Nassauischer Verein
für Naturkunde

Sonderband 1, Wiesbaden 1998

Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge

Wir bedanken uns bei allen Spendern, die durch ihre Unterstützung unseren Band ermöglicht haben:

Schaefer Kalk, Diez

Stephan Schmidt KG, Dornburg-Langendernbach

RWK Kalk AG, Wuppertal

Dyckerhoff Zement AG, Wiesbaden-Amöneburg

Herhof-Umwelttechnik, Solms

Heimatkundliche Arbeitsgemeinschaft Lahnau

Mitglieder aus dem Studienkreis Petrographie

Fa. Herbert Mathes & Söhne, Braunfels-Tiefenbach

Volksbank Wetzlar-Weilburg eG, Weilburg

Taunus-Quarzit-Werke GmbH & Co. KG, Heuchelheim

Bezirkssparkasse Dillenburg, Dillenburg

Steiner GmbH, Siegen-Eiserfeld

Herr Reinhard Schneider, Wetzlar

Brauerei Bärenbräu, Herborn

Nassauischer Verein
für Naturkunde

Sonderband 1, Wiesbaden 1998

Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge

Tagungsband zur VFMG-Sommertagung 1998
in
Herborn (Lahn-Dill-Kreis)

Herausgeber: THOMAS KIRNBAUER
unter Mitarbeit von: JENS SCHNEIDER (Tagungsleitung)

Schriftleitung: SUSANNE PETRA SCHWENZER

Jb. Nass. Ver. Naturkd. So.-Bd. 1 328 S., 77 Abb., 12 Tab., 8 Farbtaf. Wiesbaden 1998

Titelbild:

Pyritisierte Schnecken der Gattung *Bithynia* (Bestimmung: Prof. REINHOLD HUCKRIEDE, Marburg), die von einem Galenitkristall umwachsen werden. Das Fundstück stammt aus der unterkretazischen Karsthöhlenfüllung von Nehden bei Brilon (Sauerland) und belegt ein Wachstum des Galenits während der Unterkreide oder in noch jüngerer Zeit. Zur Fundgeschichte dieses außergewöhnlichen Stückes siehe Lapis, **7** (3): 34; München 1982. Bildbreite: ca. 20 mm. Aufnahme: VOLKER BETZ, Taunusstein.

© Nassauischer Verein für Naturkunde, Wiesbaden 1998
ISSN 0368-1254
ISBN 3-00-003218-5

Für den sachlichen Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Herausgabe und Vertrieb:
Nassauischer Verein für Naturkunde
Rheinstraße 10, 65185 Wiesbaden

Satz und Gestaltung: Lieselotte Kuntze, Text- und Bildbearbeitung, Wiesbaden
Druck: Druckerei Manfred Hofmann, Im Hohlgarten 16, 61381 Friedrichsdorf

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne
Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Inhalt

Vorwort 5
Grußwort des Landrats 8
Einführende Hinweise (T. KIRNBAUER & S. P. SCHWENZER) 9

1 Geologie 15
1.1 Geotektonischer Überblick (W. FRANKE) 15
1.2 Taunus (H.-J. ANDERLE) 28
1.3 Lahn- und Dillmulde (H. FLICK, H.-J. LIPPERT, H.-D. NESBOR & H. REQUADT) 33
1.4 Hörre (P. BENDER) 62
1.5 Gießener Grauwacke (W. DÖRR) 66
1.6 Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges (H. HEGGEMANN) . 71
1.7 Siegener Antiklinorium (M. THÜNKER) 78

2 Hydrothermale Mineralisationen 84
2.1 Überblick (T. KIRNBAUER, J. SCHNEIDER & S. P. SCHWENZER) 84
2.2 Präorogene Mineralisationen 97
2.2.1 Submarin-hydrothermale Mineralisationen in Sedimenten (T. KIRNBAUER & J. SCHNEIDER) 97
2.2.2 Barytgänge (T. KIRNBAUER) 105
2.2.3 Sideritgänge (C. M. BRAUNS & J. SCHNEIDER) 111
2.2.4 Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ (H.-J. LIPPERT & H. FLICK) 121
2.2.5 Eisenkiesel des Unterkarbons (U. F. HEIN) 129
2.2.6 Stratiforme Manganerze (R. SCHAEFFER) 131
2.3 Syn- bis spätorogene Mineralisationen 136
2.3.1 Buntmetallerzgänge (T. WAGNER, J. JOCHUM & J. SCHNEIDER) 136
2.3.2 Synorogene Mineralisationen (T. KIRNBAUER) 146
2.3.3 Alpinotype Zerrklüfte (T. KIRNBAUER) 150
2.3.4 Fluoritparagenese in Metarhyolithen (T. KIRNBAUER, U. F. HEIN, P. SCHÖNIG & S. P. SCHWENZER) 156
2.3.5 Antimonparagenesen (T. WAGNER) 165
2.3.6 Eisenglanzphase (Rejuvenationsphase) (T. WAGNER) 170
2.4 Postorogene Mineralisationen 176
2.4.1 Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge (T. KIRNBAUER) 176
2.4.2 Buntmetallerz- und Barytmineralisationen (J. SCHNEIDER) 184
2.4.3 Schichtgebundene Bunt- und Edelmetallmineralisationen (J. SCHNEIDER) 189
2.4.4 Goldvorkommen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (B. JÄGER) 193

2.4.5 Metasomatische Dolomitisierungen in „Massenkalken" (T. KIRNBAUER) 200
2.4.6 Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" und Eisenerze des Typs „Hunsrückerze" (T. KIRNBAUER) 209
2.4.7 Phosphorit (T. KIRNBAUER) 216
2.4.8 Jungtertiäre und rezente Mineralisationen (T. KIRNBAUER) 226

3 Historische Themen und Museen 237
3.1 Zur Gewinnung und Verwendung des Lahnmarmors (A. BECKER & T. KIRNBAUER) 237
3.2 Die Mineraliensammlung des Erzherzogs STEPHAN auf Schloß Schaumburg (R. SCHEID) 245
3.3 Die Kubacher Kristallhöhle (K.-H. SCHRÖDER) 252
3.4 Das Bergbau- und Stadtmuseum Weilburg (P. WIENAND) 253
3.5 Das wirtschaftsgeschichtliche Museum Dillenburg (S. P. SCHWENZER) 255
3.6 Das Emser Bergbaumuseum (F. GIRMANN) 256
3.7 Das Heimat- und Bergbaumuseum Esterau in Holzappel (R. SCHEID) 258
3.8 Das Mineralogische Museum der Philipps-Universität Marburg (K. U. SCHÜRMANN) 260
3.9 Die mineralogischen und geologischen Sammlungen des Museums Wiesbaden (T. KIRNBAUER) 262
3.10 Die Mineraliensammlungen im Naturhistorischen Museum Mainz (S. P. SCHWENZER & W. HOFMEISTER) 265

