunk. (Glanzbk.)
Reichraming – Arzberg	1866	Lim, Hm
Steyrsteg (NE Windischgarsten)	2295	Pb
Wendbachtal	2625	Py, Lim, Hm

70 Waidhofen a.d. Ybbs

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Buchschachen	231	Steink. (Flammkohle)
Ennsberg – Weyer	381	Pb
Gaflenz	499	Braunk. (Glanzbk.)
Gaflenz – Pettendorf	500	Dolomit
Glashüttenberg	559	Dolomit
Großau	623	Braunk. (Glanzbk.)
Großkoth, Kleinkoth, Wentstein	631	Steink. (Flammkohle)
Küpfern W Weyer	1155	Lim
Lindau	1276	Braunk. (Glanzbk.)
Opponitz – Dippelreith	1603	Braunk. (?)
Opponitz – Ofenberg	1605	Braunk. (Glanzbk.)
Pichlbauer	1682	Dolomit
Schneibb	2058	Braunk. (Glanzbk.)
Thomasberg – Gugerlueg	2395	Steink. (Flammkohle)
Weyer	2640	Braunk. (Glanzbk.)
Zell – Arzberg – Grub	2729	Steink. (?)

71 Ybbsitz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Allersberg	23	Steink. (Flammkohle)
Gaming	513	Steink. (Gaskohle)
Göstling	697	Gips
Großegg	626	Braunk. (Glanzbk.)
Gresten	607	Steink.
Gresten Oberamt 1	608	Dolomit
Gresten Oberamt 2	609	Dolomit
Gresten Oberamt 3	610	Dolomit (Gask., Flammk.)
Hinterholz, Ederlehen	797	Steink. (Gask., Flammk.)
Holzapfel (Lunz)	868	Steink. (Flammkohle)
Kogelsbach (Elisenbau)	1075	Steink. (Flammkohle)
Kogelsbach (Kamillastollen)	1076	Steink. (Gask., Flammk.)
Kohlgrub (Eiswiesen)	1085	Steink. (Flammkohle)
Krumpmühl	1135	Steink. (Flammkohle)
Lunzer See	1309	Steink. (Gask., Flammk.)
Moosau – Pramreith b. St. Georgen	1427	Steink. (Flammkohle)
Opponitz – Furtenreith	1604	Gips
Pöllenreith (Lunz)	1785	Steink. (Flammkohle)
Pramelreith (Lunz)	1738	Steink. (Flammkohle)
Seekopf	2122	Steink. (Gask., Flammk.)
Steinbachmauer/Göstling	2272	Steink. (Flammkohle)
Zogelsbach	2748	Dolomit
Zürner	2760	Steink. (Gask., Flammk.)

72 Mariazell

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzriedel – Trübenbach	83	Pb, Zn
Bichlweber	158	Steink. (Gask., Flammk.)
Brandmäuer – Puchenstuben	189	Pb
Gösing	693	Steink. (Gask., Flammk.)
Kögerl – St. Anton a. d. J.	1165	Steink. (Gask., Flammk.)
Oberklaus	1564	Steink. (Gask., Flammk.)
Osangkogel (Asangkogel)	1608	Dolomit
Polzberg	1724	Steink. (Gaskohle)
Reith	1875	Gips
Trübenbach – Bärenlacke	2439	Gips
Trübenbach – Zwölfermauer	2440	Gips
Unterbuchberg	2470	Steink.
Wienerbruck	2641	Gips

73 Türnitz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Annaberg, An der Grub I	58	Gips
Annaberg, An der Grub II	59	Gips
Annaberg, An der Grub III	60	Gips
Dickenau	277	Gips
Guttenhofgegend	683	Steink. (Gask., Flammk.)
Halltal (Grazberg)	2810	Ft
Hallhof	724	Salz
Halltal	726	Gips
Hocheck – Galmeikogel	826	Pb, Zn
Korngrub	1099	Steink. (Gask., Flammk.)
Lahnsattel W	1184	Gips
Lehenrotte (Dixenberg)	1238	Gips
Loich (Carolusstollen)	1293	Steink. (Gask., Flammk.)
Loichgraben (Elisabethstollen)	1294	Steink. (Gask., Flammk.)
Mittereck – Roßtalmühle	1406	Steink. (Gaskohle)
Moosbach	1428	Dolomit
Prinzbachgraben – Riegelmühle	1761	Steink. (Gaskohle)
Schmelz, Annaberg	2052	Steink. (Gaskohle)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Schrambach – Zögersbachtal	2065	Steink. (Gaskohle)
Schwarzenberg – Türnitz	2083	Pb, Zn
Seerotte	2124	Dolomit
Ulreichsberg	2462	Lim, Hm
Türnitz	2457	Steink. (Gask., Flammk.)
Weidenau	2588	Dolomit
Zittertal (Löbelgraben)	2747	Steink. (Gaskohle)

74 Hohenberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Gschaidboden	663	Gips
Hasberg	747	Dolomit
Kalte Kuchl	958	Dolomit
Kleinzell	1046	Steink. (Fettkohle)
Kleinzell	1045	Hm, Lim
Misteleck	1393	Dolomit
Ramsau – Sulzbeck	1830	Steink. (Gask., Flammk.)
Rohr im Gebirge	1925	Dolomit
Salzerbad	1987	Salz
Seebachtal	2114	Dolomit
Seebachtal	2115	Kalkstein
Schwarzau im Gebirge	2077	Braunk. (Glanzbk.)
Vois	2532	Dolomit
Zellenbach	2730	Dolomit

75 Puchberg a. Schneeberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Berndorf	147	Dolomit
Frohnberg	475	Braunk. (Glanzbk.)
Grünbach (Richardschacht)	651	Braunk. (Glanzbk.)
Grünbach (Segen Gottesschacht)	652	Braunk. (Glanzbk.)
Höflein („Hohe Wand“)	896	Braunk. (Glanzbk.)
Lanzing	1209	Braunk. (Glanzbk.)
Maiersdorf	1324	Braunk. (Glanzbk.)
Muggendorf	1442	Dolomit
Pfennigbach – Puchberg	1674	Gips, Anhydrit
Ranzenbach (Reitzenberg)	1839	Braunk. (Glanzbk.)
Stollhof	2305	Braunk. (Glanzbk.)
Thorstein (Reintal)	2398	Kalkstein
Weißenbach – Fahrafeld	2612	Steink. (Flammk.)
Zweiersdorf (Leitnergrabenstollen)	2751	Braunk. (Glanzbk.)

76 Wiener Neustadt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dreistetten (Auriegel bei Dreistetten)	113	Bauxit
Eichbühel (Frohsdorf, Katzelsdorf)	358	Cu, As, Mk, Py
Felbring (Muthmannsdorf) I	423	Braunk. (Glanzbk.)
Felbring (Muthmannsdorf) II	424	Braunk. (Glanzbk.)
Gainfarn	501	Braunk.
Grillenberg – Neusiedl – Jauling	617	Braunk.
Hauerberg	752	Dolomit
Leobersdorf	1249	Ton
Pottenstein – N	1730	Dolomit
Pottenstein – S	1731	Dolomit
Schönau	2101	Ton
Sollenau – Leobersdorf	2162	Braunk.
Wopfing	2697	Kalkstein

77 Eisenstadt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Fölling (S Müllendorf)	494	Quk
Hornstein	880	Qus
Hornstein	881	Qus
Müllendorf	1462	Kalkstein
Neufeld – Pötsching – Steinbrunn	1503	Braunk.
Wimpassing	2663	Dolomit
Wimpassing	2664	Qus
Zillingdorf – Neudörfl	2737	Braunk.

78 Rust

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Mannersdorf	1336	Kalkstein
Mannersdorf	1337	Ton

82 Bregenz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Haggen	712	Braunk.
Juggen	947	Braunk.
Ochsenkau-Alpe	1595	Braunk. (Glanzbk.)
Ruggburg	1960	Braunk. (Glanzbk.)
Sättels bei Möggers	2353	Braunk. (Glanzbk.)
Westlich Moos	2636	Braunk.
Wirtatobel	2677	Braunk.

83 Sulzberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Kennelbach	1000	Braunk.
Kesselbach – Scheffauersteg	1003	Braunk. (Glanzbk.)
Langen bei Bregenz	1201	Ton

85 Vils

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Am Greng	45	Py, Lim
Daurach-Alpe	267	Py, Lim
Frauenalm (Frauensee-N)	459	Zn
Kuhbachgraben – Frauensee – Reutte	1140	Steink. (Flammk.)
Oberletzen	1569	Py, Lim
Oberstes Reintal	1582	Py, Lim
Pflach	1677	Ölschiefer
Säuling – Gipfelwiese – Lettenbach	2354	Py, Lim
Unterpinswang	2484	Py, Lim
Zunderkopf	2750	Py, Lim

88 Achenkirch

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bächental (Tiefenbachgraben)	248	Ölschiefer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

89 Angath

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brandenberg (Atzl – Haidach bei Oberberg)	109	Bauxit
Brandenberg (Atzl – Haidach bei Oberberg)	1551	Braunk. (Glanzbk.)
Brandenberg (Prama – Arzberg – Oberberg)	1735	Bauxit
Krummbachalpe(-alm)	1132	Braunk. (Glanzbk.)
Nachberg-Alm	1479	Braunk. (Glanzbk.)
Zöttbachalm – Hochtalalm	2765	Braunk. (Glanzbk.)

90 Kufstein

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Duxer Köpfl – Kufstein	315	Braunk. (Glanzbk.)
Gaisberg	503	U
Gnadenwald – St. Michael	565	Ölschiefer
Häring	892	Braunk. (Glanzbk.)
Kufstein – Gamsberg	1138	Ölschiefer
Sandtal – Graben	1990	Mg
Thiersee	2394	Braunk. (Glanzbk.)
Walchsee – Durchholzen	2553	Braunk.
Wildschwendter Alm	2661	Bauxit

91 St. Johann i. Tirol

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Apfeldorf bei St. Johann i. Tirol	66	Braunk.
Astberg („Fuggerbau“)	103	Cu, Py, Fahl
Christi-Himmelfahrt-Stollen	258	Cu, Py
Kössen – Kohlenbach	1171	Braunk.
Lenggries	1245	Cu, Fe
Linderau	1280	Cu
Loferbachtal-Hütte	1290	Braunk.
Prama	1734	Cu
Rabstollen	1807	Cu, Fahl
Röhrerbühel (Rerobichl)	1966	Cu, Ag, Fe, As, Sb, Fahl
Stroblötz, Gröbner	2323	Cu
Winkl-Schattseite	2672	U, Py

92 Lofer

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hochkranz – Kallbrunnalm	833	Mn
Hochkranz – Kammerlingalm	834	Mn
Unken – Lofer (Gföll)	2467	Pb, Zn

93 Berchtesgaden

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Gartenau	525	Kalkstein
Grünbachgraben, St. Leonhard	653	Ölschiefer
Grünbachgraben, St. Leonhard	654	Mn
Großgmain (Schreyerbruch, Leopoldsthal)	2852	Gips
Gutratberg	682	Gips
Hohe Götschen	850	Gips
St. Leonhard	2842	Gips
Untersberg – Fürstenbrunn	2487	Kalkstein
Untersberg – Großgmain	2488	Bauxit
Untersberg – Grödig (Rositten)	2489	Bauxit

94 Hallein

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arlstein	69	Hm
Dürrnberg b. Hallein	321	Salz, Gips, Anhydrit
Dürrnberg – Kranzbichl	322	Gips, Anhydrit
Grubach b. Golling (Moosegg)	642	Gips, Anhydrit
Roadberg	1920	Mn
Sattelberg	1996	Mn
Schröckenberg	2782	Hm
Strubberg (Rocher, Unterberg)	2328	Mn
Unterscheffau (Neureiter-, Russeggerbruch)	2490	Gips, Anhydrit

95 St. Wolfgang

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Abtenau	2851	Gips
Abtenau – Tanzberg	3	Braunk. (Glanzbk.)
Annaberg	57	Fe, Hm
Annaberg – Mandlhof	61	Gips
Annaberg – Windhof	62	Gips
Digrub	286	Mg
Hallberg – Webing (Rigaus) Abtenau	1911	Gips
Randograben b. Rußbachsaag	1832	Braunk. (Glanzbk.)
Rußbach	2823	Gips
Sagsteg – Abtenau	1979	Gips
Schwarzenbach	2079	Bauxit
Schwarzenbach – St. Wolfgang	2080	Braunk. (Glanzbk.)
Strobler Weißenbachtal	2322	Erdöl
Strubberg – Höllkar	2329	Mn
Strubberg – Schallwand	2330	Mn
Strubberg – Wandalm	2331	Mn

96 Bad Ischl

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altaussee (Scheiben – Moosberg – Altaussee)	2016	Salz
Arikogel	68	Pb, Zn, Py, Fahl
Bad Ischl (Ischler Salzberg)	924	Salz
Blaa-Alm bei Altaussee	162	Lim, Mn, Hm
Bräuningalm (Schwarzmoossattel)	223	Mn
Hallstatt (Hallstätter Salzberg)	725	Salz
Pötschenstein	1790	Gips
Rehkogel (Stambach)	1864	Fe, Lim, Py
Reinfalzalm (Bad Ischl)	1869	Fe, Lim, Py
Sandling-Alm	1989	Lim
Schoßboden bei Altaussee	2062	Lim, Mn
Starnkogel	2256	Kalkstein
Sulzbach	2344	Salz

97 Mitterndorf

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bad Mitterndorf	121	Gips, Anhydrit
Eisengraben	363	Fe
Grundlsee (Wienern)	646	Gips, Anhydrit
Himmelsteingraben	795	Gips
Lessern (Pürgg)	1257	Gips, Anhydrit
Röthelstein – Kainisch	1968	Mn
Röthelstein – Teltschen	1969	Fe, Pb, Py, Mn
Schnecken	2055	Gips, Anhydrit
Stainach (Diemlerner Wald)	2242	Gips
Wandlkogel	2576	Gips, Anhydrit
Weisseneckgraben	2601	Gips, Anhydrit
Zauchen	2719	Gips, Anhydrit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

98 Liezen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Fuchsalm (Bosruck)	480	Gips, Anhydrit
Gullinggraben – Ritzmannsdorf	673	Cu, Co
Hintersteiner Alm	802	Gips, Anhydrit
Hohe Trett	851	Fe
Hutterer Höß	886	Gips
Lassing	1217	Talk
Lassing	1218	Mg
Lassing (Burgfried), Blosen-NE	1219	Gra
Lassing (Schattseite)	1220	Gra
Roßleiten	1956	Braunk. (Glanzbk.)
Salberg S	1982	Fe
Salberg – Liezen (Kalvarienberg)	1983	Fe
Sonnwendberg	2173	Py
Strechau	2320	Gra
Weißenbach an der Enns	2614	Steinsalz;Solequelle
Windischgarsten (Bohrung)	2837	Salz, Gips
Wörschach	2712	Gips
Wörschach	2713	Braunk.

99 Rottenmann

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bärendorf	249	Anthrazit
Bärndorfer (Prenterwinkel) Gr.	256	Cu, Fahl
Blahberg (Pesendorfersche Erzgruben)	164	Fe
Bosruck-Tunnel	183	Gips, Anhydrit
Büschendorf	246	Py
Büschendorfer Graben	247	Py, Mk, Cu, Fe
Dietmannsdorf	281	(Gra)Anthrazit
Edlbach bei Windischgarsten	338	Gips
Edlergraben (Erlgraben) – Admont	340	Fe
Hall b. Admont	722	Steinsalz (Solequ.)
Gütl am Pichl (Mitterweng)	684	Ton, Gips, Anhydrit
Hengstpaß – Eggl – Dambachtal	775	Ft
Johnsbach	939	Fe, Cu
Johnsbach	940	Cu, Fahl
Kaiserau – Brunnriedl	951	Fe
Krumau bei Admont	1128	Fe
Laufenwald	1226	Braunk. (Glanzbk.)
Oberlaussa (Menggalm)	1374	Steinsalz (Solequ.)
Rötelstein bei Admont	1967	Fe
Schildmauer (Kematengraben)	2031	Gips, Anhydrit
Singsdorf	2153	Gra
Strohsackgraben bei Admont	2326	Fe
Treffnergraben	2430	Fe
Unterlaussa	2482	Braunk. (Glanzbk.)
Unterlaussa (Blaberg)	163	Bauxit, Toneisenstein
Wolfbachgraben bei Admont	2680	Fe

100 Hieflau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altenmarkt-W, -S, -E	36	Gips
Dürrenkogel (Hieflau)	319	Bauxit
Edelgraben	331	Fe
Eschau SW Palfau	394	Gips
Gams b. Hieflau	515	Braunk. (Glanzbk.)
Grieskogel (Scheibenalm)	611	Fe
Großreifling	635	Braunk. (Glanzbk.)
Grössenberg	660	Fe
Hals W Palfau	728	Gips
Halsbach	729	Cu, Co
Jassingau (Hieflau)	931	Bauxit
Johnsbach (Plonauerwald)	941	Fe, Cu
Kammerlgraben	969	Cu, Fahl, Fe
Kaswassergraben	983	Gips, Mg
Kreistengraben (SE Altenmarkt)	1114	Bauxit
Lainbach	1185	Gips
Laussa – Platzl	1231	Ft
Ochsenreidl (Gscheideggkogel)	1596	Fe
Palfau	1625	Gips
Pleschberg	1706	Fe
Radmer – Bucheck (Buchegg)	1813	Fe
Radmer – Finstergraben, Stixengraben	1814	Fe
Radmer – Grünriedl	1815	Fe
Radmerhals	1816	Fe
Radmer a.d. Hasel	2880	Cu, Fe, Fahl
Reiteralm	1873	Gips
Saggraben (Palfau)	1977	Steink. (Gask., Flammk.)
Schindlgraben (SE St.Gallen)	2033	Ft
St. Gallen	2187	Braunk. (Glanzbk.)
St. Gallen (SSE)	2188	Gips
Sulzbachgraben – Hieflau	2346	Ft
Tiefengraben	2408	Steink. (Gask., Flammk.)
Weber-, Jodelbaueralm	2585	Gips
Wolfbauer ESE Johnsbach	2681	Gips

101 Eisenerz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Donnersalpe	294	Fe
Geieregg	533	Gips
Gsollgraben, Glanzberg	668	Fe
Handlalm	731	Fe
Hieselegg	792	Fe
Koglanger (Tragöß – Oberort)	1078	Fe
Kohlberg, Rotschütt, Himmelkogel	1082	Fe
Pfarreralm NW Tragöß	1672	Gips
Polster – Leobnerhütte	1722	Fe
Steirischer Erzberg/Eisenerz	2288	Fe
Tullriegel – Tulleck	2447	Fe

102 Aflenz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aflenz	10	Braunk.
Aflenz NW	11	Gur
Aflenz SE	12	Gur
Bärnbachgraben	2809	Gips
Dürradmer	318	Gips
Feistereck	417	Fe, Hm
Fladenalm (Melchboden)	442	Fe, Hm
Gollrad	571	Gips
Gollrad	572	Fe, Hm
Gollrad – Brandhof	573	Fe, Eisensilikate
Göriach	689	Gur
Göriach (Turnau bei Aflenz)	690	Braunk.
Greithgraben (Göriacher Alm)	606	Fe
Klachler Alm (Rotmauer)	1019	Gips
Moosbachgraben WSW Gußwerk	1429	Gips
Palbersdorf (Thörl b. Aflenz)	1621	Fe (Farberden)
Palbersdorf bei Aflenz	1622	Gra
Palbersdorf – Büchsengut	1623	Talk
Palbersdorf (Mitterberg)	2879	Gips
Pillsteiner Alpe	1687	Lim
Postlgraben	1727	Fe, Hm
Rotmoos NW Weichselboden	1946	Gips
Seewiesen N	2126	Gips
Seewiesen SW	2127	Gips
Sommerhalt (Schüttereck)	2167	Fe, Hm
Thullin – Stübminggraben	2399	Quz
Tragöß – Oberort (Haringbauer)	2421	Gips, Anhydrit
Wappensteiner Hammer	2579	Fe, Hm

103 Kindberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzbach I	77	Quz
Arzbach II	74	Quz
Arzbachgraben	75	Mg
Brunnalm	215	Fe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Debrin (Tebrin), Steinkogl	269	Fe, Hm
Eckalm	329	Fe
Edlergraben	339	Fe
Eibelkogel	352	Fe, Mn, Lim
Frein W	464	Gips
Freßnitzgraben	468	Lazulith
Freßnitzgraben	469	Quz
Friedlkogel (Heinzlkogel)	474	Mn
Gleissenriegel	562	Fe
Greitbauerbruch	603	Mg
Kaskogel, Großveitsch	640	Mn
Kindthal	1007	Braunk.
Kohlanger (W Frein)	1079	Pb, Zn, Py
Niederalpl	1516	Gips
Niederalpl	1517	Fe, Hm
Pretal – Stübming	1754	Mg
Pretalsattel	1755	Quz
Rettenbachgraben (Neuberg)	1886	Fe
Rittis	1918	Quz
Rosenfeldalm	1935	Fe
Rotsohl(-alm)	1948	Fe, Hm
Sattlerkogel (Veitsch)	1999	Mg
Schafkogel (Sumpfenthal)	2006	Fe
Scheiklalm	2020	Fe
Schottenkogel	2061	Fe
Schwarzenbachgraben (Veitsch)	2082	Gra
Sohlenalpe (Sollnalpe)	2161	Fe
Steinbauergrube (Neuberg)	2273	Fe
Stollingergraben	2801	Talk
Veitsch – DürrSteink.ogel	2510	Cu, Fahl, Mn
Veitschbachgraben	2511	Fe
Wartberg	2580	Braunk.

104 Mürzzuschlag

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altenberg	30	Fe
Assantberg	101	Hm
Arzbach	73	Mg
Bohnkogel	182	Fe
Dürrgraben (Thiergraben)	320	Fe, Lim
Eselbachgraben (Prein a.d.Rax)	395	Gips, Anh
Fröschnitzgraben	478	Fe, Hm, Mt, Mk, Py
Fröschnitzgraben – Arzberg	479	Fe, Hm, Mt,
Grießleiten	613	Mt
Grießleitengraben – Prein	2855	Gips
Grünsting – Grasgraben	658	Gra
Gsoll bei Prein	666	Gra
Hasental	749	Fe, Cu, Lim
Hierzergut	791	Gra
Hirschbachgraben	807	Quz
Hirschenkogel – Dürrgraben	814	Baryt
Hirschwang (Knappenberg)	818	Fe,
Illachgraben	911	Braunk. (Glanzbk.)
Kaltenbach I	960	Fe
Kaltenbach II	961	Fe, Py
Kapellen (Stojan)	972	Gra
Kogel	1074	Braunk.
Knappenkeusche (Steinhaus)	1061	Fe, As, Fahl, Cu, Py
Knappensteig	1065	Fe, Lim
Krieglach	1119	Braunk. (Glanzbk.)
Kühberg (Traibach)	1153	Quz
Lambach	1187	Quz
Langenwang	1203	Dolomit
Lärchkogel	1313	Mn
Lechnergraben	1235	Cu, Fe
Mürzzuschlag – Ganz	1466	Braunk. (Glanzbk.)
Mürzzuschlag – Scheedgraben	1464	Mg
Mürzzuschlag – Edlach	1465	Quz
Pfaffensattel	1670	Quz
Prinzenkogel – Kaltenegg	1762	Pb, Zn, Fahl, Cu, Mt, Sb
Pretulalpe	1756	Lazulith
Rabenstein (Neuberg)	1801	Fe, Cu
Raxental (Preiner Gscheid)	1850	Gra
Rettenegg	1887	Quz
Richtenbach – Ödwiese	1259	Fe
Rettenegg – Ort	1888	Hm, Py, Fe
Rettenegg – Prinzenkogel	1889	U
Schendleck (Schendlegg)	2024	Fe
Schwarzeck (Schwarzkogel)	2078	Fe, Hm
SE Prein III	1974	Quz
St. Kathrein, Kogl, Ratten	2207	Braunk. (Glanzbk.)
Tonibauer (Waldbachgraben)	2417	Quz

105 Neunkirchen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alter Doppelreiterbruch	38	Gips
Alter Wellspacherbau	40	Gips, (Anhydrit?)
Aspangberg – Zöbern II	97	Leukophyllit
Brandstatt	190	Quz
Breitenstein	198	Lim („Satinober“)
Ehrenbeckbruch	351	Mg
Eichberg – Weißenbach	357	Mg
Erzkogel – Sonnwendstein	391	Fe, Lim, Hm
Florianikogel (Bürg, Vöstenhof)	453	Fe, Hm
Frauenalpe – Kampstein	460	Qug
Göstritz	699	Gips
Gramatl I	591	Quz
Grillenberg	616	Fe
Hart b. Gloggnitz	742	Braunk. (Glanzbk.)
Hirschenkogel	813	Baryt, Hm, Py
Kirchberg am Wechsel	1010	Fe
Kirchnerbruch	1014	Mg
Klamm – Schottwien	1021	Mg
Kohlberg bei Pottschach	1081	Cu
Kulmberg-Ost	1147	Quz
Murtalgraben	1448	Titanit
Myrthengraben (Haidbachgraben)	715	Gips, Anhydrit
Otter (Kummerbauer – Stadl)	1613	Baryt
Otterthal	1614	Baryt
Penk – Hasbachtal	1648	Quz
Prigglitz „Auf der Wiese“	1759	Fe, Ba
Pucha Ost	1769	Quz
Raachberg S	1794	Quz
Schabbauer	2001	Fe, Hm, Lim
Schloß Steyersberg	2045	Quz
Silbersberg bei Gloggnitz	2149	Ag, Fahl, Cu, Py
St. Johann im Steinfeld	2205	Asbest (Chrysotyl)
St. Kathrein am Hauenstein	2206	Gra
Steinbach	2266	Baryt
Stranzbrüche bei Aue	2316	Mg
Syhrn bei Gloggnitz	2351	Quz
Trattenbach	2426	Cu, Fahl, Py,

106 Aspang

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aspangberg – Zöbern	96	Leukophyllit
Bromberg	207	Quz
Brunner Berg	219	Lim
Erlach	386	Ton
Gaißriegel (Stupfenreith)	509	Fe
Glanzenriegel	553	Lazulith
Gsollberg	667	Qug, Quz
Heuberg – Rosalienkapelle	787	Leukophyllit
Inzenhof – Leiding	923	Braunk.
Kirchschlag (Greml)	1016	Lazulith
Kirchau – Zottelhof	1008	Py, Fe, Lim
Klingfurt	1051	Braunk.
Königsberg	1170	Braunk.
Krumbach (Schloßberg)	1130	Lazulith
Kühriegel	1154	Lazulith
Lichtenegg	1261	Leukophyllit
Pfarrwald	1673	Leukophyllit
Pitten	1696	Fe, Cu, Hm, Mt, Py
Ponholz – Krumbach	1725	Braunk.
Schauerleiten	2014	Braunk.
Scheiblingkirchen – Gleißenfeld	2019	Hm, Py, Fe, Lim

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Seebenstein – Schiltern	2116	Fe, Lim
Spratzau	2183	Lazulith
Thal – Lehenhof	2386	Lazulith
Walpersbach – Schleinz	2574	Hm, Lim
Walpersbach – Schleinz	2573	Braunk.
Weingart – Reitersberg – Thernberg	2594	Hm, Lim
Wiesmath, Sperkerkogel	2650	Qug

107 Mattersburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brennberg	202	Braunk.
Djela-Wald	291	Lim
Großwarasdorf	641	Hm, Lim
Kobersdorf – Dachsriegel	1071	Qug
Lackendorf	1181	Qus
Lackenbach	1180	Qus
Nebersdorf	1492	Fe, Lim
Neckenmarkt	1493	Qus
Neckenmarkt-Ort	1494	Ton
Raiding	1819	Lim
Ritzing	1919	Braunk.
Rohrbach	1926	Ton
Sieggraben	2137	Braunk.
Sieggraben	2138	Mt, Hm
St. Martin – Neutal	2217	Lim
Stoob	2307	Ton
Stoob (Herbertus, Viktor, Anna)	2308	Ton
Stoob-NE	2309	Qus
Stoob-W	2310	Ton
Unterfrauenhaid	2475	Qus
Unterfrauenhaid – Kertschi	2476	Ton
Winkelwald – Esterhazy	2671	Ton

108 Deutschkreutz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Deutschkreutz	275	Lim

111 Dornbirn

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Amberg (Autobahntunnel)	49	Ft
Bad Haslach	120	Hm
Batschuns	131	Phosphorit
Beckenmanngraben	136	Phosphorit
Dafins	261	Phosphorit
Dornbirn – Kobelalpe	300	Ton (mergel)
Egethen (Obersaxen)	345	Phosphorit
Frutzkopf	476	Phosphorit
Frödischbach – Viktorsberg	477	Phosphorit
Götzis	701	Ton
Götzis	702	Ft
Klaus W	1025	Phosphorit
Koblach (Kädel)	1072	Ft
Malletzen bei Röthis	1331	Phosphorit
Pfändertunnel	1679	Braunk.
Plattenwald – Orsanka	1704	Phosphorit
Rankweil I	1834	Phosphorit
Rankweil II (Hochgastra)	1835	Phosphorit
Rappenloch – Schlucht	1841	Phosphorit
Sattelberg – Tschütsch	1997	Phosphorit
Schöner Bauer	2103	Phosphorit
St. Arbogast – Zwurms	2186	Phosphorit
Staufen	2258	Ft
Staufensee	2259	Phosphorit
Udelberg bei Götzis	2461	Ft
Tschütsch-NW	2446	Phosphorit
Valduna	2507	Phosphorit

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Unterklien (Rhomberg)	2481	Ft, (Kalkstein)
Wolfurt	2693	Braunk.
Wolfurt	2694	Ton