4 Exkursionen 267
4.1 Dillmulde I (U. F. HEIN, U. SPAMER, J. HARTMANN & J. SCHNEIDER) 268
4.2 Dillmulde II (P. BENDER & A. KRANKL) 271
4.3 Lahnmulde I (J. SCHNEIDER, K.-M. GRAEF, D. SCHÜTZ & F. GAREIS) 277
4.4 Lahnmulde II (P. DJALEK) 282
4.5 Lahnmulde III (H. FLICK, T. KIRNBAUER & K.-W. WENNDORF) 284
4.6 Siegerland (F. PFEIFFER & E. KLEIST) 288
4.7 Untere Lahn (V. HILLER, R. SCHEID, F. GIRMANN & J. ROSENBAUM) 290
4.8 Herborn (H. BECKER) 292

5 Farbtafeln 294

6 Schriftenverzeichnis 296

7 Adressen der Autoren 328

Vorwort

Das östliche Rheinische Schiefergebirge ist als Fundort hervorragend kristallisierter Mineralstufen bekannt. Zu ihnen zählen so unterschiedliche Bildungen wie die berühmten Tetraedrite von Horhausen/Westerwald, hervorragend auskristallisierte Galenite von Heftrich/Taunus oder aus dem Siegerland, zentnerschwere, braune und grüne Pyromorphitstufen aus dem Emser und Braubacher Revier, Goldstufen von Korbach, Phosphate von der Grube „Rotläufchen" bei Waldgirmes, Bergkristallstufen alpiner Qualität aus dem Mittelrheingebiet (Wellmich, Werlau) und von Ramsbeck, Quarzstufen (Kappenquarze) von Usingen, Inesitkristalle von Dillenburg, Rhodochrositkristalle von der Grube „Wolf" im Siegerland, Brauner Glaskopf aus dem Siegerland und Schwarzer Glaskopf von Gießen. Verschiedene Minerale und Mineralvarietäten wurden erstmals aus diesem Gebiet beschrieben, so Siegenit, Ullmannit, „Müsenit", Goethit, Ramsbeckit, Strengit, „Eleonorit", „Staffelit", Sericit und Inesit.

Die Mehrzahl der Mineral- und Erzstufen wurde gefunden, als im rechtsrheinischen Schiefergebirge in zahlreichen Gruben Eisen-, Mangan-, Silber-, Blei-, Kupfer-, Zink-, Nickel- und Kobalterze, aber auch Gold gewonnen wurden. Vor allem der Bergbau auf Blei-Zink-Erze, Eisenerze und Eisenmanganerze war in der Vergangenheit von großer Bedeutung. Mit einer Ausnahme, der Barytgrube „Dreislar" bei Medebach im Sauerland, sind heute alle Untertagebaue stillgelegt, so daß Neufunde, beispielsweise Bleiglanz-, Dolomit- und Calcitkristalle aus „Massenkalken" und Barytrosen von Rockenberg/Wetterau, aus Steinbrüchen und Sandgruben stammen. Auch in den Halden der ehemaligen Gruben können immer wieder interessante Funde gelingen.

Viele hundert Wissenschaftler, darunter Mineralogen, Geologen, Lagerstättenkundler, Kristallographen und Bergingenieure, in der letzten Zeit auch zunehmend Mineralienliebhaber, haben sich in den vergangenen 200 Jahren mit den Mineralen und Lagerstätten des rechtsrheinischen Schiefergebirges beschäftigt und ihre Beobachtungen und Erkenntnisse in Tausenden von Veröffentlichungen niedergelegt. Während der aktiven Zeit des Bergbaus standen angewandte Fragestellungen natürlich häufig im Vordergrund, da es z.B. galt, für das Aufsuchen neuer Lagerstätten auf moderne geologische Kartierungsergebnisse zurückgreifen zu können oder die möglichen Gesetzmäßigkeiten einer Vererzung zu erkennen. So ist die Tatsache, daß heute für große Teile des rechtsrheinischen Schiefergebirges geologische Karten im Maßstab 1:25000 vorliegen, weitgehend eine Auswirkung dieser wirtschaftlichen Interessen, die der Forschung kräftige Impulse verliehen haben. Mit der fast vollständigen Einstellung des Bergbaus in den 60er und 70er Jahren dieses Jahrhunderts entfiel die ökonomische Grundlage, die es bis dahin Angestellten von Bergbaufirmen und -konzernen sowie Mitgliedern verschiedener Landes- und Bundesbehörden (Bergämter, geologische Lan-

desämter etc.) ermöglicht hatte, lagerstättenkundlich zu forschen. Die in den Folgejahren betriebene Forschung ging nunmehr hauptsächlich von Angehörigen verschiedener Universitätsinstitute aus, wobei sich die Fragestellungen, bedingt durch das neue, globale Konzept tektonischer Vorgänge (Plattentektonik) und neue Techniken (so die Untersuchung von winzigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kristallen), verstärkt den Prozessen der Lagerstättenbildung (Mobilisierung, Transport und Absatz von Stoffen), den physikalischen und chemischen Bedingungen (Temperaturen, Drücke, Salzgehalte der Lösungen) und der Alterseinstufung dieser Prozesse zuwandte. Im Rahmen eines Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden auch für Lagerstätten des Rheinischen Schiefergebirges neue Modelle entwickelt (FRIEDRICH & JOCHUM 1993).

Die modernen Forschungsergebnisse liegen in zahlreichen Einzelpublikationen, darunter nicht veröffentlichte Diplom- und Doktorarbeiten, vor und wurden in den letzten Jahren zunehmend in englischsprachigen Tagungsbänden und Zeitschriftenreihen veröffentlicht, so daß eine zusammenfassende und leicht zugängliche Darstellung der bislang gewonnenen Erkenntnisse aussteht. Der vorliegende Band kann diese Lücke zwar nicht schließen, möchte aber versuchen, diese zu verkleinern.

Der Sonderband „Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge" entstand aufgrund einer Bitte der VFMG an den Nassauischen Verein für Naturkunde, die VFMG-Sommertagung 1998 in Herborn zu unterstützen. Er wendet sich deshalb in erster Linie an den interessierten Laien, sollte jedoch auch für Geologen und Mineralogen, die eine Zusammenfassung der Geologie und Mineralogie des rechtsrheinischen Schiefergebirges suchen, von Interesse sein. Im Verlauf der Arbeiten ergab es sich erfreulicherweise, daß in die meisten Beiträge neue Forschungsergebnisse eingeflossen sind, so daß die Benutzung von Fachtermini unumgänglich wurde und die populärwissenschaftliche Darstellung darunter leiden mußte. Uns ist bewußt, daß sich an dieser Stelle die Kluft zwischen dem allgemein verständlichen Text und dem für den Wissenschaftler geschriebenen Bericht deutlich auftut. Wir hoffen auf das Verständnis von beiden Seiten!

Ganz herzlich danken wir folgenden Personen, Firmen und Institutionen:
Dieser Band wäre nie zustande gekommen ohne die vielfältige Unterstützung, die uns von verschiedenen Seiten zuteil wurde. Ganz besonders bedanken wir uns bei den Sponsoren für die finanzielle Unterstützung, die den vorliegenden Umfang des Bandes überhaupt erst ermöglicht hat. Allen Autoren danken wir für die angenehme und effektive Zusammenarbeit und dafür, daß sie jederzeit Verständnis für unsere Wünsche – auch bei der für uns alle knappen Zeit – aufgebracht haben. Die exzellenten Farbaufnahmen verdanken wir Volker Betz (Taunusstein), der uns das Titelbild zur Verfügung stellte, sowie Detlef Dederscheck (Bad Homburg),

cand. geol. Bernd Herrmann (Justus-Liebig-Universität Gießen, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung), Frank Höhle (Wuppertal), Dr. Herbert Kirnbauer (Friedrichsdorf), Dr. Jens Kulick (†) und Prof. Dr. Hans-Joachim Lippert (Wiesbaden).