112 Bezau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alpe Rothbach (Rotenbachalpe)	26	Phosphorit
Andelsbucher Klausberg	53	Phosphorit
Brau (Brach)	193	Phosphorit
Doren	295	Braunk.
Greben-Tobel (westl. Vork.)	601	Phosphorit
Greben-Tobel (östl. Vork.)	602	Phosphorit
Hirschbergsattel	808	Ft
Hochstätteralpe	843	Phosphorit
Hof b. Bezau	847	Phosphorit
Loch – Bersbuch	1289	Phosphorit
N Hof b. Bezau	1475	Phosphorit
NE Hof b. Bezau	1476	Phosphorit
Reuthe in Vorarlberg	1893	Phosphorit
Reuthe i. Vbg – Hilkat	1894	Phosphorit
Schwarzenberger Klausberg I	2084	Phosphorit
Schwarzenberger Klausberg II	2085	Phosphorit
Schwelka Vorsäß	2093	Phosphorit
Steinalpe – Bezau	2265	Phosphorit
Unterhalden	2478	Phosphorit
Unterhalden-N	2479	Phosphorit
Übermellen	2771	Phosphorit
W Klaus, SW Reuthe i. Vbg	2542	Phosphorit
Vorsäß-Alpe	2539	Phosphorit
Walenbach (NNW Stähelealpe)	2571	Ft
Wildmoosalpe	2660	Phosphorit

115 Reutte

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Boden-Süd	180	Zn
Dirstentritt (Nassereith)	290	Pb, Zn, Ft
Gafleintal (Nassereith)	1485	Braunk., Steink. (?)
Gafleintal	498	Steink.
Gaflein	497	Zn, Pb, Ft
Gschwendkopf-Süd	664	Py, Lim
Heiterwand-SE	766	Zn
Heiterwand-W	767	Zn
Heiterwang	768	Py, Lim
Heiterwang	769	Ölschiefer
Loreakopf	1298	Ölschiefer
Muttekopf	1449	Ölschiefer
Reutte – Archbach – Stübenfall	1895	Ölschiefer
Reutte – Kreckelmoos	1896	Gips
Reißenschuh, Reissenschuh (Nassereith)	1878	Zn, Pb, Py
Rieden	1902	Py, Lim
Rieden (Lechtal)	1903	Py, Lim
Roter Stein	1942	Ölschiefer
Rotlechtal	1945	Ölschiefer
St. Veit – Tarrentonalm	2237	Zn, Pb, Ft
Untergaicht	2477	Py, Ft
Weißenbach – Gaichtpaß	2616	Py, Lim, Ft
Weißenbach – Untergaicht	2617	Gips
Zwieselbachgraben	2758	Steink.
Zwieselbachgraben – Reutte	2759	Steink. (Fettkohle)

116 Telfs

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brendlkar	201	Pb, Zn, Py
Drachenkar	301	Zn
Drachensee	302	Zn

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Erzklamm (Arzbergklamm) – Telfs	390	Pb, Zn
Feigenstein (Rauchkopf – Nassereith)	416	Pb, Zn, Ft
Geyerkopf – Blasius	540	Zn
Grießspitzen NW	614	Zn
Marienbergalm – Handschuhspitzen	1347	Zn, Pb
Nassereith (Mathias, Tieftal)	1484	Pb, Zn, Ft
Negelseekar (Igelskar)	1495	Zn, Pb, Py
Mursee (Brendlsee)	1447	Zn
Seewand – Sigismund	1486	Pb, Zn
Silberleiten – Wampeter Schrofen (Nassereith)	2145	Zn, Pb, Py
Tajakopf	2360	Zn
Tillfuß – Alm (Katbach, Gaistal)	2409	Zn, Pb
Wanneck (Wannig) – Haverstock (Nassereith)	2577	Zn, Pb

117 Zirl

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arnspitze Ost	70	Pb, Zn
Eppzirler Alm	385	Ölschiefer
Scharnitz	2008	Ölschiefer
Scharnitz (Revier Brunnstein)	2009	Ft, Pb
Seefeld (Revier Hochanger)	2117	Ölschiefer
Seefeld-NE(Revier Ankerschlag)	2118	Ölschiefer
Solstein	2163	Zn, Pb
Telfs – Kochental	2379	Steink.
Zirlerchristenalm	2743	Ölschiefer

118 Innsbruck

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzler Kalvarienberg	82	Ton
Baumkirchen	135	Ton
Brandlrinne (Brandlspitze S)	187	Pb, Zn, Ft
Brandlrinne Vomper Loch	188	Pb, Zn, Ft
Hall i. Tirol	721	Salz, Anhydrit
Hinterriß – Egglgraben	798	Ölschiefer
Hinterriß – Garberlalm – Kreuzbr.	799	Ölschiefer
Hinterriß – Ölgraben	800	Ölschiefer
Hochgleirsch	828	Pb, Zn, V
Höttinger Graben	908	Pb, Zn, Fahl
Höttinger Alm	906	Pb
Höttinger Bild	907	Fahl, Pb, Py
Innsbruck, Hoher Weg	922	Pb, Zn, Fahl
Kerschbuchhof	1001	Zn, Pb, Fahl
Lafatsch, Gamssulze	518	Pb, Zn, Ft
Lafatsch, Reps – Leiterbaue	1882	Pb, Zn, Ft
Lafatsch, Reps – Naßwandbaue	1883	Pb, Zn, Ft
Lafatsch, Silberner Hansl, Kastenalm	2148	Pb, Zn, Ft
Mühlwände, Lettenreisen	1461	Pb, Zn
Sagkopf	1978	Pb, Zn
Thaur	2392	Zn, Pb
Volderwildbad	2534	As, Mk, Cu, Fe

119 Schwaz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bärenkopf	251	Gips
Bertagrube, Alte Zeche	156	Fe, Fahl, Pb, Cu, Ag
Blutskopf (Burgstall)	174	Fahl
Dristenautal	307	Pb, Zn
Dristkopf	308	Pb, Zn, Lim
Falkenstein	401	Fahl
Fiechterberg (Mahdgraben) I	434	Mn
Fiechterberg (Mahdgraben) II	435	Mn
Gaisalpe am Achensee	502	Ölschiefer
Heiligkreuz (Heilig Kreuz)	763	Fe
Kaunz-Alm	988	Fe, Cu, Py, Mk, Fahl, Zn
Lamark (Finsinggrund)	1186	Fe, Py
Lerchkopf (Larchkopf)	1254	Fahl
Mehrerkopf (NW, NE)	1369	Fahl
Pfaffen (Reiterkopf)	1668	Fahl
Pfundsalm (Finsinggrund)	1678	Fe
Proxenstand	1764	Fe
Roggland	1922	Fahl
Rotenstein (Rev. Ringenwechsel)	1938	Fahl
Schafbrand (Sag, Wattental)	2004	Cu, Py, Fe
Schrofen	2068	Fahl
Schwader Eisenstein	2072	Fe, Cu, Py, Fahl, Zn, Pb
Schwazer Eisenstein – Bruderwald	2089	Fe, Cu, Py, Fahl
St. Martin i. Halltal	2218	Mn
Tratzberg – Fuchsbichl	2429	Hm
Walder-Alm („Walderkamm“)	2559	Mn
Zapfenschuh, Schwazer Berg	2717	Fe, Fahl, Cu, Py

120 Wörgl

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brandegg-Alm (Inneralpbach)	185	Cu, Fe
Brach	184	Pb, Zn
Einberg	360	Pb, Zn, Py, Lim
Fügenberg	487	Mt, Hm, Py
Geyer	539	Fahl, Pb, Zn, Co, Ni, Ba
Gratlspitz	598	Fahl
Hoferbau, Hofertratte	848	Pb, Zn, Fahl
Hösel-Alpe	905	Fahl
Kleinboden, Uderns	1031	Fe
Lehen (Thierbach, Thierberg)	1237	Cu, Fahl
Lueg (Inneralpbach)	1304	Cu, Py
Matzenköpfl (Madersbacher)	1357	Pb, Zn, Fahl, Cu, Py
Maukenötz (Mauknerötz)	1361	Fahl
Mühlbichl – Brixlegg	1454	Fahl, Mk
Ramsberg	1831	Fahl
Reith bei Brixlegg	1876	Gips
Reither Kogel (Kleinkogel, St.Gertraudi)	1877	Baryt
Silberberg	2142	Pb, Zn, Py, Fahl
Wörglbach	2711	U, Py

121 Neukirchen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Foisenkar	456	Cu, Py
Harlaßanger Alm	738	Pb
Hopfgarten im Brixentale	876	Braunk.
Hopfgarten im Brixentale	877	Ton
Mühlbach i. Oberpinzgau	1451	W, Py
Ottneralm (Traholz)	1615	Fahl, Cu, Py, As, Mk
Spießnägel	2179	Mg
Zöpfl	2763	Fahl, Cu, Py

122 Kitzbühel

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bachalm (Bachalpe)	115	Cu, Py
Barm	128	Cu
Blaufeldalm	166	Fahl, Cu, Py
Brunnalpe (Jufen)	216	Fahl, Cu, Py
Eggergraben – Schurf	350	Fahl, Cu
Eiserne Hand (Hördlinger Gr.)	367	U, Py, Cu, Fahl
Farmanger Alpe	407	Cu, Fahl
Farbgrübel	406	Hm, Baryt
Foidling (Hörndlinger Graben)	455	Fe, Py, Hm
Gebra – Lannern	532	Fe, Py
Grundhabinger Wald	645	Cu, Fahl
Grüntal	659	Cu, Py, Fahl
Haidbachgraben (Gaiswand)	714	Ni, Cu, As, PGE

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hangler	732	Cu, Py
Herrenlehen („Ehrenleben“)	780	Cu, Py, Fahl
Högerbrandschurf	898	Cu, Py
Jochberg	938	Talk
Kelchalm (Jochberg E)	992	Cu, Py, Pb, Zn
Köglergraben-Schurf	1166	Cu
Krotenbach	1124	U, Py, Cu, Fahl
Kupferplatte	1149	Cu, Py
Luegeck (Luegegg)	1305	Cu, Py
Mühlbachtal i. Pinzgau	1452	Talk
Pernstein	1656	Cu, Py
Pernstein (Sintersbachtal)	1657	Cu, Fe
Puderlehen-(Butterlehen-)Alpe	1772	Cu(Au)
Rettenbach (W Mittersill)	1885	Cu, Py
Rohr	1924	U, Py
Rohrerberg – Koglererb	1929	Pb
Schattberg (Kitzbühel)	2012	Cu, Fahl, Py
Schöntagweid	2110	Cu, Py
Schwaibmoos (Kitzbühel)	2073	Cu, Py
Schwarzachalm (Hörndlinger Graben)	2076	Fe
Schwendter- (Niederkogler-)alm	2097	Baryt
Schweinest – Rettenwand	2091	Pb, Zn, Fahl
Silberstern – Salisgrube	2150	Fahl, Pb, Baryt
Silberstuben	2151	Fahl
Spathütte (Streitegg-, Gwindalm)	2176	Baryt
Sinnwell (Kitzbühel)	2156	Cu, Fahl, Py
Staff-Alm (Staffkogel)	2241	Hm, Mt, Fe, Py, Cu
Stimmelhöhe (Stuhlfeldner B.)	2297	Cu(Au?)
Stöckelfeld	2340	Fahl, Cu
Suglach-Alm	2343	Cu, Fe, Py
Stückkogel-N	2338	Baryt
Weißenstein	2620	Mg
Wild-Alm (Aurachtal)	2654	Cu, Py
Wilde Hag	2657	Baryt
Wurz-Alm (Marteneck)	2706	Cu, Py,

123 Zell a. See

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aufhausen – Fürth	2872	Py, Cu
Bürglkopf	245	Mg
Eiblgraben (Hochfilzen)	356	U, Py, Cu
Feichtenalm	2871	Py
Gerstboden	538	Fe
Klucken (Piesendorfer Graben)	1056	Cu, Py
Limberg (Lienberg) – Bruckberg	1269	Cu, Py
Leogang (Inschlagalm)	1251	Mg
Leogang (Schwarzleo)	1252	Cu, Ni, Co
Nöckelberg	1537	Ni, Co, Cu
Ratzensteinhöhe	2802	Py, Mk
Rettenwand, Ofenberg	1892	Mg
Sanhartalm	1991	Hm
Uttenhofen	2870	Py
Viehhofen – Ebenmais	2519	Cu, Py
Viehhofen – Ernestinen Gruben	2520	Cu, Py
Vogelhalte (Vogelgut)	2531	Mg
Walchengraben (Walcher Graben)	2552	Cu
Viehhofen – Wirtsalm (Glemmtal)	2521	Cu, Py

124 Saalfelden

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Berg Dienten	138	Mg
Bergkendl	146	Mg
Bürgelalm (Bürgelloch)	240	Fe(dol), Cu
Dienten (Raber, Pfandelerz, Fuchsgrube)	2796	Fe(dol), Lim, Py
Entachenalm	676	Mg
Hendlwald, Kleinrohrer, Hochploj	774	Mg
Hintertal	804	Mg
Hocheck	823	Mg
Hochleiten	836	Mg
Hochmoderegg	837	Mg
Jetzbachtal	937	Mg
Kollmannsegg (Enzianriedel, Tennkopf)	1091	Fe(dol), Lim
Langegg	1200	Mg
Michelgraben – Thumersbach	1382	Cu, Pb, Zn
Nagelschmiedbau	2777	Fe(dol), Lim, Py
Rettenfeldalpe (Klingspitz)	1891	Mg
Schienberggut	2029	Mg
Schwarzenbach – Dienten	2081	Py, Cu
Sommerhalt, Arzberg – Wetterkreuz	2168	Fe(dol)
Steinbach (Rauris – Unterland)	2269	Quz
Taghaube	2359	Fe, Cu
Unterstein bei Taxenbach	2492	Talk
Weng – Wengerwald	2626	Mg
Zweillingbauer, Berndlau	2752	Mg

125 Bischofshofen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Buchberg	226	Cu
Buchberg – Laubbichl	227	Fe
Färbergraben	493	Lazulith, Gips
Fallenstein bei Werfen	2795	Pb, Zn
Fürbachtal – Wagrain (Seidelgr.)	489	Fe(dol)
Grünstein	657	Mg
Haid (S Werfen)	713	Gips
Hochpriel (Schöffau – Wald)	839	Fe
Igelsbach	910	Cu, Py
Höllgraben	900	Lazulith, Gips
Höllgraben bei Werfen	901	Gips, Mg
Imlaugraben	2854	Gips
Judenhof	946	Mg
Klockerhütte, Wiebenalpe	1053	Mg
Larzenbachtal	1215	Cu
Mitterberg – Revier Elmau (Mühlbach)	1400	Cu
Mitterberg-Südrevier (Mühlbach)	1401	Cu
Mitterberg-Nordrevier (Mühlbach)	1402	Cu
Naglgraben (Winklgang)	1480	Cu
Raidlgraben – Hüttau (Pöham)	1820	Lazulith, Gips
Seyfriedgraben – Wagrain – Kleinarl	2135	W
Wagrain – Schwaighof	2545	Mg
Wagrain – Weberlandl	2546	Braunk. (Glanzbk.)
Wagrainer Tal	2547	Mn
Werfen – Flachenberg	2631	Lim
Werfen – Hölln	2632	Lim
Werfen – Moosberg	2633	Lim
Werfen – Schäferötz	2634	Lim