Der schwierigen und zeitraubenden Arbeit des Korrekturlesens unterzogen sich dankenswerter Weise: Hans-Jürgen Anderle (Wiesbaden-Naurod), Detlef Dederscheck (Bad Homburg), Prof. Dr. Heiner Flick (Marktoberdorf), Dr. Heiner Heggemann (Wiesbaden), Dr. Ulrich F. Hein (Göttingen), Antje Müller (Niedernhausen), Dr. Heinz-Dieter Nesbor (Wiesbaden), Dr. Gerda Schirrmeister (TU Berlin), Dr. Brigitte Schwenzer (Arzbach) und Dr. Albert-Karl Theuerjahr (Mainz).

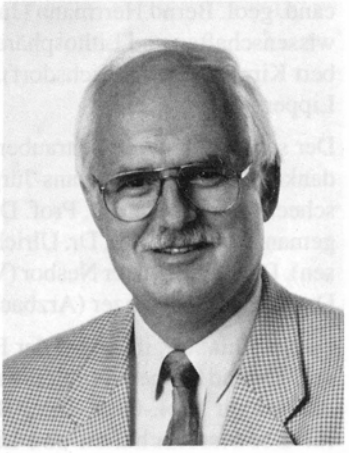
Darüber hinaus gibt es bei der Fertigstellung einer solchen Arbeit immer wieder größere und kleinere Probleme zu lösen. Für ihre Unterstützung in solchen Fällen danken wir Dipl.-Geol. Peter Bauer (Justus-Liebig-Universität Gießen, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung), Prof. Dr. Heiner Flick (Marktoberdorf), Hans Frommann (Eltville), Dr. Ulrich F. Hein (Göttingen), Landrat Dr. Karl Ihmels (Wetzlar), Günter Kuntze (Wiesbaden), Rudolf Scheid (Holzappel), Dr. Gerda Schirrmeister (TU Berlin), cand. geod. Elke Barbara Schwenzer (Karlsruhe), Thomas Theisen (Kelberg-Köttelbach), Dipl.-Min. Thomas Wagner (Universität Würzburg) und Mitarbeitern und Studenten des geowissenschaftlichen Instituts der Universität Mainz.

Zahlreichen Mitgliedern des Nassauischen Vereins für Naturkunde verdanken wir vielfältige logistische Hilfe sowie tatkräftige Unterstützung, ohne die dieser Band undenkbar wäre.

Für Betretungs- und Sammelerlaubnisse im Rahmen der Exkursionen bedanken wir uns bei den betroffenen Forstverwaltungen, Privatpersonen und Betrieben der Steine- und Erden-Industrie, Herrn Dipl.-Geol. Thomas Keller, Abt. Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege im Landesamt für Denkmalpflege Hessen (Wiesbaden) und Herrn Dr. Michael Wuttke, Ref. Erdgeschichtliche Denkmalpflege im Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz (Mainz). Die Führer der Exkursion Lahnmulde III bedanken sich bei Herrn Trieb (Schotterwerk Isselbach GmbH, Görgeshausen) und bei der RWK Kalk AG (Wuppertal-Dornap).

Thomas Kirnbauer Jens Schneider Susanne Petra Schwenzer

Herzlich willkommen im Lahn-Dill-Kreis



Im Zeichen wachsender Mobilität sind wir mehr denn je unterwegs, sei es mit dem Auto, mit der Bahn oder mit dem Flugzeug, sei es berufsbedingt oder in der Freizeit. Dies ist ein wesentliches Merkmal unserer Zeit. Zugleich erleben wir ein deutlich verstärktes Interesse an den Belangen unserer Heimat. Dies manifestiert sich in zahlreichen Chroniken, die sich nicht auf Geschichte im engeren Sinne beschränken. Dahinter steckt vermutlich das Gefühl, daß nur derjenige die Chancen und Optionen der wachsenden Mobilität ohne Schaden für sich selbst nutzen kann, der sich seiner eigenen Verwurzelung in der Region bewußt ist.

So ist es nicht verwunderlich, daß auch das Interesse speziell an der Erdkruste des eigenen Lebensumfeldes zunimmt. In diesem Sinne zählt auch die Bezirksgruppe Herborn/Dill der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie e.V. zu den erfolgversprechenden Neugründungen. Die junge Bezirksgruppe hat es quasi aus dem Stand übernommen, die Sommertagung 1998 auf der Bundesebene zu organisieren. Dies verdient allerhöchsten Respekt vor dem Wissen, der Tatkraft und dem Engagement dieser jungen Vereinigung.

Gern habe ich zum Ausdruck meiner Unterstützung die Schirmherrschaft übernommen. Nach meiner Kenntnis der Vorarbeit besteht kein Zweifel, daß der Tagung – vor allem auch durch die Unterstützung zahlreicher regionaler Gruppierungen – ein großer Erfolg beschieden sein wird. Das belegt ein Blick in das Tagungs- und vor allem das Exkursionsprogramm.

Ich wünsche dem Veranstalter und allen Teilnehmern viel Freude und natürlich eine erfolgreiche Tagung.

Dr. Karl Ihmels
Landrat

Einführende Hinweise für die Abschnitte 1 (Geologie) und 2 (Hydrothermale Mineralisationen)

(THOMAS KIRNBAUER & SUSANNE PETRA SCHWENZER)

Dieses einführende Kapitel ist als Hilfe für diejenigen gedacht, die nicht täglich mit geowissenschaftlicher Fachliteratur umgehen. Dazu sollen einige der zum Verständnis der Beiträge wichtigsten Begriffe definiert und Hinweise auf Literatur gegeben werden, durch deren Studium es jedem Interessierten möglich sein sollte, die Beiträge zu verstehen. Die Literaturangaben, die in deutscher Sprache eine leicht verständliche Einführung in das Thema geben, werden deshalb in dieser Einführung durch ein Symbol (☞) gekennzeichnet.

Hilfestellung zum Verständnis von Abschnitt 1 gibt ein Glossar in Kapitel 1.3, das für den gesamten Geologieabschnitt von Nutzen ist. Außerdem kann zur Erklärung von Begriffen das Geologische Wörterbuch (☞ MURAWSKI 1992) verwendet werden. Reich bebilderte Bestimmungsbücher zur Mineralogie und Petrographie schrieben ☞ MEDENBACH & SUSSIECK-FORNEFELD (1996) und ☞ MARESCH & MEDENBACH (1996). Weiterführende Textbücher sind in großer Zahl auf dem Markt. Die hier angegebene Auswahl ist sicher nicht repräsentativ, hat sich aber in der Lehre verschiedener Universitäten bewährt: **Allgemeine Einführungen** bieten ☞ BRINKMANN (Teil 1: Allgemeine Geologie und Teil 2: Historische Geologie, 1990), ☞ PRESS & SIEVER (Allgemeine Geologie, 1995) und ☞ STANLEY (Historische Geologie, 1994), zur **Tektonik** gibt es Einführungen von ☞ FLICK et al. (1988) und ☞ KRAUSSE et al. (1987), ein Lehrbuch von ☞ EISBACHER (1991), eine kurze Darstellung der **Petrographie magmatischer und metamorpher Gesteine** mit Beispielen auch aus Deutschland findet sich bei ☞ WIMMENAUER (1985), eine „**kurzgefaßte Sedimentologie**" stammt von ☞ REINECK (1990), ausführliche Lehrbücher sind von ☞ TUCKER (1985) und ☞ FÜCHTBAUER (1988) erhältlich. Monographien, die keine speziellen, geowissenschaftlichen Vorkenntnisse voraussetzen, sind in der Reihe „Verständliche Forschung", unter anderen mit den Themen ☞ „Ozeane und Kontinente" und ☞ „Vulkanismus", im Verlag „Spektrum der Wissenschaft" erschienen.