126 Radstadt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altenmarkt	33	Braunk. (Glanzbk.)
Filzmoos (Hammergraben)	436	Fe, Lim, Cu, Py,
Forstau	457	U
Gielach (Girlach)	545	Cu
Gnadenfall – Taurach	2778	Ft
Hachau bei Filzmoos	2773	Zn, Pb, Cu
Meißling (Ochsenalm) Mandling	1372	Cu, Zn, Pb
Obertauern – Seekarschneid	2830	U
Obertauern – Seekareck	2831	U
Obertauern	2832	U
Schoberlbach W Lungötz	2060	Gips
Schwemmberg – Ahornlehen	2094	Cu
Schwemmberg – Jakobsberg	2095	Cu
Schwemmberg – Pertill	2096	Cu
Seekar	2121	Cu, Ni, Fe
Sulzenhals	2347	Gips
Thurnberg (Feuersang)	2401	Fe, Hm

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

127 Schladming

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bärfallspitze (Hauser Kaibling)	253	Cu, Mk, Zn, Pb, As, Fe
Burglalm	235	
Duisitzkar	314	Pb, Cu, Ag, Fahl, Ni, Co
Eiskar	369	Pb, Zn, Ag, Cu
Eschachalm (Saghütten)	393	Pb, Cu, Fahl, Ag
Fastenberg (Weidtal)	409	Fahl, Cu, W, Ag, U
Freying (Obere Giglerbaue)	467	Cu, Ag, Pb, Fahl
Giglerbaue, Untere	547	Fahl, Mk, Pb, Zn, Cu, Co
Hochwurzen	846	Cu, Ag, Fahl
Hopfriesen, Bromriesen	878	Cu, Pb, Zn, Ag, Fahl
Jauchspitze – Ursprungalm	2833	U
Jauchspitze	2834	U
Karlbach a. Dachstein	2836	Gips
Klaus (Schladming)	1024	Mk, Cu, Py
Klaus – Pichl	1026	Braunk.
Krahberg(zinken)	1106	Zn, Cu, Fahl
Krombach („Klocker Halt“)	1122	Cu, Fahl, Ag
Kranzlhöhe	1111	Ft
Kranzlhöhe	2835	U
Mairalm (Moaralm, Ennsling)	1326	Fe, Cu
Mitterberg	1397	Cu, Ag
Neualpen (Neualm)	1498	Ag, Cu, Py
Obere Neudeckalm	1558	
Ochsenalm	1593	Cu
Patzenkar – Kreuteralm	1636	Pb, Zn, Fahl, Cu, Mk, Ag
Preunegg – Dunklbachgraben, Fressold	1757	Cu, Ag
Reiteralm – Stegeralm	1874	
Rohrmoos	1931	Cu, Fahl, Fe
Roßblei	1955	Pb, Zn, Cu
Sagalm – Duisitz	1976	Pb, Ag, Cu, Fahl
Schladminger Kaibling	2036	Cu, Zn
Schipplechner Brücke	2034	Py, Cu
Seewigtal	2128	Cu, Mk, Zn, Pb, Ag
Stoderzinken b. Gröbming	2304	Braunk.
Talkenscharte	2362	Cu, Ag
Trockenbrotscharte	2436	Cu, Ag
Untere Weitgassalm	2472	
Vetternkar	2518	Ni, Co, Bi, Ag, Pb
Weiße Wand	2611	Py, Mk
Zinkwand (Vötternscharte)	2740	Ni, Co, Py, Pb, Zn

128 Gröbming

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Baierdorf	124	Cu, Mk
Brandstätter	192	Fe
Feistergraben	418	Cu
Katschgraben (Ginglalm)	985	Cu, Mk
Kleinsölk i. Ennstal	1044	As, Py, Cu
Knappenrinne	1064	Cu, Py
Niederöblarn	1525	Py, Cu
St. Martin – Tipschern	2219	Braunk.
St. Martin am Grimming	2191	Mg
St. Nikolai – Großsölk (Hansenalm)	2226	Hm, Mt, Py, Fe
Walchen (Öblarn)	2551	Cu, Mk, Py

129 Donnersbach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Eiskarspitze	370	Ni, As
Feldkar (Pusterwald)	426	Li (Spodumen)
Gruber Hirnkogel Nordabfall	644	Li (Spodumen)
Hochgrössen – Tröschmitzhütte	831	Cr, Asbest
Hinterer Hartleb (Pusterwald)	796	Li (Spodumen)
Hirnkogel – Pusterwald	806	Li (Spodumen)
Hochgrössen	829	Cu
Hochgrössen NE (Schupplekar)	830	Asbest, Talk
Hohenwart	860	Li (Spodumen)
Kuhalmhütte (Pusterwald)	1139	Li (Spodumen)
Lassergraben	1216	As, Mk
Mahralpe – Hohenwarth	1320	As, Ag, Au
Plättental Osthang (Pusterwald)	1717	Li (Spodumen)
Plättental Westhang (Pusterwald)	1718	Li (Spodumen)
Plotschergraben	1716	Cu, Co
Pusterwald	1775	Au
Pusterwald – Plättental	1777	As, Mk, Au, Ag
Riednergraben (Riedner)	1907	As, Py
Schaffergraben bei Pusterwald	2005	Au, Ag
Scharnitzalm (Pusterwald)	2010	Li (Spodumen)
Scharnitzfeld (Pusterwald)	2011	Li (Spodumen), Sn
Schönfeldspitze (Pusterwald)	2105	Li (Spodumen)
SE Ofner (Pusterwald)	1973	Li (Spodumen)
Stallbauer – Pusterwaldbach	2244	W
Stallertörl (Pusterwald)	2246	Li (Spodumen)
Stubenberg West (Pusterwald)	2335	Li (Spodumen)
Weittal (Pusterwald)	2605	Li (Spodumen)

130 Oberzeiring

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dietrichalmhütte (Pusterwald)	284	Li (Spodumen)
Friedlhofer i. Bretsteingraben	473	W
Gaishorn – Flitzengraben	508	Gra
Hansbauer	735	Li (Spodumen)
Hinterwinkel i. Pusterwaldtal	805	W
Hohentauern	858	Mg, Talk
Hoher Zinken	862	Li (Spodumen)
Keckenfriedeck (Bretstein)	990	Li (Spodumen)
Keckgraben (Bretstein)	991	Li (Spodumen)
Lorenzergraben bei Trieben	1300	Asbest, Talk
Mittereck	1405	Li (Spodumen)
Oberzeiring	1588	Fahl, Fe, Ba
Pallbauer Alm	1626	Li (Spodumen)
Pettal-(Lorenzener)graben	1662	Gra
Pusterwald	1776	Mk, Au, Zn, Pb, Py, Cu
Schleiferboden (Pusterwald)	2041	Li (Spodumen), Mk, Py
St. Oswald bei Unterzeiring	2229	Braunk.
Sunk b. Trieben	2350	Gra
Zinkenkogel	2738	Py, Pb, Cu, Mk
Zinkenschlucht (Lachtal)	2739	Li (Spodumen)

131 Kalwang

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Achnerkogel	5	Fe, Mt, Lim
Achnerkuchel	6	Mt
Bärensulsattel	252	Fe, Cu
Graden	580	Braunk.
Himmeleck	794	Talk
Hochreichart	841	Py, Cu
Kalwang	965	Py, Cu
Kalwang (Graphitgraben)	966	Gra
Kalwang (Lange Teichen)	967	Py, Mk, Cu
Kurze Teichen	1151	Py
Liesingau – Hagenbach	2827	U, Fe, Cu
Leobner	1250	Fe
Mautern	1364	Gra
Mautern (Magdwiesen)	1365	Talk
Rabenkoppe	2826	U, Fe, Cu
Rotwand	1954	Fe
Sonnberg	2170	Gra
Sonnberg – Schoberpaß	2825	U, Fe, Cu
Steinberg – Schoberpaß	2824	U, Fe, Cu
Sulzbachgraben (Wald)	2345	Mg
Wald (Mellinggraben)	2555	Gra
Wald a. Schoberpaß	2556	Mg
Zeiritzkampel NW	2725	Fe
Zeiritzkampel (Antonikreuz)	2724	Fe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

132 Trofaiach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aichberggraben	15	Mg (dicht)
Augraben (Preg, Kraubath)	112	Cr
Dirnsdorf	288	Braunk.
Dirnsdorf	289	Lim, Toneisenst.Ocker
Felthuber	433	Mg (dicht)
Gulsen (Mittagkogel)	674	Cr
Hartelgraben – Kaisersberg	746	Cu
Hessenberg – Kulm	784	Toneisenstein
Jassing I	929	Gra
Jassing II	930	Mg, Talk
Kammern im Liesingtal	970	Talk
Kaisersberg	952	Gra
Kobenz	1068	Braunk.
Krumpensee	1134	Fahl, Hg
Leims	1241	Gra
Lins (Gößgraben)	1281	Fe
Pinterberg	1691	Cr, Ni
Preg (Augraben)	1743	Mg (dicht)
Pressnitz	1753	Gra
Rannach – Pirkerkogel	1837	Talk
Rötz (Höller)	1970	Mt, Hm
Rötzgraben (Kupferlucken)	1971	Cu
Rötzgraben (Trofaiach)	1972	Quz, Qug
Schirlgurken (Krumpen)	2035	Fahl, Py
Sommergraben – Lichtensteinberg	2166	Cr, Fe(Toneisenstein)
Sommergraben	2165	Mg (dicht)
St. Marein	2213	Ton, Lehm
St. Marein – Töringgraben	2214	Braunk.
St. Michael	2222	Braunk.
Tanzmeistergraben	2370	Mg (dicht)
Trofaiach (Gimplach)	2437	Braunk.
Trofaiach (Töllach, Gai)	2438	Braunk.
Tollinggraben (Brandberg)	2414	Mt, Hm, Lim
Wolfsgruben (Kammern)	2690	Mk, Cu, Py, Lim

133 Leoben

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aich b. Bruck/Mur	13	Gra
Arzwaldgraben	86	Li (Spodumen)
Diemlachkogel b. Bruck/Mur	278	Talk
Emberg – Laming – Schörgendorf	378	Gra
Häuselberg	893	Mg
Kaltbach bei Bruck (Pischk)	957	Gra
Kainthaleck – Hohenburg	950	Talk, Mg
Kögelschlagkogel	1164	Lim, Hm, Fe
Laufnitzdorf	1227	Toneisenstein
Laufnitzdorf – Kirchbachgraben	1228	Pb, Zn
Laufnitzdorf – Zaglergraben	1229	Pb, Zn
Lercheck (Lärchegg)	1253	Mg
Mühlgraben	1458	Quz
Mötschlachgraben	1474	Fe, Cu
Oberdorf – Wiesergut	1554	Mg
Parschlug/Kapfenberg	1631	Braunk.
Rastal – Hiesbauer	1843	Gra
Rastal – Rabensteinergraben	1844	Gra
Rastal (Eintrachtgrube)	1842	Gra
Seegraben	2120	Braunk.
Untertal – Laming (St. Katharein)	2494	Gra
Urgental (Bruck / Mur)	2501	Braunk.
Utschgraben	2503	Py, Mk, Cu
Winkl – Kapfenberg	2673	Braunk.

134 Passail

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Allerheiligengraben	22	Fe
Ameisgraben	51	Fe (Toneisenstein)
Breitenau – Ederkogel	170	Mg
Breitenau	194	Mg
Breitenau („Schafferwerke“)	195	Fe (Toneisenstein)
Eywegg-(Eibegg-)sattel	399	Fe
Gasen (Strasseck)	526	As, Au
Graschnitzgraben	594	Gra
Haufenreith	753	Pb, Zn
Heuberggraben	789	Hm (Roteisenstein)
Hocheck	825	Fe, Mn
Jasnitzbach	928	Quz
Lambach b. St. Kathrein/Offg.	1188	Hm
Lantschbauer (= Steinrieser)	1207	Fe (Toneisenstein)
Mixnitz – Drachenhöhle	1416	Phosphorit
Moscherkogel	1438	Lim (Toneisenstein)
Passail	1633	Braunk.
Plankogel	1700	Mt
Pötschach (Ülmitz)	1789	Ton (Illitton)
Rechberg	1853	Pb, Baryt
Schrems	2067	Pb, Zn
Stanz (Edelsdorf, Fladenbach)	2254	Gips, Anhydrit
Steinrieser (= Lantschbauer)	2285	Fe (Toneisenstein)
Stollingergraben	2306	Quz(grus)
Ülmitz (Illmitz, Pötschach)	2772	Ton (Illitton)
Tullwitz	2448	Braunk.
Weizbachgraben – Granitzer	2608	Mt, Hm
Weizklamm	2610	Kalkstein
Wetterbauersattel	2637	Cu (Fahl)

135 Birkfeld

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzberg ober Waldbach I	78	Mt, Hm, Pb, Py
Birkfeld	160	Li (Spodumen)
Birkfeld – Piregg	161	Braunk.
Falkenstein – Grabenbauer	403	Quz
Feistritztal	422	Quz
Fischbach – Gießhübler Schlag	440	Lazulith
Kogl (St. Kathrein/Offenegg)	1077	Pb, Baryt
Naintsch	1481	Mk
Naintsch (Steg b. Anger)	1482	Kalkstein, W(!)
Prätis bei Pöllau	1766	Quz
Rabenwald, Baierdorf, Floing	1802	Talk
Rettenegg – Rieglerviertel	1890	U
Rottalberg	1951	Quz
Silberloch – Ratten (Unterdissau)	2147	Pb, Zn
Sommersgut	2169	Quz
St. Jakob im Walde	2203	Leukophyllit
Steg b. Anger (E)	2260	Fd
Steg b. Anger (W)	2261	Fd
Steinwender Graben	2287	Quz
Völlegg (Fischbach – Dissau)	2541	Quz
Waisenegg	2548	Quz

136 Hartberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzberg ober Waldbach II	79	Baryt
Buchwald ober Waldbach	232	Fe, Cu, Mt, Mk, Py
Demmeldorf	272	Quz
Friedberg – Pinkafelder Bucht	470	Braunk.
Grafendorf (Reitenau)	585	Bentonit
Halwachsschmiede	727	Fe, As, Cu, Mk, Py
Hartberg 1	743	Ton (Lehm)
Krumbachgraben – Dechantskirchen	1131	Bentonit
Lebing – Vorau	1234	Mk
Löffelbachgraben bei Vorau	1315	Leukophyllit
Lorenzkogel	1301	Quz
Pinggau	1689	Bentonit
Pöllau	1782	Hm
Pöllauer Bucht	1784	Braunk.
Puchegg bei Vorau (Löffelbachgraben)	1770	As, Pb, Au, Cu, Mk, Zn, Py
Reitenau	1872	Gra
Stögersbach	2341	Bentonit
Thalberg – Schlag	2387	Bentonit
Waldbach-Ort	2557	Fe, Mk, Cu, Py, Lim,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

137 Oberwart

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bernstein	153	Py, Cu
Bernstein (Paßhöhe)	154	Asbest
Bernstein-E	155	Asbest
Elsenau	374	Baryt
Elsenau – Schloß Bärnegg	375	Lazulith
Goberling – Reitboden	568	Sb
Glashütten (Schlaining)	557	Py, Cu
Haideggendorf	716	Bentonit
Hattmannsdorf	751	Qug
Kleine Plischa	1033	Asbest
Maltern	1334	Sb
Mönchmeierhof	1471	Mn
Neustift bei Schlaining	1513	Talk, Asbest
Pinkafeld – Riedlingsdorf	1690	Ton (Lehm)
Redlschlag	1859	Asbest
Redlschlag	1860	Py, Cu
Redlschlag – E (Saurüssel)	1861	Asbest
Rohrbach a.d. Lafnitz (Limbach)	1928	Bentonit
Rotenturm – Siget	1940	Ton
Salmannsdorf	1986	Talk, Asbest
Schlaining – Grundgraben	2037	Sb
Schlaining – Kurtrevier	2038	Sb, Hg
Schlaining – Mönchmeierhof	2039	Lim
Schlaining – Neustift	2040	Sb, Hg
Schreibersdorf	2066	Braunk.
Sinnersdorf	2154	Bentonit
Sinnersdorf	2155	Braunk.
Steinbach	2268	Vermiculit
Tauchen – Mariasdorf	2374	Braunk.

138 Rechnitz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bubendorf	224	Braunk.
Glashütten (Lockenhaus/Langeck)	558	Talk
Große Plischa	625	Asbest
Klostermarienberg	1055	Lim
Oberloisdorf	1571	Ton
Oberpullendorf	1579	Toneisenstein, Lim
Rechnitz	1854	Asbest
Rechnitz – Budiriegel	1855	Talk, Asbest
Steinberg W	2274	Ton

139 Lutzmannsburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Lutzmannsburg	1311	Lim

140 Buchs

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Tisis	2411	Phosphorit

141 Feldkirch

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Gamperdona	514	Gips, Anhydrit
Galgentobel	511	Toneisenstein
Gipsköpfle	550	Gips, Anhydrit
Gipsköpfle E	551	Gips, Anhydrit
Klampera-Alpe	1023	Gips, Anhydrit
Lüner Krinne	1312	Gips, Anhydrit
Matler-Alm	1352	Gips, Anhydrit
Sacktobel	1975	Gips, Anhydrit
Schliefwaldtobel	2043	Gips, Anhydrit
Stadtschroffen S Feldkirch	2240	Phosphorit
Vilifau (Rellstal)	2522	Fe, Py, Fahl
Vilifau-Alpe	2523	Gips, Anhydrit
Zalimalpe	2714	Talk

142 Schruns

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bartholomäberg – Silbertal	130	Cu, Zn, Ag, Fahl
Bartholomäberg	129	Cu, Fe
Dalaas	262	Gips
Ganeu, Gollmerbach (Rellstal)	520	Cu, Fe
Kristbergsattel	1120	Cu, Fe, As, Fahl,
Montafoner Jöchle	1426	Gips, Anhydrit
Müß	1467	Gips
St. Anton (Montafon)	2185	Gips, Anhydrit
St. Gallenkirch (Graudau)	2199	Talk
Verspeller	2517	Baryt
Wetterböden	2638	Gips, Anhydrit

143 St. Anton

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alpe Rauz (Stuben)	25	Gips
Brunnenköpfe (St. Christoph)	218	Pb, Zn
Erli – (Erlen)Spitze – Rogg – Spitz	389	Fe
Gand	519	Fahl, Cu, Py, U,
Gstütteralpe (Knappengruben)	670	Pb, Zn
Krabachjoch	1105	Fe
Mathon	1351	Cu, Py
Moosbachtal	1430	Mk
Oberlech – Gipslöcher	1567	Gips
Putzenwald (St. Jakob)	1779	Gips
Rendl – Alm (S St.Anton)	1881	Cu, Py, Mk
Steißbachtal	2289	Fahl, Py

144 Landeck

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dawinalpe	268	Mn
Eisenspitze	366	Mn
Flirscher Schihütte	452	Fahl, Cu, Py
Flath Alm	445	Cu, Py
Giggleralm (Gigglertobel)	546	Py
Grins	618	Gips, Anhydrit
Heubergalm – Hinterer Heuberg	788	Cu, Pb
Kellerle	995	Fahl, Cu
Kohlwald	1088	Fahl, Py
Kohlwald bei Flirsch	1089	Quz
Kridlontobel	1117	Gips
Lattenbachtobel	1223	Fahl, Cu
Masner Alpe	1350	Fahl, Cu, Py
Pettneu (Strohsack)	1663	Quz
Rammlestobel	1828	Fahl, Py
Serfaus (Rotenstein – Komperdell)	1939	Fahl, Py
Strohsack	2325	Fahl
Tobadill (S Pians)	2412	Fe, Py
Thial-(Dial-)kopf (Zirmegg)	2393	Cu, Fahl
Urgtal	2502	Cu

145 Imst

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Blaue Grotte	165	Zn, Pb, Ft
Boden (Kaunertal)	179	Mk, Cu, Py
Brennbichel – Imst	203	Steink. (Anthrazit)
Eibental E, W	355	Zn

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Falpetan (Kaunertal)	404	Py, Cu, Mk
Imst	916	Ton
Imster Wald – Eggwiesen	917	Fe
Karrer Alm (Tschirgant S)	979	Pb, Zn, Py, Ft
Karres	980	Steink. (Anthrazit)
Karröstner Alm	981	Pb, Zn, Py, Ft
Laaggersberg-Ost	1175	Zn
Laaggersberg-Gipfel	1174	Zn
Larsenn	1213	Zn
Löchl (Kaunerberg)	1314	Py, Cu
Malchbach	1328	Zn
Martinsbach (Kaunertal)	1348	Py
Obladis	1589	Gips
Petersbach	1661	Mk, Cu, Py
Prutz – Ladis	1765	Gips
Putzenrain – Trams – Galpeins	1778	Cu, Py, Fe
Schloßbachgraben (Kaunerberg)	2046	Py, Mk, Cu
Serfaus (Unterer Sattelkopf)	2473	Fahl
Spadegg (Imsterberg)	2174	Fe
Tschirgant W	2445	Pb, Ft
Tschingl	2444	Py, Cu, As, Mk
Venetalm (Imsterberg)	2515	Fe

146 Ötz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Haderlehen (Ötztal)	710	Py, Mk, Cu
Holzberg (Sautens)	869	Cu, Zn
Umhausen	2465	Py
Winkle	2674	Cu
Wörgetal (Kühtai)	2710	As, Py, Zn, Cu

147 Axams

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Elferkogel	372	Pb, Zn?
Galtalm (Galta-Alm)	512	Mt, Hm, Py
Habicht-Glücksgrat	709	Cu, Zn
Knappenhütte, Kaserstattalm	1059	Mt, Hm, Py
Knappenhof	1058	Cu, Mk, Py
Laponisalm	1212	Pb, Fe, Mk
Schnabele	2054	Pb, Fe, Mk
Starkenburger Hütte Burgstall	2255	Mt, Hm, Py

148 Brenner

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arztal NE Matrei a. Brenner	84	W, Sb
Ellbögen (Arztal)	373	Fe
Eisenkar, Steinkasern-Alm	365	Fe
Griesbach (Skyth)	2812	Mt, Pb, Zn, Mo
Griesbach (Anis)	2819	Pb, Zn, Fe, Mo
Halslbach (Frohneben)	730	Mt, Hm, Py
Innsbruck-W – Figge (Ziegelanger)	921	Ton
Kampl (Stubaital)	971	Py, Mk
Kamplweg, Jagerbrünnl (Skyth)	2813	Mt, Py
Margaretenbach (Skyth)	2814	Fe, Pb, Zn, Mo
Margaretenbach (Anis)	2820	Pb, Zn, Mo
Mühlbach, Telfes (Anis)	2818	Fe, Cu, Pb, Ag
Mühlbach, Telfes (Skyth)	2811	Fe, Mt, Cu, Pb, Ag
Nößlach (Steinach) Joch	1539	Cu
Nößlach-Joch (NE)	1540	Mg
Nößlach-Joch – Steinach a. Brenner	1541	Anthrazit
Ochsenalm	1592	Zn, Pb
Ochsenalm – Vennbach (NE Brenner)	1594	W
Obernberg – Schildköpfe	1577	Zn, Pb, Cu, Fahl, Py, Ft
Seibach-(Seebach-)tal	2129	Mt, Py
Seibach (Skyth)	2815	Fe, Pb, Zn
Seibach (Anis)	2821	Fe, Pb, Zn
Steinach am Brenner	2264	Quz

149 Lanersbach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alpeiner Scharte	27	Mo
Klammalm (Navistal)	1022	W
Knappenkuchl – Klammalm (Navis)	1062	Cu, Fahl, Py, W, Sb
Lanersbach – Lämmerbühel	1196	Quz
Ochsner (Zillertaler Alpen)	1597	Mg, Talk
Penkenjoch	1651	Cu, Py
Stampflkees	2251	Ft
Talgenkopf	2361	Talk, Asbest, Mg
Tux – Lanersbach (Revier Wiese)	2452	Mg, W
Tux – Lanersbach (Wanglam)	2453	W, Py
Tux – Lanersbach (Wiese)	2454	W, Py
Tux – Lanersbach	2843	W
Tux – Lanersbach (Revier Wangl)	2451	Mg

150 Zell a. Ziller

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alt- u. Neu-Rohr (Zell al Ziller)	28	Au, As, Py
Hainzenberg (Zell a. Ziller)	720	Au, As, Py
Kolbenstubenaste (Stilluptal)	1090	Pb, Py
Mayerhofen (Hollenzen)	1368	Talk, Asbest
Scheibenwände (Zell a. Ziller)	2018	Au, As, Py
Tannenberg (Zell a. Ziller)	2369	Au, As, Py

151 Krimml

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Essener- Rostocker Hütte	396	Mk, Py
Gamskragen (Zillergründl)	517	W
Göriacher-Alm	692	Py, Cu
Hochfeld (Untersulzbachtal)	827	Py, Cu
Islitzfall – Dorfertal – Gumplach	925	Py, Cu
Knappenwand (Untersulzbachtal)	1067	W
Ogasil Spitze	1601	Py, Cu
Peitingalm (Gamskogel)	1646	Py, Cu, Fahl, Au
Quirlwand	1793	Py, Cu
Schöllenberg („im Schlachter“)	2100	Au
Stocker Alm (Untersulzbachtal)	2301	Lazulith
Untersulzbachtal (Fink-Alm)	2493	Quz, Disthen
Wald – Vorderkrimml	2780	Ft, Ba
Wiesach – Dorfertal	2643	Py

152 Matrei

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Achselalm (Flecktrogalm)	7	Pb, Zn
Dabernitzkogel	259	Mt, Py
Deferegger Haus	271	Pb, Zn
Dorfer Alpe (Saukopf)	296	Talk, Asbest
Dorfertal – Johannishütte	297	Mk
Firschnitz Scharte	438	Cu, Fahl
Glanzer Berg	554	Gips
Glanzer Berg	555	Asbest
Großbruck (Felbertal)	624	Talk, Asbest
Graulahnerkopf	600	Lazulith
Haupmer Alm	754	W
Hohe Achsel – Froßnitztal	849	Py, Mk
Im Firschnitz, Göriacher Röte	915	Cu, Fahl
Kapunitz (Dorfertal)	973	Py
Leckbachgraben(-scharte) i. Habachtal	1236	Be
Meßling-Scharte	1380	W
Mittersill (Ostfeld) – Brentling	1411	W
Mittersill (Westfeld)	1412	W
Nil-Alpe	1529	Py, Cu
Pregraten – Sajat (Dorfertal)	1747	Talk
Pschorzalm, Berg	1767	Mt, Hm
Raneburg	1833	U (Uraninit)
Rauhkopf	1849	Py, Py, Hm, Mt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Sajatkopf	1980	Py, Cu
Sajatmähder	1981	Cu, Py
Schildalpe (Matreier Tauernh.)	2030	U, Th
Schwarzer See	2086	W
Steinerbach	2278	Hm
Stubachtal	2332	Talk, Asbest
Wallhorn, Hoher Eichham	2572	Mt
Weißspitze	2621	Au

153 Großglockner

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Blauspitz S	167	Talk, Asbest
Berger Törl	142	Asbest
Brennkogel	205	Au
Enzingerboden – Stubachtal	384	W, Mo
Ganotz-Alm	521	Asbest
Ganotz-Kogel	522	Mk, Cu, Py
Gradötz (Gradez)	584	Py, Cu
Gößnitz	703	Au
Groder i. Ködnitztal	619	Talk, Asbest
Grubalpe	643	Au
Hirzbach	822	Au
Hohes Tor (Törl)	863	Asbest
Judendorf	944	Talk, Asbest
Kloben	1052	Au, Ag
Knappenleiten	1063	Au
Ködnitztal	1156	Gips
Ködnitztal, Glorer Hütte	1157	Mn
Ködnitztal, Gratzwinkelalm	1158	Mn
Ködnitztal, Hutteralm – Ost	1159	Mn
Ködnitztal, Jörgenalm – Ost	1160	Mn
Ködnitztal, Jörgenalm – West	1161	Mn
Laperwitzbach	1210	Mo
Laperwitzbach	1211	W
Neues Lucknerhaus, Ködnitztal	1502	Mn, W
Niggl Alm, Bergertal	1527	Mt
Rifflkees i. H. Stubachtal	1910	W
Schiedalpe	2027	Au
Schwarzkarlsee i. H. Stubachtal	2087	W
Stubachtal – Tauernmoos-Stollen	2333	Lazulith
Teischnitztal	2378	Py, Cu