Abschnitt 2 dieses Bandes beschäftigt sich mit hydrothermalen Mineralisationen. Das Wort **hydrothermal** – abgeleitet von den griechischen Begriffen **γδος** (Wasser) und **θεϱμός** (warm) – geht vermutlich auf ROBERT BUNSEN, Ehrenmitglied des Nassauischen Vereins für Naturkunde, zurück und bezeichnet zunächst nicht mehr als eine „warme Lösung", also ein natürliches und mit Elementfracht beladenes, warmes Wasser. Die Charakterisierung als „warm" ist selbstverständlich subjektiv. Für Hydrogeologen ist ein austretendes Wasser „thermal", wenn es eine Temperatur von über 20 °C besitzt. Lagerstättenkundler betrachten Mineralbildungen als hydrothermal, die im wesentlichen unterhalb der kritischen Temperatur des Wassers (374 °C) bis unterhalb des Siedepunktes (100 °C) von natürlichen, wäßrigen Lösungen ausgeschieden werden (☞ MATTHES 1993, BARNES 1997). Es kommen jedoch auch höher temperierte – im wesentlichen im Zusammenhang mit Magmatismus – und niedriger temperierte Fluide vor. Im folgenden wird der

Begriff „hydrothermal" für einen Temperaturbereich benutzt, der das gesamte Spektrum der fluiden H_2O-Phase umfaßt.

In der modernen Lagerstättenkunde bezeichnet man sowohl den Prozeß einer natürlichen Mineralbildung als auch das dabei entstandene Produkt bzw. die Produkte als **Mineralisation**. (Eine völlig andere Bedeutung, nämlich den Gehalt an gelösten Salzen eines natürlichen Wassers, besitzt der Begriff in der Hydrogeologie). Eine hydrothermale Mineralisation bezeichnet im vorliegenden Band die Bildung von Mineralen oder auch Mineralien – beide Begriffe werden synonym gebraucht – aus mit Ionen beladenen, wäßrigen Lösungen oder überkritischen Phasen, die auch **Fluide** (lat.: fluidus = flüssig, fließend) genannt werden, bei meist erhöhter Temperatur, jedoch ohne genetische Interpretationen vorauszusetzen.

Die Elementfracht der hydrothermalen Lösungen kann in verschiedenen Formen vorliegen. Leicht lösliche Elemente (z.B. Natrium) liegen häufig in ionarer Form vor, schwerer lösliche Elemente (z.B. Gold) müssen durch unterstützende Prozesse in Lösung gebracht und gehalten werden. Zum einen unterstützt das Vorhandensein verschiedener Ionen in einer Lösung die Löslichkeit anderer Ionen, zum anderen können Ionen durch Komplexe transportiert werden. In der Natur häufig sind Komplexe mit dem Chloridanion, mit Schwefelwasserstoff und dem Wassermolekül selbst.

Die Wiederausscheidung dieser Ionen erfolgt, wenn das sensible physikalisch-chemische Gleichgewicht in der Lösung durch Temperatur- und Druckänderung sowie Änderungen der Zusammensetzung, u.a. durch Lösungsmischung oder Reaktionen, gestört wird. Dabei bilden sich entweder Kristalle (z.B. Quarz, Kap. 2.4.1) oder gelförmige Abscheidungen (z.B. Opal, Chalcedon, Kap. 2.4.8). Die komplizierten Vorgänge bei mineralisierenden Prozessen und die Eigenschaften hydrothermaler Lösungen werden bei ☞ EVANS (1993), GUILBERT & PARK (1986) und BARNES (1997) detailliert behandelt.

Einen wesentlichen Anteil an der Fällung von Buntmetallen als Sulfide dürften zwei Reaktionen besitzen, die als thermochemische Sulfatreaktion (TSR) und biologische Sulfatreaktion (BSR) bekannt sind. Als **TSR** wird eine bei Temperaturen über 100 °C ablaufende Reaktion bezeichnet, bei der das Sulfation in hydrothermalen Lösungen durch Kohlenwasserstoffe zu H_2S reduziert wird (Kap. 2.3.1). Bei Temperaturen unter 100 °C dominiert die **BSR**, bei der anaerobe Mikroorganismen Sulfat zu H_2S reduzieren (☞ NÖTH 1997). Die Beteiligung beider Reaktionen bei der Genese verschiedener Sulfidlagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge wird von NIELSEN (1985) diskutiert.

Da in Mitteleuropa verschiedene, früher wirtschaftlich bedeutende Lagerstätten in unmittelbarer geologischer Umgebung von Plutonen auftreten (z.B. Erzgebirge), wurde die Herkunft von hydrothermalen Lösungen in der Vergangenheit häufig auf magmatische Quellen zurückgeführt. Deshalb wurde auch in Gebieten, in denen oberflächennah keine Plutone bekannt sind, so auch im Rheinischen Schiefergebirge (z.B. PILGER 1953, M. RICHTER 1953), hydrothermale Mineralisationen mit tiefsitzenden und nicht sichtbaren Plutonen in Verbindung gebracht.

Heute ist durch neue Untersuchungsmöglichkeiten vielfach bekannt, daß die „nicht sichtbaren Plutone" tatsächlich nicht existieren. Dafür kennt man eine Reihe anderer lagerstättenbildender Prozesse, die in der Lage sind, die beobachteten Mineralisationen zu bilden. Auch die immer wieder vermuteten Zusammenhänge mit vulkanischen Erscheinungen können mit modernen Untersuchungsmethoden meist nicht bestätigt werden.

Mittlerweile ist die bedeutende Rolle, die nicht-magmatogene Fluide bei der Mineral- und Lagerstättenbildung besitzen, anerkannt. Dazu beigetragen haben intensive Untersuchungen solcher Fluide, die weltweit an zahlreichen Stellen beobachtet werden können. Wichtige Forschungsobjekte sind dabei die natürlichen Austrittsstellen der Fluide (Thermalquellen) und Geothermalfelder (z.B. EVANS 1997), aber auch Wässer, die in Tiefbohrungen, zumeist solchen der Erdölindustrie, angetroffen werden. Zahlreiche neue Erkenntnisse vermittelten Forschungsbohrungen, vor allem die über 12 km tiefe Kolabohrung der UdSSR (☞ KOSLOWSKI 1985), aber auch die im Rahmen des KTB-Programms angesetzte, über 9 km tiefe Bohrung bei Windischeschenbach in der Oberpfalz (☞ EMMERMANN 1996, FRITZ & LODEMANN 1990, FRITZ et al. 1991, TEICHMANN & BASU 1996). Durch diese Bohrung weiß man heute, daß salinare (salzhaltige) Wässer, mit bedeutenden Konzentrationen vor allem an Na, Ca, K und Cl, noch in über 10 km Tiefe in der Erdkruste auftreten können, wobei die Salinität der Lösungen diejenige von Meerwasser deutlich überschreiten kann. Fluide können also in unterschiedlichen Krustenstockwerken vorkommen und sind unter geeigneten Bedingungen mobil. An Stellen, an denen die Fluide nicht direkt beobachtet werden können, etwa an geologisch alten bzw. fossilen Mineralbildungen, die heute oberflächennah anstehen, muß der Geowissenschaftler auf die Untersuchung winziger Flüssigkeitseinschlüsse in Kristallen und indirekte Untersuchungsmöglichkeiten (s.u.) zurückgreifen.

Fluide können in der Erdkruste aus den durchflossenen Nebengesteinen die unterschiedlichsten Elemente herauslösen, diese ionar und z.T. in Komplexform transportieren und bei Veränderungen der physikalisch-chemischen Bedingungen als Minerale wieder ablagern. Dabei sind meist keine Voranreicherungen oder hohe Metallkonzentrationen in den Nebengesteinen erforderlich, um bei entsprechenden Bedingungen erz- oder mineralbildende Lösungen zu produzieren. In den Grundzügen geht dieses Modell auf die Anschauungen von FRIDOLIN SANDBERGER (1882/85), im letzten Jahrhundert Vorsitzender („Sekretär") des Nassauischen Vereins für Naturkunde, zurück, der die Abscheidung aus dem Nebengestein herausgelöster Stoffe durch Thermalwässer als **Lateralsekretion** bezeichnet hat. Die durch Fluide erzeugten Lösungsvorgänge sind inzwischen durch zahlreiche lagerstättenkundliche Untersuchungen belegt. Außerdem können an den Mineralen des betroffenen Nebengesteins entsprechende Veränderungen (z.B. Lösungsgrübchen an Quarzen in Gesteinen der KTB, PIELOW 1997) beobachtet werden. Moderne Bezeichnungen für diese Lösungs- und Ausscheidungsprozesse sind „Leachingprozesse", „Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen" und „Intraformationale Lagerstättenbildung" (FRIEDRICH & JOCHUM 1997).

Die Ausbildung der Mineralisation hängt zudem vom Gefüge und der Rheologie des jeweiligen Nebengesteins ab. So können hydrothermale Mineralbildungen z.B. als regelmäßige Gänge und Körper oder als unregelmäßig begrenzte Imprägnationen oder Verdrängungen in Gesteinen vorliegen.

Die **chemische Alteration** (Veränderung) eines durch Fluide veränderten Gesteins ist mit der Abfuhr, manchmal auch der Zufuhr und einer dadurch bedingten Verarmung oder Anreicherung von Elementen verbunden. Diese Stoffverschiebungen können im lokalen Maßstab in der Umgebung von Thermalquellen und salbandnah bei gangförmigen Mineralisationen quantitativ bestimmt werden. Ein bekanntes, spektakuläres Beispiel für die Veränderungen von Gesteinen ist die Überprägung der Basalte an den mittelozeanischen Rücken durch in die heißen basaltischen Gesteine eingedrungenes Meerwasser, die – aufgeheizt – an sog. Schwarzen Rauchern wieder austreten und dabei ihre Elementfracht in Form von Erzschlämmen wieder absetzen (☞ Ozeane und Kontinente 1983, ☞ PRESS & SIEVER 1995). Häufiger, aber weniger spektakulär, lassen sich die chemischen Veränderungen in diagenetisch veränderten und metamorphen Gesteinen im regionalen Maßstab studieren. Im Rheinischen Schiefergebirge gingen z.B. aus paläozoischen basaltischen Gesteinen – unter dem kleinräumigen Einfluß hydrothermaler Fluide – das sog. Weiße Gebirge (E.-G. SCHULZE 1966a) und – zurückgehend auf großräumige hydrothermale Alterationen, die als Spilitisierung bezeichnet werden – sog. Diabase sowie – bei zunehmendem Metamorphosegrad – sog. Grünschiefer hervor.

Durch den Transport der bei chemischen Reaktionen zwischen Fluid und Gestein freigesetzten Stoffe kann es selbst in geologisch kurzen Zeiträumen zu Stofftransporten erheblicher Dimensionen kommen. So fördern die Wiesbadener Thermalquellen täglich 16 bis 17 t gelöste Salze (MICHELS 1961) und allein im Sinter des Friedrich-Wilhelm-Brunnens in Bad Nauheim werden im Jahr ca. 1,7 t Zink, 1,6 t Blei und 0,9 t Arsen abgeschieden (Kap. 2.4.8).

Neben eher kleinräumigen Fluidbewegungen (so dürften die Wiesbadener Thermalwässer eine Aufstiegshöhe von ca. 2 bis 3 km besitzen) werden großräumige, horizontale Fluidtransporte über vermutlich mehrere hundert Kilometer Länge angenommen (TORGERSEN 1990), deren Bewegungen durch Druck- und Temperaturgradienten und damit letztlich häufig durch plattentektonische Vorgänge kontrolliert werden. Fluidsysteme, die sich unter dem Einfluß orogener, kompressiver (einengender) Verhältnisse bilden und entlang tektonisch vorgezeichneter Bahnen und Kanäle wandern (migrieren), werden als tektonisch kontrollierte Solen („**tectonic brines**") bezeichnet (z.B. BEHR et al. 1993, 1994).

Neben kontinuierlichen Fluidbewegungen kann es zu kurzfristigen (episodischen), diskontinuierlichen Bewegungen, etwa infolge eines Erdbebens, kommen. Schubweise werden dabei großvolumige Fluidmengen in neu entstandene Hohlräume (Fluidbahnen) „gepumpt"; der Vorgang ist im englischsprachigen Schrifttum als „**seismic pumping**" bzw. „**tectonic pumping**" bekannt (SIBSON et al. 1975, SIBSON 1987). Abscheidung von Mineralen und Zerbrechen von Gesteinen durch Fluidüberdruck stehen dabei in unmittelbarem Zusammenhang: Durch

den Absatz der Minerale werden die Wegsamkeiten, die den Fluiden im Gestein zur Verfügung stehen, verengt und unter Umständen geschlossen. Infolge dieser Versiegelung baut sich im Gestein ein erhöhter Fluiddruck auf. Übersteigt dieser die Gesteinsfestigkeit, kommt es zum plötzlichen Aufreißen der Gesteine und somit unter gegebenen Umständen zur Bildung **hydrothermaler Breccien** (SIBSON 1994, für die Wiesbadener Thermalquellen: ☞ KIRNBAUER 1997a, vgl. Taf. VIII, 2).