154 Rauris

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Adlkar	9	Quz
Adlkaralm	2783	U
Alteck	29	As, Cu
Alter Pocher	39	Py, Mk, Lim
Bockhart – Unterbau	177	Au, Cu, As
Bruch Bucheben – Söllerlwald	208	Quz
Brettwand	206	Pb, Zn, Mk
Eckkopf	330	Au
Erzwies – Silberpfennig	392	Pb, Zn, As, Au, Ag
Falkenstein (Karalm)	402	Cu, Mk
Fusch	485	Talk, Asbest
Goldzeche	570	Au, Ag
Grieswies – Schwarzkogel	612	Au
Herzog Ernst	781	As, Au, Cu
Hirtenfuß	821	Py, Mk, Pb, Cu, As,
Hochtor	844	Cu, Py, Pb
Hoher Goldberg	861	Au, Ag, As, Mk, Pb, Zn
Hopfgartalm	874	U
Kolm-Saigurn	1094	Au
Kolm-Saigurn (Neubau)	1095	Au, Py, Cu
Kristofstollen	1121	Py, Cu, As
Lechnerhaus (Rauristal)	2779	U
Lohninger Alm	1291	Quz
Millileiten	1387	Pb, Cu, Py, As, Ag, Au
Mooseckalm	1434	Mk, Cu
Moosenschusteralm	1435	Cu, Pb,
Moosenwand	1436	Mk, Cu?, Lim
Naßfeld	1490	Py, As, Zn, Au
Niedere Scharte	1518	As, Py, Cu, Au?
Obere Brettbaue	1557	As, Py, Au?
Öxlingerzeche	2768	Pb, Py, As, Fe, Au, Cu, Mk
Pazisel	1639	Fe, Zn, Pb, Cu, As, Au
Pilatussee (= Brettsee)	1685	Pb, Cu, Py, Cu, Fe, Au
Ritterkar	1917	As, Py, Cu
Rojacher Hütte	1932	Au, As, Py, Cu
Roter Mann	1941	As, Pb, Cu, Py, Zn?
Siglitz	2141	Au, As, Pb, Zn, Py
Seekopf	2123	Py, As; Au?
Strabaleben	2313	Au
Stübele-Baue	2337	Py, Mk, Cu, Zn, Pb
Trammern	2423	Py, Zn, As, Pb, Fe, Au, Ag
Trockenbach	2784	U
Untere Brettbaue	2471	Au, Fe, Py, Cu, Zn, Pb,
Weichselbachgraben	2587	Au, Pb, Zn
Weissenbach	2600	Py, Mk, Cu, Fe
Weißenbach, Höllkarbach	2615	W
Wustkogel	1214	U
Wurtental – Schwarzensee – Feldsee	2705	W
Wurtental	2704	Au
Zirknitzursprung („Erbstollen“)	2742	As, Py, Cu, Zn, Pb, Fe

155 Markt Hofgastein

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aigenalm	17	Cu, Py
Asten – Tofern	104	Cu, Py
Großarl	622	Py, Cu, As, Fe, W
Harbachberg	737	Py, Cu, Mk
Hannover-Haus, Seebach	733	W
Hüttekalpe	887	Py, Cu
Hüttschlag	891	Talk, Asbest
Karteis, (Kardeis) Hüttschlag	982	Py, Cu, Au
Krähberg	1136	Cu, Py
Krähmäder (Planitzl)	1137	Py, Cu, Mt, Hm
Laderding-Alm	1183	Talk, Asbest
Mallnitzer Tauern	1332	Mt, Py, Mk
Moderegg-Graben (SE Hüttschlag)	1417	W, Py, Pb, Zn, Cu
Oflegg	1600	Py
Pizachalm (Hübalpe)	1698	Cu, Pb, Ag, Au,
Radhausberg	1810	Au, Py, Pb, Zn, Cu, As, Co
Rastötzental	1847	Talk, Asbest
Reitalm (Salzleckscharte)	1871	Cu, Pb, Py
Rieding	1904	Py, Cu
Schwarzwand	2088	Py, Cu
Tauscher Böden (Tauernbach)	2376	W
Wassegg	2583	Cu, Py, Mk, Ni
Wasserfallscharte	2584	Py, Cu, Ag, Au,

156 Muhr

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Altenbergkar	31	Ag
Altenbergtal	32	W
Birgeck (Birkeck)	159	Py, Fe, Au, W
Brandleiten, Pramleiten	186	Au
Ebene Lanisch (Öden Lanisch)	324	Au, As
Fell	429	Py, Lim
Fuchsalm (Tweng)	481	Mn
Fuchsfarm	483	Py, Mk
Gfererkar	543	As, Py
Gfrererkar	544	Au
Goslitzbach (Liesertal)	577	Au?, W
Göllalm	687	Cu, Fe
Jägerhalt	948	Au, W
Jägerspitze	949	Cu, Fe
Kareck	975	Cu, Au

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Kölnbreintal	1167	Au
Lanisch – Seekar	1206	Au
Lasörn	1221	Py, Mk, Pb, Zn, Cu, Fe
Lieser-Ursprung	1264	Lim, Cu
Lieserkar	1265	Cu
Maradlwand	2774	Au, Zn, Pb, Cu, Ag
Mitterbergalm, Perschitz	1403	W
Oberdorf bei Rennweg	2775	Au, W, Pb, Cu
Oberdorf – Angern	1553	Cu, Ag
Oblitzen	1590	W
Pölla	1781	Py, As, Lim
Rotgülden	1943	As, Au, Bi, Pb, Zn
Schellgaden	2022	Au, Pb, Zn, W, Cu
Schellgaden	2838	Au, Pb, Zn, W, Cu
Schurfspitze	2069	Au, As, Pb, Zn
Schusteralpe	2070	Cu, Fe
Silbereck	2143	As, Au, Ag, Cu, Fe, Py
Sprinzgasse	2184	Au, Ag
Tafern (Zederhaustal)	2356	Talk, Talkschiefer
Waschgang	2582	As
Weißeck – Riedingsee	2781	Ft, Fahl
Zederhaus	2723	Cu, Mk, Mt
Zanaischg („Knappenstube“)	2715	Au, W, Cu
Zanaischg („Ramsbach“)	2776	Pb, Cu, Au

157 Tamsweg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Laußnitz (Ebenwaldhöhe) bei Rennweg	2860	Braunk. (Glanzbk.)
Lessach (Lungau)	1255	Talk
Lessachtal	1256	Braunk.
Peitler	1647	Asbest, Talk
Schellgaden	2023	Talk, Talkschiefer
Speiereck im Lungau	2177	Quz
St. Michael i. Lungau	2224	Quz
St. Michael i. Lungau	2225	Talk
Tamsweg (Lehmgraben)	2365	Braunk. (Glanzbk.)
Tamsweg (St.Andrä)	2367	Braunk. (Glanzbk.)
Tamsweg (Wilting)	2368	Braunk. (Glanzbk.)
Tweng	2455	Talk
Tweng – Moserkopf	2456	U
Twenger Almkogel	2828	U
Tweng – Purnalm	2829	U

158 Stadl

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Federweißschartl	411	Talkschiefer
Glasgraben (Predlitztal)	556	Fe
Gstoder (Seetal)	669	W
Hansennock, Hansenalm, Paalgraben	736	Py, Fe
Krakaudorf	1110	Cu, Py
Mitterberg	1398	Fe
Ranten – Schloßweide	1838	Farberden
Ramingstein-N (Altenberg)	1825	Pb, Zn, Au
Ramingstein-S (Dürrnrainwald)	1826	Pb, Zn, Ag
Ramingstein – Tschellerbach	1827	W
Stadl (Schadingerwald)	2239	Fe
Tamsweg (Sauerfeld)	2366	Braunk. (Glanzbk.)

159 Murau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Baierdorf	123	Pb, Zn, Cu, Mk, Py
Greith b. St. Georgen ob Murau	605	Fe?
Kalkberg	953	Raseneisenerz
Lorenzengraben	1299	Hm
Murau	1446	Pb
Peterdorf	1659	Pb
Rinegg (Krautl)	1912	Asbest
Sankt Lambrecht	1992	Ton
Schöder – Rinegg	2099	Braunk.
St. Blasen	2196	As, Pb, Zn
St. Blasen – Karchau	2197	As, Pb, Zn
St. Peter – Kammersberg (Niklberg)	2230	Py, Cu
Triebendorf	2434	Fe, Cu

160 Neumarkt i. Steiermark

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bachleralm	116	Hm, Mt, Lim
Baierdorf – Neumarkt	125	Pb, Zn, Py
Einöd – Friesach (Dürrnstein)	361	Fe, Mn
Frauenlacke	461	Hm (Eisenglimmer)
Geierkogel	534	Fe, Pb, Zn
Greith	604	Fe
Judendorf	943	Braunk.
Kulm	1144	Braunk.
Lind bei Scheifling (St. Maria i.d. Wüste)	1272	Py, Lim
Mohndorfer Leiten (Mühlen)	1420	Fe
Mühldorf – Neumarkt (Gragger)	1456	Mt, Hm (Ocker)
Nußdorf	1535	Hm, Py
Perchau	1653	Hm
Pöllau – Neumarkt (Fuchsenbrand)	1783	Mt, Hm
Scheiben – Nußdorf	2017	Fe, Hm
Schloßhube, St. Georgengraben	2049	W
Seetaler Alpe (Wenzelkogel)	2125	Hm
Thalheim – Ranninger Kogel	2389	As, Py
Teufenbach	2384	Mk, Cu, Py
Zeutschach, Graslupp, Geierberg	2734	Pb, Zn

161 Knittelfeld

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Feeberg	412	Braunk.
Flatschach (Rev. Adlitz)	449	Cu, Au, Py, As,
Flatschach (Rev. Brunngraben)	450	Cu, Au, Py, As,
Flatschach (Rev. Weißenbach)	451	Cu, Au, Py, As,
Fohnsdorf	454	Braunk. (Glanzbk.)
Holzbrücke	870	As, Sb
Kathal	984	Fe, Hm
Lavantegg (Taxwirt)	1232	Braunk.
Obdachegg	1543	Hm, As, Py
Obdach	1542	Braunk.
Reiflingergraben (Obdach)	1867	Fe, Hm
Tremmelberg (Knittelfeld)	2431	Talk
Tremmelberg (Knittelfeld)	2804	Au

162 Köflach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Apfelberg	65	Ton, Lehm
Blümelhans	175	Glimmer
Edelschrott	332	Fe
Edelschrott – WH Lustiger Bauer	334	Be, U (Uraninit)
Edelschrott – Umgebung	335	Qug, Glimmer
Feistritzgraben	421	As, Au, Py
Färberbach	492	Fe
Flantscher	444	Glimmer(Mu)
Freigösnitzbach	462	Py
Fuchsbach	482	Py
Graden (Rupfer – Arz-Stollen)	581	Hm, Py
Gößnitzbach – Sonneisner	704	U (Uranglimmer)
Grambichler	592	Glimmer(Mu)
Graden – Randlwagner	582	U (Uranglimmer)
Grünmüller	656	Mt, Py, Cu, Zn

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hansbauer	734	Fe
Hirschegg	809	U (Uranglimmer)
Hirschegg – Moasterboden	810	W
Hirschegg – Peteralmbach	811	W
Hirschegg – Winkl	812	Fe
Hohlzenzenbach	864	U (Uranglimmer)
Kleinfeistritz – Weißkirchen	1034	Leukophyllit
Kleinlobming	1037	Talk, Leukophyllit
Kohlbach bei Salla	1080	Fe, Hm
Kothgraben („Samer“)	1988	As, Cu, Py, Co, W
Landschach	1193	Braunk.
Landschach – Lonegger	1194	Py, Mk
Laudonkogel	1224	U (Uranglimmer)
Maria Lankowitz (Franziskanerkogel)	1318	Lim
Maria Lankowitz	1344	Braunk.
Maria Lankowitz	1345	U (Uranglimmer)
Oswaldgraben	1609	Mk
Oswaldgraben – Kienbachgraben	1610	Py
Perschengraben	1658	Au, Ag
Peterriegel – Schneeberg	1660	Fe, Py, Lim
Peterriegel	2800	W
Pichling	1683	Braunk.
Salla – Hirscheggeralm – Pack	1984	Fe, Hm
Schleifermühle	2042	U (Uranglimmer)
Speikkogel	2799	W
Spengerwirt	2178	U (Uranglimmer)
Stubalpe	2334	Fd, Be, U
Tötz	2460	Mk
Trattner	2428	Glimmer(Mu)
Zigöllerkogel (Köflach)	2736	Fe, Mn, Lim

163 Voitsberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arnstein – Voitsberg	71	Mt
Arzwaldgraben	85	Pb, Zn
Bärnbach	254	Ton
Bürgerwald Tregistsattel I	241	Bentonit
Bürgerwald Tregistsattel II	242	Bentonit
Bürgerwald Tregistsattel III	243	Bentonit
Bürgerwald Tregistsattel IV	244	Bentonit
Geistthal	535	Ölschiefer, Steink. (Gask., Flammk.)
Großstübing	638	Py
Großstübing – Silberberg	639	Pb, Zn
Guggenbach	671	Pb, Zn
Heiligen Wasser	758	Gra
Kowald – Voitsberg	1104	Fe
Köflach – Blümelmühle,	1162	Fd, Be
Köflach-Voitsberger Revier Kreuzberg	1163	Braunk.
Königgraben	1168	Py, Zn, Fe
Kremser Schloßberg	1115	Cu
Ligist	1266	Hm
Ligist – Dietenberg	1267	Fd, Be, U
Oberdorf Tagbau Ost	1552	Braunk., Ton (Lehm)
Rabenstein	1800	Pb, Zn
Raßberg	1851	Bentonit
Raßberg	1852	Braunk.
Rein	1868	Braunk.
Schablschmied	2002	U (Uranglimmer)
St. Oswald (Plankenwart)	2228	Braunk.
Stiwoll	2299	Braunk.
Stiwoll	2298	Hm
Stiwoll – Raudner	2300	Pb, Zn
Tallackkogel	2363	Hg

164 Graz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzberg	76	Pb, Zn, Baryt
Badlgraben (Repolusthöhle)	122	Phosphorit
Buchkogel	230	Lim
Deutschfeistritz	274	Pb, Zn
Eggenberg	347	Braunk.
Gratkorn (Freßnitzviertel)	596	Ton
Gratkorn (Kirchenviertel)	597	Ton
Haslau	750	Farberden
Hohenrain	856	Farberden
Kaltenberg – Burgstall	962	Pb, Zn
Kleinsemmering	1042	Braunk.
Kumberg	1148	Braunk.
Mantscha	1338	Braunk.
Lurgrotte	1310	Phosphorit
Marxenkogel	1349	Hg
Niederschöckel	1521	Braunk.
Niederschöckel (Weinitzen, Höf)	1522	Ton
Neustift bei Graz	1512	Mt, Hm
Pailgraben	1620	Qus
Paulurl	1637	Mt
Peggau	1641	Kalkstein
Peggau – Hinterberg	1642	Pb, Zn
Peggau – Taschen	1643	Pb, Zn
Peggauer Wandhöhle	1644	Phosphorit
Platte bei Graz	1703	Mt
Rannach bei Graz	1836	Cu
Schöckelbartl	2098	Li (Spodumen)
St. Radegund	2232	Li (Spodumen), Be
St. Radegund (Rabnitzberg)	2233	Li (Spodumen)
Stallhofener Bucht	2248	Braunk.
Straßgang	2317	Braunk.
Thal bei Graz	2385	Farberde
Waldhof	2562	Farberden
Wenisbuch – Maria Trost	2628	Braunk.
Zösenberg	2764	Lim, Raseneisenerz

165 Weiz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Büchl, Busenthal	239	Braunk.
Göttelsberg – Radmannsdorf b. Weiz	700	Braunk.
Hausberg (Stubenberg)	755	W
Herberstein	778	Py
Hohenberg bei Gleisdorf	854	Bentonit
Krottendorf – Preding	1125	Ton
Landschakogel	1195	Lim
Lebing	1233	Mk
Ludersdorf	1303	Erdgas
Naas	1477	Kalkstein
Naas (Weiz)	1478	Braunk.
Oberdorf b. Weiz (Thannhausen)	1555	Braunk.
Puch b. Weiz (Schrankenhofen)	1768	Braunk.