Die Migrationswege der Fluide werden von sedimentologischen und tektonischen Gegebenheiten bestimmt. In Sedimenten mit ausreichend großer Permeabilität können die Fluide in Porenhohlräumen wandern; in tektonisch vorgezeichneten Festgesteinen stellen groß- und kleinräumig dimensionierte Klufthohlräume entsprechende Fluidbahnen dar. Besonders gute Migrationswege für Fluide bieten verkarstete Karbonat- und Sulfatgesteine.

Die **Herkunft der Wässer** ist im einzelnen häufig nur schwer nachzuweisen. Die überwiegende Menge der Fluide dürfte auf meteorische Wässer zurückgehen, die sich aus Niederschlagswässern (vadose Wässer) und Grundwässern speisen, und – sofern sie lange genug im Untergrund verweilen – als fossile Grundwässer bzw. konnate Wässer bezeichnet werden. Im Zusammenhang mit aktiven Vulkanen und Plutonen sind magmatische Wässer von großer Bedeutung. In wahrscheinlich nicht unbedeutender Menge wird Wasser auch bei der prograden Metamorphose (durch Dehydrationsprozesse) freigesetzt. Hinzu kommen Fluide aus dem Erdmantel, die als „juvenil" bezeichnet werden (z.B. CO_2). Als mineralisierende Medien treten reine Endglieder selten auf, vielmehr kann z.B. eine Mischung heißer, metallbeladener Formationswässer mit Oberflächenwässern zur Ausfällung von Mineralen führen (Kap. 2.4.1). In Abhängigkeit vom Nebengestein und von der Herkunft werden diese Fluide als sedimentäre Solen bzw. Beckensolen (**sedimentary brines, basinal brines**) und als Wässer des kristallinen Grundgebirges (**basement brines**) bezeichnet.

Von großer Bedeutung für die fossile und rezente Lagerstättenbildung im marinen Milieu ist teils tief in die ozeanische Kruste eindringendes Meerwasser (s.o.), das sich hier aufheizt und verschiedene Elemente (z.B. Fe, Cu, Zn, Pb, Ca, Ba, Si) mobilisiert, die am Kontakt Ozeanboden–Meerwasser als Sulfiderze und Sulfosalze sowie z.B. Baryt, Anhydrit und Chalcedon wieder ausfallen (HERZIG & HANNINGTON 1995). Dabei können große, polymetallische Massivsulfidlagerstätten (Kap. 2.2.1) entstehen.

Welche **Methoden** stehen dem Mineralogen und Lagerstättenkundler zur Verfügung?

Die Untersuchung einer Mineralisation beginnt stets mit der detaillierten Geländeaufnahme (Erfassen von Form und Inhalt einer Mineralisation, Art und Lagerung des Nebengesteins sowie Aufnahme des tektonischen Inventars). Danach erfolgt die genaue mikroskopische Untersuchung der Proben. Dazu stehen je nach Art der Minerale die Durchlichtmikroskopie und die Auflichtmikroskopie (Erzmikroskopie) zur Verfügung. Hiermit können sowohl einzelne Mineralphasen identifiziert als auch deren relative Alterbeziehungen ermittelt werden. Informa-

tionen über die Geochemie erhält man durch verschiedene, unterschiedlich aufwendige Methoden, wie naßchemische Untersuchungen, Mikrosondenanalytik und Röntgenfluoreszenzuntersuchungen. Einzelne Mineralphasen können z.B. durch Röntgenbeugungsmethoden identifiziert werden. Die Methode der Kathodenlumineszenz ermöglicht das Erkennen von Wachtumsgrenzen, die bei der Durchlichtbetrachtung in Dünnschliffen nicht sichtbar sind (Taf. III, 1).

Eine viel genutzte Möglichkeit, Informationen über Salzgehalte (Salinitäten), Druck- und Temperaturverhältnisse einer hydrothermalen Lösung zur Zeit der Bildung eines Minerals – oder seiner letzten Überprägung – zu erhalten, bietet die Untersuchung von **Fluideinschlüssen**. Dazu wird ein dünnes Mineralplättchen hergestellt, unter einem Mikroskop aufgeheizt und abgekühlt, so daß die sich in den Flüssigkeitseinschlüssen bildenden Phasen beobachtet werden können. Anhand der Temperaturen der Phasenübergänge kann auf die Salinität der Lösung und entweder auf Druck oder Temperatur, wenn der jeweils andere Parameter aus anderen Untersuchungen bekannt ist, geschlossen werden. Die Kristallformen der sich bildenden festen Phasen können Rückschlüsse auf den Elementinhalt des Einschlusses geben.

Um genetische Fragestellungen zu klären, ist es notwendig, die Herkunft der mineralbildenden Elemente zu eruieren. Hierzu kennt man verschiedene Möglichkeiten: Einige Elemente, die in der Natur als Spurenelemente vorkommen, sind in verschiedenen geologischen Umgebungen in charakteristischen Verhältnissen vorhanden und können wie Fingerabdrücke zur Identifikation dieser Umgebungen genutzt werden. Zu ihnen zählen die Seltenerdelemente genauso wie Elemente, die in unterschiedlichen geologischen Milieus unterschiedliche isotopische Zusammensetzungen erwerben. Dabei macht man sich zunutze, daß sich die isotopische Zusammensetzung eines Elementes nicht durch den Transport der Lösung oder die Mineralbildung ändert.

Eine erst in den letzten Jahren entwickelte Technik ist die Spezifizierung der in sulfidischen Erzen und Gangarten eingeschlossenen Kohlenwasserstoffe, die Rückschlüsse auf den Fällungsmechanismus und damit auf die Genese zulassen (siehe Kap. 2.3.1).

Das **Bildungsalter** einer Mineralisation läßt sich zum einen indirekt, z.B. durch das Ermitteln der relativen Altersverhältnisse einer Mineralisation zu Nebengesteinen bekannten Alters (paläontologisch oder radiometrisch ermittelt), zu tektonischen Ereignissen, wie Ausbildung einer Schieferung o.ä., oder magmatischen Ereignissen, z.B. Durchschlagen eines Erzganges durch einen magmatischen Gang (BUSCHENDORF & WALTHER 1957), zum anderen direkt mittels radiometrischer Datierungen (☞ WENDT 1986, FAURE 1986) bestimmen.

1 Geologie

1.1 Geotektonischer Überblick (WOLFGANG FRANKE)

Das Rheinische Schiefergebirge und die Ardennen als seine linksrheinische Fortsetzung sind seit mehr als 150 Jahren Gegenstand geowissenschaftlicher Forschung. Grundlegende Arbeiten zur Biostratigraphie, Sedimentologie und Tektonik haben weltweite Beachtung gefunden.

Es ist seit langem akzeptiert, daß die devonischen Sandsteine und Riffkalksteine des Rheinischen Schiefergebirges Ablagerungen eines Schelfmeeres am Südrand des Old-Red-Kontinentes darstellen. Zu diesem Nordkontinent haben – neben dem Untergrund von Mittel- und Norddeutschland – auch Skandinavien und die russische Tafel (Baltica) sowie Nordamerika und Grönland (Laurentia) gehört. Südlich des Schelfes hat sich ein offen-mariner Raum angeschlossen. Schelf und tieferes Becken sind heute im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz aufgeschlossen und von KOSSMAT (1927) als „Rhenoherzynische Zone" bezeichnet worden. Noch weiter südlich hat im Oberdevon und Unterkarbon ein rasch aufsteigendes Hochgebiet existiert, das als „Mitteldeutsche Kristallinschwelle" in die Literatur eingegangen ist (BRINKMANN 1948). Es ist heute weitgehend anerkannt, daß die Kristallinschwelle einen aktiven Plattenrand gebildet hat, unter den der Boden des rhenohercynischen Meeresbeckens vom tiefen Oberdevon an nach Südosten subduziert worden ist.

Bereits im Unterkarbon war das Becken wieder weitgehend geschlossen. Anschließend wurden die rhenohercynischen Schelfsedimente vom aktiven Plattenrand der Kristallinschwelle wie von der Schaufel einer Raupe in Richtung Nordwesten zusammengeschoben und an die Kristallinschwelle angegliedert (akkretioniert). Im südlichen Rhenohercynikum begann dieser Vorgang im späten Unterkarbon (330 Mio Jahre) und hatte im Westfal (ca. 305 Mio Jahre, Zeitskala von GRADSTEIN & OGG 1996) das nordwestliche Rheinische Schiefergebirge erreicht (AHRENDT et al. 1983). Separate Pulse der tektonischen Entwicklung, etwa im Sinne einer „bretonischen", „sudetischen" oder „asturischen" Phase, sind nicht nachweisbar. Entsprechende, ältere Interpretationen beruhen auf lokalen Schichtlücken im Bereich submariner Schwellen. Die Relativbewegung zwischen Kristallinschwelle und Vorland war zunächst frontal und später von dextralen Seitenverschiebungen dominiert (DITTMAR et al. 1994, ONCKEN & WEBER 1995).

Tiefere Teile der rhenohercynischen Kruste sind nicht an die Kristallinschwelle akkretioniert, sondern nach Südosten in die Tiefe abgeführt und unter hohen Drücken und Temperaturen metamorph verändert worden. Sie treten heute z.T. in der Kristallinschwelle wieder zu Tage (ONCKEN 1997).

Südlich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle hat ein weiteres Meeresbecken gelegen, das den Hauptteil von KOSSMATS „Saxothuringischer Zone" einnimmt. Auch das saxothuringische Becken war im Devon und Unterkarbon im Südosten von einem aktiven Plattenrand begrenzt. Diese südöstliche Platte, ein Teil von KOSSMATS „Moldanubischer Region", wird heute meist als „Tepla-Barrandium" oder „Bohemikum" bezeichnet.

Es ergibt sich das Gesamtbild zweier parallel verlaufender Teilorogene mit nordwest-vergentem Faltungs- und Überschiebungsbau, die aus zwei getrennten Meeresbecken – dem rhenohercynischen und dem saxothuringischen – hervorgegangen sind (Abb. 1).

Diese Verhältnisse sind in groben Zügen schon recht lange bekannt. Zusammenfassende Darstellungen der geologischen Entwicklung der rhenohercynischen Zone finden sich bei FRANKE (1995) und ONCKEN & WEBER (1995), solche der saxothuringischen Zone bei FALK et al. (1995) und FRANKE et al. (1995a). Dort ist auch weiterführende Literatur genannt.

In den letzten Jahren haben es neue Methoden gestattet, die Grenzen der beteiligten Kontinentalplatten einigermaßen verläßlich nachzuzeichnen. Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Ardennen, Süd- und Mittelengland sowie östliche Teile von Nordamerika haben eine langgestreckte Platte gebildet, die man nach der Avalonhalbinsel von Neufundland als „Avalonia" bezeichnet. Der Untergrund der späteren Kristallinschwelle, das Saxothuringikum und das Tepla-Barrandium, gehören mit dem namengebenden Armorikanischen Massiv der Bretagne zu einer armorikanischen Inselgruppe. Der Südteil der Böhmischen Masse, Südschwarzwald und Südvogesen lagen vielleicht schon am Nordrand des Großkontinentes Gondwana (Südamerika + Afrika + Indien + Australien + Antarktis). Avalonia und Armorika haben vor der variscischen Gebirgsbildung bereits eine cadomische Orogenese erlebt, deren Typlokalität in der Bretagne liegt (lat. *cadomus* = Caen in der Normandie).

Die Wanderwege dieser Krustenplatten lassen sich heute in groben Zügen nachvollziehen (TAIT et al. 1997). Auch die Gesteinsdeformationen, die durch den Zusammenstoß dieser Platten verursacht worden sind, kann man heute genauer rekonstruieren. Daraus ergibt sich ein gegenüber früheren Auffassungen wesentlich mobilistischeres Bild der geologischen Entwicklung, das im folgenden skizziert werden soll.

Belege für einen Rhenohercynischen Ozean

Bereits SUESS (1914) und KOSSMAT (1927) haben festgestellt, daß die variscische Gebirgsbildung im Rhenohercynikum nicht nur Faltung und Schieferung verursacht, sondern auch großräumige Deckenüberschiebungen bewirkt hat. Diese Vorstellungen wurden in der Folgezeit – aus heute schwer verständlichen Gründen – unterdrückt, sind jedoch zunehmend rehabilitiert worden. Die am besten belegte Decke des Rhenohercynikums ist die Gießen-Südharz-Selke-Decke (Kap.