166 Fürstenfeld

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Fürstenfeld	491	Ton, Lehm
Gfangen	542	Quk
Großhart	629	Quk
Ilz (Ilzberg, Rosenberg)	913	Braunk.
Ilz (Mutzenfeld, Ziegenberg)	914	Braunk.
Schweinzer Revier	2092	Braunk.
Untertiefenbach	2495	Quk
Untertiefenbach	2496	Quk
Untertiefenbach	2497	Quk

167 Güssing

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bachselten – St.Michael	117	Braunk.
Großpetersdorf	633	Ton
Großpetersdorf	634	Braunk.
Jabing	926	Ton
Poppendorfer Bergen	1726	Ton
Steinbach	2267	Ton

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

168 Eberau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Eberau – Höll-Deutschschützen	899	Braunk.
Kulm i. Bgld	1145	Ton
Punitz	1773	Ton

170 Galtür

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Zeblasjoch	2722	Gips

171 Nauders

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Mutzkopf, Mutzwiesen	1450	Cu, Py, Mk, As
Praiswand	1733	As
Sattelalpe (Rauchtalbach)	1994	Pb, Zn, Py, Mk, As, Cu
Stubnertal	2336	Cu
Tscheyjoch	2443	Pb, Zn, Cu, Py, Mk
Valrie-(Knappen-, Gamoar-)tal	2509	Zn, Pb, Mk, Py, Cu,

172 Weißkugel

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Arzkarkopf (Radurscheltal)	80	Cu, Py
Arzkopf (Nauderer Tscheytal)	81	Pb, Cu, Py,
Hochjoch (Platzertal)	832	Pb, Zn, Cu
Knappenkar (Saletztal)	1060	Zn, Cu, Pb, Py
Rauher Kopf	1848	As, Cu, Py, Mk
Serneskopf	2133	Mk, As, Cu, Py,
Sudleskopf (Kreuzjöchl)	2342	Pb, Py, Cu
Tösens (Platzer- u. Berglertal)	2459	Pb, Zn, Py, Fe
Versetz	2516	Pb, Mk, Cu

173 Sölden

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Heiligenkreuz	761	Pb, Py
Plangeross – Mandarfen (Pitztal)	1699	Mk, Cu, Py

175 Sterzing

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Wolfendorn	2682	Cyanit

177 St. Jakob i. Defereggen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Blindissee – Knappengruben	173	Cu, Py
Gösles-Wand (Gosler Wand)	694	Asbest, Talk
Jesach Alpe	936	Cu

178 Hopfgarten i. Defereggen

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Anras	63	Py, As, Cu, Pb
Berger Kogel	140	Asbest
Berger Kogel	141	Py, Cu
Glinzbach (Außervillgraten)	563	W, As
Grünalm (WSW Rudnig)	648	As, Mk, Cu, Pb, Zn
Gsaritzen Alm	662	Pb, Zn, Mk, Cu, Py
Heimfels	764	W
Hochrast – Gumriaul	840	W
Hopfgarten i. Osttirol	875	Mk, Cu, As
Mitteldorfer Bach	1396	Asbest
Mullitzbach, Stadler Alm	1443	Asbest
Panzendorf – Rain	1630	Py
Schober i. Virgental	2059	Mk
Sillianberger Alpe (Hochrast)	2152	Py, Cu, As
Steinkaasbach	2281	Py, Cu
Steinrast – Fronstadl	2282	W
Tafin Alpe	2358	W
Tessenberg – Thurnbach	2381	Py
Thurntaler	2402	Py, As, Mk
Tessenberger Alm	2382	W
Tögischbachtal – Knappengruben	2458	Cu, Py
Unterwalden – Tiefenbach	2499	Py
Villgraten	2530	Py, Cu, Mk
Walchecke	2550	W
Waldhof b. Döllach	2563	Mk

179 Lienz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Blößengraben (NW Hochstein)	176	Mk
Burg (Vergein) i. Drautal	233	Py, Cu, As, Hm
Burgfrieden	234	Cu, Py, As, Mk
Edenwald b. Lienz	337	W
Gamsgraben	516	Ölschiefer
Göriach, Schlaiten	691	Mk, Cu, Py
Grafendorfer Bach	586	As
Hochstein	842	As, Py
Leisach i. Drautal	1242	As
Michlbachtal	1384	As, Mk
Schloß Bruck (Lienz)	2044	Mk
Schloßberg – Lienz (Moosalm)	2047	Mk, W
Schloßberg – Taxer Gassl	2048	Mk, Py, Cu
Staniska/Kalsertal	2253	Cu
Thurn – Thaler	2400	As, Mk
Tratte bei Ainet	2425	As, Mk

180 Winklern

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bärnbach (Lamnitztal)	255	Mk, Zn, Pb
Edengang	336	Sb
Fundkofel	484	As, Au
Gomig	574	Sb, As
Großfragant	627	Py, Cu, Mk
Gurskerkammer	681	Sb
Judenbrücke (Mölltal)	942	Talk
Knappenstube – Strieden	1066	Py, Mk, Zn, Cu, Pb, Au, As
Lobetschtal	1286	Mk?
Michelsberger Plötschen	1383	Mk, Cu
Michlbachtal (Rabon)	1385	Au, Ag
Nikolsdorf – Mariengrube	1528	Sb, As
Nörsach – Johannisgrube	1538	Sb, As
Pirkach – Hochstadel	1693	Pb, Zn
Politzberg	1720	Mk, Pb, Zn, Cu
Rabant	1796	Sb, As
Steinwand – Alm (Wöllabach)	2286	W
Waschgang	2581	Au
Wöllatratten	2709	Li (Spodumen)

181 Obervellach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Assamalm (Niedermülleralm)	100	Ag, Au;Pb, Sn(Py)
Bärenkogel	250	Mk, Py, Ag, Pb, Cu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Breitleiten	199	Ag, Pb, (Py)
Dechant	270	Ag, Pb, Mk
Draßnitz	305	Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, W
Emberg im Gnoppitztal	377	Mk
Feldsee (Staller Wölla)	428	Mk, Lim
Goldgrubenscharte – Wollgruben	569	Py, Au, Ag, As
Grakofel	589	Ag, Au, Pb, Zn
Grakofel	2841	Ag, Au, Pb, Zn
Hochtristen – Seekopf	845	Mk
Kienbergkar	1005	Fe(Ankerit), Mk
Ladelnig	1182	Ag, Pb, Zn, As
Lengholz	1246	Au, As, Mk
Litzldorf	1283	Talk
Penker Eisenalm	1652	Mk, Py, Cu
Pirkeben	1694	Sb
Plattach	1702	Ag, Pb
Pragen	1732	Pb, Ag, Mk
Preisdorferwald (Kolbnitz)	1750	Pb, Ag
Radlbergalm	1811	Sb
Raggabach (Raggatal)	1818	Fe, Mt, Hm, Py
Riekengraben (Kolbnitz)	1909	Talk, Asbest
Staller Wölla	2245	Mk, Py
Stallhofen – Obervellach	2247	Mk
Zandlach (Oberkolbnitz)	2716	Talk
Zauchen bei Lengholz (Ranzen)	2720	Fe, Hm
Zwenberg	2754	Talk, Asbest

182 Spittal a.d. Drau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dornbach	299	Au?
Edling – Spittal	341	Li (Spodumen)
Hahnenkofel (S Millstatt)	2856	Qug, Fd, Ph
Guginock (Lindner Alm)	672	Sb
Lessnig	1258	Sb
Millionenloch	1388	Au, Ag, Py, Cu, Pb
Mühldorfer Graben	1457	Talk
Radelgraben – Gmünd	1809	Talk
Radlgraben (Klausengrube)	1812	Py, Cu, Pb, Au, Ag
Silberloch	2146	Py, Pb
Siflitz	2803	Au, As
Spittal a.d. Drau (Lippnik)	2180	Qug, Fd
Weißwände (Siflitz)	2622	Sb
Wolfsberg (Spittal a.d. Drau)	2686	Qug, Fd

183 Radenthein

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bocksattel (Erlacher Bock)	178	Hm, Ba
Erlacher Bock (Zunderwand)	387	Pb, Zn, Cu
Erlacher Hütte	2858	Mt
Feldner Alm („Peitlernock, Peitleralm“)	2859	Pb, Zn, Fe
Innerkrems – Altenberg	919	Fe
Innerkrems – Knappenhaus (Grünleitennock)	920	Fe, Mt, Py
Kaning – Scharte	2857	Pb, Zn, Fe, (Ft)
Klamberg	1020	Gra
Kothalm	1101	Fahl, Cu
Kothalm (Stangsattel)	1102	Fe, Mg
Lammersdorfer Alpe	1191	Talk
Laufenberg	1225	Mt
Mallnock	1333	W
Mattehanshöhe	1354	Fe, Mt, Py
Millstätter Alpe (Radenthein)	1389	Mg, Talk
St. Oswald	2227	Mg, Fe
Stangalpe	2252	Mg
Werchzirmalpe (Stangalpe)	2630	Anthrazit
Zödl (Kaninggraben)	2762	Fe

184 Ebene Reichenau

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Flattnitz – Bockbühel	446	Pb, Zn
Flattnitz – Johanniswand	447	Pb, Zn
Flattnitz – Modringeralpe	448	Pb, Zn
Rohrergraben (Turrach E)	1930	Py, Lim
Rottrasten I	1947	Hg
Rottrasten II	2868	Hä
Saureggeralpe	2000	Fe
Schafalm (Turrach)	2003	Fe, Cu
Steinbachalpe (Turrach W)	2271	Fe, Py, Pb
Sumperalpe	2349	Fe, Lim
Turrach	2449	Anthrazit
Turrach (Hohes Kohr)	2450	Hg
Wildanger, Türschenalpe	2655	Lim, Py

185 Straßburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Draschelbach	303	Lim
Kraßnitz	1113	Pb, Zn
Mödringberg	1470	Lim
Sonntagberg	2172	Mt, Hm
Vellach – Metnitz	2512	Zn, Pb, Ba
Vellachgraben	2514	Mt, Py
Zweinitz	2753	Pb, Zn

186 St. Veit a.d. Glan

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bichlbauer (Pirkerkogel)	157	Fe
Eberstein	328	Dolomit
Hirt (Gulitzen, Grießerhof)	820	Talk
Hüttenberg – Blintenhof	888	Fe
Hüttenberg – Knappenberg	889	Li (Spodumen)
Hüttenberg – Knappenberg – Gossen	890	Fe
Klein St.Paul	1027	Pb, Zn
Kraig (Herzelewand)	1108	Pb, Zn, Cu
Kulmberg (St. Veit / Glan)	1146	Pb, Zn
Kullmitzen	1142	Fe, Lim
Kullmitzen (Dobersberg)	1143	Fe, Lim
Launsdorf	1230	Dolomit
Meiselding	1371	Pb, Zn
Moosbauer	1431	Fe
Moschitz	1439	Fe, Lim
Obersemlach	1581	Fe, Mn
Olsa bei Friesach	1602	Fe, Lim
Plankogel bei Hüttenberg	1701	Fe
Pölling	1786	Kalkstein
Silberegg	2144	Ton
Sonnberg – Guttaring	2171	Braunk.
Sittenberg – Dobranberg	2157	Braunk.
St. Kosmas	2208	Pb, Zn
St. Martin am Silberberg	2216	Fe, Lim, Hm
St. Mauritzi bei Grafendorf	2221	Fe
St. Salvator (Mettnitztal)	2192	Fe, Lim
Waitschach – Rattein	2549	Fe
Wietersdorf (Mergelbruch)	2651	Kalkmergel
Wietersdorf – Dobranberg	2652	Kalkstein
Wildbachgraben	2656	Fe
Windischberg	2668	Dolomit
Zosen	2749	Fe, Lim

187 Bad. St. Leonhard

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Buchbauer – Bischofseck	225	As, Au, Ag
Gaisegg – Buchbauer	506	As

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hohenwart	859	Fe
Kliening	1050	As, Au, Ag
Lölling – Graben (Erzberg)	1316	Fe
Lölling – Mosinzgraben	1317	Fe
Loben bei St. Leonhard	1284	Fe
Mischlinggraben – Staubmannbaue	1390	Au, Ag
Nestelbauerkeusche	1496	Au
Schulterkogel	2798	W
Sommerau	2164	Au, Ag
St. Leonhard	2209	Au, Ag
St. Leonhard – Wölfnitz – Pölling – Pustritz	2210	Glimmer, Fd
St. Michael i.L., Rotes Bachl	2223	Py
Stelzing – Lölling	2846	As
Wiesenau (Oberes Lavanttal)	2646	Braunk.
Witra (Happegrube)	2678	Glimmer

188 Wolfsberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Dachberg	260	Ton
Edelschrott	333	Qug
Eduardbau, Gotthardbau	343	Hm
Eitweg	371	Braunk.
Feistritzgraben („Schneeberg“)	420	Fe, Cu
Friesachgraben, Krakaberg	2874	W
Herzogberg (Modriach)	782	Qug, Fd, Glimmer
Kaltstuben	964	Fe, Lim
Kleinbrunner	1032	Glimmer
Klementkogel	1049	Li (Spodumen), Be, U
Korspeik, Kaltenwinkelgraben	1100	Talk
Loben – Erzberg	1285	Fe, Hm, Sb
Modriach (Hofbauer – Veitl)	1418	Qug, Glimmer
Modriach – Gratzbauer	1419	Qug, Glimmer
Pack	1617	Hm, Fe
Pack	1618	U (Uranglimmer)
Packerwinkel	1619	Be
Pfeiferstocker, Brandgraben	2877	W
Preitenegg (Tilzgrube)	1751	Glimmer
Rieding bei Wolfsberg	1905	Talk
Riedlpeter	1906	Qug
Schloßgraben	2873	W
Schönixbaue	2106	Hm
St. Johann – Weißenbachgraben	2204	Ag, Pb, As
St. Stefan, Wolkersdorf, Andersdorf	1415	Braunk.
Stampf	2250	U (Uranglimmer)
Steinergraben	2279	Talk
Waldenstein an der Pack	2558	Hm
Weinebene (Brandrücken)	2593	Li (Spodumen)
Weißwassergraben	2878	W
Weißenbachgraben, Klocker	2618	Au, Mk
Wölch bei St. Gertraud	2708	Fe, Hm

189 Deutschlandsberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Assing	102	Glimmer
Deutschlandsberg	276	Au
Dorfstatt	298	Fd
Freiland bei Deutschlandsberg	463	Li (Spodumen)
Mitterspiel	1413	Kalkstein
Moserweber	1440	Qug
Neuberg – Hoferberg	1500	Braunk. (Glanzbk.)
Oberer Herzogberg (Ebenlecker)	1559	Qug, Fd
Oberwald bei Ligist	1586	Qug
Preisberg – Stainz	1749	Braunk.
Rutzendorf	1962	Bentonit
Schwanberg – Pauritsch	2074	Fd
Stainz	2243	Bentonit
Trahütten	2422	Glimmer

190 Leibnitz

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brudersegg	210	Hm
Brudersegg	211	Bentonit
Dillach – Mellach	287	Braunk.
Gleinstätten	561	Ton
Größing	661	Bentonit
Hautzendorf	757	Ton
Mollitschberg (Sausal)	1423	Bentonit
Premstätten Bahnhof	1752	Ton, Lehm
Steinriegel (Heimschuh)	2283	Hm
Steinriegel (Kitzeck)	2284	Hm
Unterpremstätten	2485	Ton
Weissenegg	2602	Kalkstein
Wundschuh	2701	Ton, Lehm
Zauchengraben bei Fresing	2721	Hm

191 Kirchbach i. Steiermark

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Oberstorcha, Unterstorcha, Reith	2311	Braunk.
Paldau – Wagenhoferberg	1624	Braunk.
Trössengraben	2441	Ton, Lehm

192 Feldbach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Fehring – Burgfeld	413	Ton (Illitton)
Fehring – Mataschenfeld	414	Ton (Illitton)
Gniebing	566	Braunk.
Gossendorf	579	Bentonit, Traß
Hirsdorf – Reitting	819	Braunk.
Hohenbrugg	855	Braunk.
Schiefer	2028	Braunk.
St. Anna am Aigen	2193	Ton
Weinberg	2591	Braunk.

193 Jennersdorf

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Hartbergen, Gillersdorf	745	Braunk.
Henndorf	776	Braunk.
Neubrenten, Edelsgraben	1501	Braunk.

195 Sillian

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Abfaltersbach “Hugo I“	1	Sb, Fe, Cu, Ag
Abfaltersbach („Am Brand“)	2	Fahl, Pb, Cu, Py, Mk, Sb
Heisinger Wald	765	Py
Rabland	1806	As

196 Obertilliach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Obertilliach – Ochsengarten	1585	Gips, Mg
Obertilliach	1584	Sb, W, Py, Cu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

197 Kötschach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Glattschach (Dellach) a.d. Drau	560	Hg
Gurina	680	Cu, Py
Jauken	932	Pb, Zn
Judengras	945	Pb, Zn, Cu, Ft
Kolm bei Dellach	1093	Zn, Pb
Laas b. Kötschach	1178	Gips, Mg
Marchgraben	2869	Py, Zn
Monsellerberg	1425	Fe
Plöckenwiese	1719	Hm, Eisenoolith
Scheinitzen (Irschen)	2021	Pb, Zn
Sittmoos	2797	Hm, Eisenoolith
St. Daniel	2198	Gips, Mg
St. Jakob i.L. (Podlanig)	2202	Braunk.
Stein b. Dellach	2262	As, Sb
Valentin Alm	2508	Hm, Eisenoolith
Würmlacher Alm	2707	Hm, Eisenoolith

198 Weißbriach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bleiwände – Steinfeld – Nockerberg	172	Pb, Zn
Gössering-Graben	695	Pb, Zn
Jeniggraben	935	Py, Mk
Kameritsch	968	Fe
Kirchbachgraben	1009	Pb, Zn, Cu
Kronalm – Naßfeld	1123	Anthrazit
Leiflingerberg	1239	Fe
Nappitsch-Graben (Weißbriach)	1483	Pb, Zn
Paludniggraben (St. Lorenzen i. Gitschtal)	1628	Fe, Cu, Mo, Zn
Räderzeche	1963	As, Au
Reißkofel – Sattelnock	1879	Pb, Zn
St. Lorenzen	2211	Pb, Zn
St. Lorenzen i. Gitschtal	2212	Fe, Cu, Mo, Zn
Straninger Alm	2314	Anthrazit
Tomritsch	2416	Anthrazit
Wulzentratten	2700	As, Au

199 Hermagor

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Bucheben – Tiebelgraben	228	Hm
Buchholzgraben (Stockenboi)	229	Hg
Förolach	495	Pb, Zn
Graslitzen	595	Pb, Zn
Hermagor – Guggenberg	779	Py, Lim
Kak (Kok)	2789	Pb, Zn
Kerschdorf	1002	Hg
Khünburg	1004	Pb, Zn
Kienleiten	1006	Pb, Zn
Köstendorfer-Alm	1172	Pb, Zn
Kreuth ob Möschach	1116	Fe?
Latschach	1222	As
Marchtratten	1340	Pb, Zn
Matschiedl – Tratten	1353	Cu, Ni, Co, Pb, Fe
Mellweg	1373	Fe?
Mitschig	1395	Fe?
Mitterberg	1399	Pb, Zn, Baryt
Nieselach bei St. Stefan a.d. Gail	1526	Braunk.
Paternioner-Alm	1635	Pb, Zn
Poludnig	1723	Mn
Radnig	1817	Pb, Zn
Spitznöckel (Bleiriese)	2182	Pb
Spitzegel, Vellacher Egel	2181	Pb, Zn
Tscheckelnock – Matschiedlalm	2442	Pb, Zn
Windische Höhe	2669	Pb, Zn
Woschak-Graben	2698	Ölschiefer

200 Arnoldstein

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aichach	14	Pb, Zn
Bleiberg (Revier Franz-Josef) Gänge	168	Pb, Zn
Bleiberg (Revier Stefanie) Gänge	169	Pb, Zn
Bleiberg-Kreuth (Rudolfschacht) Gänge	171	Pb, Zn
Bleiberg (Revier Franz-Josef) Lager	2805	Pb, Zn
Bleiberg (Revier Stefanie) Lager	2806	Pb, Zn
Bleiberg-Kreuth (Antonischacht) Lager	2807	Pb, Zn
Bleiberg-Kreuth (Rudolfschacht) Lager	2808	Pb, Zn
Bleiberg-Kreuth (Antonischacht) Breccien	2816	Pb, Zn
Bleiberg-Kreuth (Rudolfschacht) Breccien	2817	Pb, Zn
Bleiberg Revier Mittewald-Heiligengeist	2848	Pb, Zn
Burg (Pöllaner Höhe)	2791	Pb, Zn
Eben bei Kreuzen	2863	Braunk.
Erlachgraben	388	Ölschiefer
Feistritz a.d. Gail	419	Braunk.
Gummern	675	Kalkstein (-marmor)
Kellerberg	993	Kalkstein
Kellerberg	994	Pb
Koflachgraben (Koflergraben)	2862	Braunk.
Krastal	1112	Kalkstein (-marmor)
Laas (Fresachberg)	1176	Qug, Fd
Laas – Ferndorf	1177	Qug, Fd
Pridou	2792	Cu, Pb, Zn, Fahl
Rabenwand	1803	Qug, Fd
Rabenwand (St. Jakob)	1804	Qug, Fd
Rubland	1958	Pb, Zn
Stadelbach bei Kellerberg	2790	Pb, Zn
Thörl-Maglern	2404	Baryt
Tragin	2844	Au, Mt
Trageil-Rotenturm	2419	Mg
Villacher Alpe, Hafnerbachgr.	2524	Gips, Mg
Villacher Alpe, Kranzwand	2525	Gips, Mg
Villacher Alpe, Nötsch	2526	Gips, Mg
Villacher Alpe, Ottmarhütte	2527	Gips, Mg
Villacher Alpe, Politza	2528	Gips, Mg
Villacher Alpe, Rote Wand	2529	Gips, Mg
Weißenstein	2619	Kalkstein (-marmor)
Wertschacher Alm	2635	Pb, Zn
Wollanig	2695	Ton
Wullibühel (Gummern)	2699	Mt

201 Villach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Alt Finkenstein (Latschach – Arza)	2787	Cu, Pb, Zn, Fahl
Gerlitzen Alpe	537	Talk
Kleiner Mittagskogel	2788	Cu, Pb, Zn, Fahl
Neu-Finkenstein	2785	Cu, Pb, Zn, Fahl, Fe
Neu-Finkenstein (Grabanz)	2786	Cu, Pb, Zn, Fahl, Fe
Neu-Finkenstein (Mallestig)	1497	Cu, Pb, Zn, Fahl
Rosegg (Oberwasserkanal)	1937	Py
Rosegg (Oberwasserkanal)	2861	Braunk.
Rudnik	1959	Pb, Zn
Rosegg (Tierpark)	1936	Fahl
St. Martin (W Rosegg)	2215	Baryt, Cu, Qug
Umberg	2464	Pb, Zn

202 Klagenfurt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Faning bei Ponfeld	405	Pb, Zn
Kreuzbergl (Klagenfurt)	2794	Pb, Zn, Cu
Moosburg	1433	Pb, Zn
Penken – Turiawald (Keutschach)	1650	Braunk., Ton

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Penken – Turiawald (Keutschach)	1649	Braunk., Ton
Plescherken	1707	Pb, Fe
Plescherken-Hafner See	1708	Fe
Pitzelstätten	2793	Pb, Zn, Cu
Pörtschach	1788	Pb, Py
Roda bei Schiefling	1921	Pb, Zn, Fe
Sittich	2158	Ton
Tentschach	2380	Pb, Zn

203 Maria Saal

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Brückl	222	Sb
Grafenstein	587	Ton
Grafensteiner Alm	588	Pb, Zn
Hochobir	838	Pb, Zn
Klein St.Veit	1028	Cu
Mairist	1327	Baryt
Obere Schäfleralm (Oberschäffleralm)	2839	Pb, Zn
Seealpe	2112	Pb, Zn
Setzhube	2134	Pb, Zn
Stein a.d. Drau	2263	Braunk.
Thon	2397	Raseneisenerz
Untere Schäfleralm (Unterschäffleralm)	2840	Pb, Zn
Zauchen	2718	Pb, Zn
Zinnobergraben	2741	Hg

204 Völkermarkt

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Attendorf – Kraiger – Wandelitzen	106	Pb, Zn, Cu
Eis	2822	Gips
Haimburg	2867	Pb, Zn, Ag, Fahl
Lobnig	1287	Braunk. (Glanzbk.)
Oberloibach	1570	Braunk.
Petzen	1664	Pb, Zn
Petzen – Kniepsattel	1665	Pb, Zn
Petzen – N	1666	Pb, Zn
Petzen – Siebenhütten	1667	Pb, Zn
Ruden	2845	Cu, Ag, Hg, Fahl
Schönweg Granitztal	2111	Ton
Schönweg Granitztal	2847	Braunk.
St. Philippen – Sonnegg	2231	Braunk.
St. Stefan – Wandelitzen II	2234	Fe, Mn
Volina	2535	Pb, Zn

205 St. Paul i. Lavanttal

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Andersdorf	54	Braunk.
Ettendorf	398	Braunk.
Gradischkogel	583	Qug, Fd
Heiligenstadt – Kurtnigkogel	762	Mt, Hm
Lamprechtsberg (Ettendorf)	1192	Mk, Cu
Rainzerbach	2876	W
Raggelbach	2875	W
Schwabegg bei Bleiburg	2071	Fahl, Cu, Fe
Soboth	2160	Qug

206 Eibiswald

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Aug – Schönegg	110	Braunk. (Glanzbk.)
Gasselsdorf 1	528	Ton
Gasselsdorf 2	529	Ton
Hörmsdorf – Eibiswalder Revier	904	Braunk. (Glanzbk.)
Lieschen(-graben)	1263	Hm, Farberden
Pitschgauegg	1695	Braunk. (Glanzbk.)
St. Anna ob Schwanberg	2194	Qug
St. Ulrich	2235	Braunk. (Glanzbk.)
Stammeregg – Bachholz	2249	Braunk. (Glanzbk.)
Tombach	2415	Braunk. (Glanzbk.)
Vordersdorfer – Wernersdorfer R.	2538	Braunk. (Glanzbk.)
Wieser Revier	2648	Braunk. (Glanzbk.)

207 Arnfels

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Burgstallkogel – Grillberg	238	Hm
Grillberg – Mantrach – Burgstallkogel	615	Hm
Labitschberg (Gamlitz)	1179	Braunk.
Mattelsberg bei Großklein	1355	Hm

208 Mureck

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Helfbrunn-N	773	Ton
Pichla	1681	Ton
Seibersdorf	2130	Ton

209 Radkersburg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Drauchen	304	Ton
Goritz	575	Ton
Pölten	1787	Ton
Pridahof	1758	Ton
Unterpurkla	2486	Ton

211 Windisch Bleiberg

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Gipssattel (W Bärental)	2865	Gips
Windisch – Bleiberg	2667	Pb, Zn

212 Vellach

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Fladung, Obiralm	443	Pb, Zn
Hribernikhütte, Peruschhütte	882	Pb, Zn
Kuhberg	1141	Pb, Zn
Kurniksattel	1150	Pb, Zn
Malealm	1329	Pb, Ft
Obojnik-(Oboinig-)graben	1591	Cu
Vellacher Kotschna	2513	Hg

213 Eisenkappel

Lagerstätte	Nr.	Rohstoff
Eisenkappel (Lobniggraben)	1288	Hg
Koprein	1098	Zn, Pb, Cu
Remschenigg (Jerawitza)	1880	Zn, Pb
St. Lorenzen	2211	Pb, Zn
Straninger Alm	2314	Anthrazit
Tomritsch	2416	Anthrazit
Wulzentratten	2700	As, Au

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abkürzungen

Ag	Silber	Glanzbk.	Glanzbraunkohle	PGE	Platingruppenelemente
As	Arsen	Gra	Graphit	Pt	Platin
Au	Gold	Gur	Kieselgur	Py	Pyrit
Be	Beryllium	Hg	Quecksilber	Qug	Gangquarz
Braunk.	Braunkohle	Hm	Hämatit, Eisenglimmer	Quk	Quarzkies
Co	Kobalt	Kao	Kaolin	Qus	Quarzsand
Cr	Chrom	Li	Lithium (Spodumen)	Sb	Antimon
Cu	Kupfer	Lim	Limonit	Steink.	Steinkohle
Fahl	Fahlerze i.A.	Mg	Magnesit	Sn	Zinn
Farb	Farberden	Mk	Pyrrhotin	Ti	Titan
Fd	Feldspat	Mn	Mangan	U	Uran
Fe	Siderit	Mo	Molybdänit	Ver	Vermiculit
Fe(dol)	Eisendolomit	Mt	Magnetit	W	Wolfram
Flammk.	Flammkohle	Ni	Nickel	Zementm.	Zementmergel
Ft	Fluorit	Öl	Erdöl	Zn	Zink
Gask	Gaskohle	Pb	Blei		

Bemerkung

In der o.a. Liste werden lediglich die abgekürzten Rohstoffbezeichnungen erläutert. Die komplette Liste der Rohstoffe ist aus der Legende der Metallogenetischen Karte zu entnehmen.

In der Spalte „Rohstoff“ wird jeweils der Hauptrohstoff angeführt. Weitere, allfällig nutzbare Nebengemengteile in den Rohstoffen der bezeichneten Vorkommen sind nur in Ausnahmefällen vermerkt. Disbezüglich wird auf die entsprechenden Kapitel im Handbuch verwiesen.