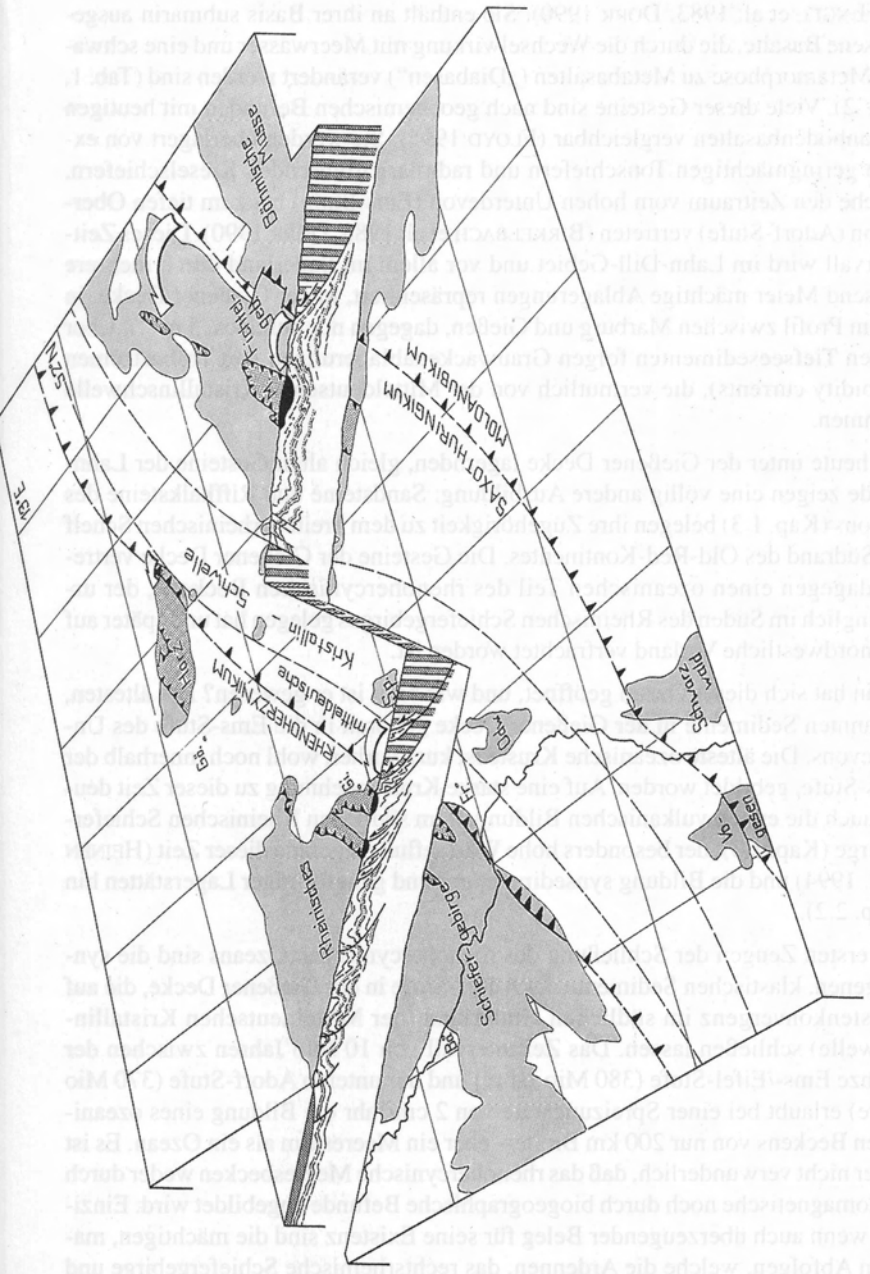


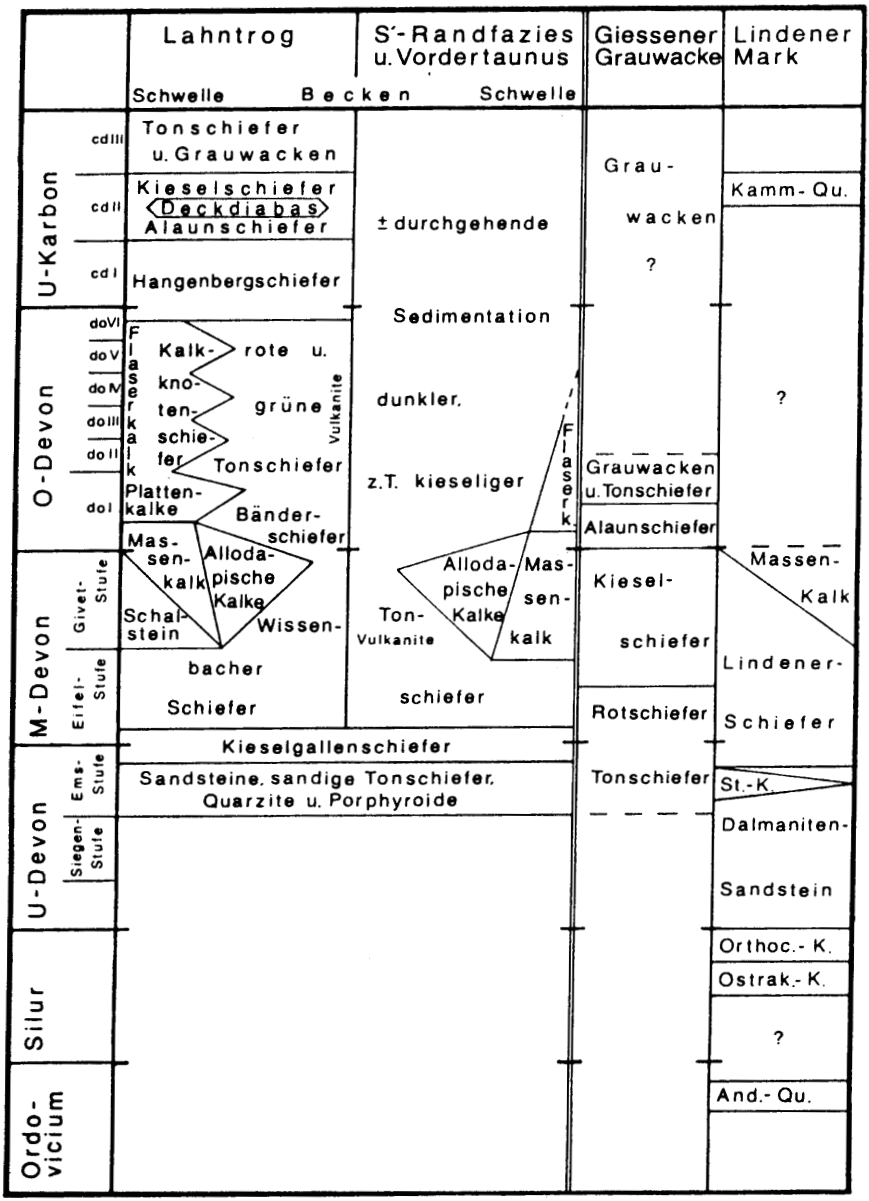
Abb. 1. Tektonisches Blockbild der rhenohercynischen und saxothuringischen Zonen des variscischen Orogens: ein „Tandem" nordwestvergenter Faltungs- und Überschiebungstektonik.

1.5, ENGEL et al. 1983, DÖRR 1990). Sie enthält an ihrer Basis submarin ausgeflossene Basalte, die durch die Wechselwirkung mit Meerwasser und eine schwache Metamorphose zu Metabasalten („Diabasen") verändert worden sind (Tab. 1, Abb. 2). Viele dieser Gesteine sind nach geochemischen Befunden mit heutigen Ozeanbodenbasalten vergleichbar (FLOYD 1995). Sie werden überlagert von extrem geringmächtigen Tonschiefern und radiolarienführenden Kieselschiefern, welche den Zeitraum vom hohen Unterdevon (Ems-Stufe) bis zum tiefen Oberdevon (Adorf-Stufe) vertreten (BIRKELBACH et al. 1988, DÖRR 1990). Dieses Zeitintervall wird im Lahn-Dill-Gebiet und vor allem im Sauerland durch mehrere Tausend Meter mächtige Ablagerungen repräsentiert, in der Gießener Decke, in einem Profil zwischen Marburg und Gießen, dagegen nur durch ca. 5 m (!). Über diesen Tiefseesedimenten folgen Grauwackenablagerungen von Trübeströmen (turbidity currents), die vermutlich von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle stammen.

Die heute unter der Gießener Decke lagernden, gleich alten Gesteine der Lahnmulde zeigen eine völlig andere Ausbildung: Sandsteine und Riffkalksteine des Devons (Kap. 1.3) belegen ihre Zugehörigkeit zu dem breiten, rheinischen Schelf am Südrand des Old-Red-Kontinentes. Die Gesteine der Gießener Decke vertreten dagegen einen ozeanischen Teil des rhenohercynischen Beckens, der ursprünglich im Süden des Rheinischen Schiefergebirges gelegen hat und später auf das nordwestliche Vorland verfrachtet worden ist.

Wann hat sich dieser Ozean geöffnet, und wie breit ist er gewesen? Die ältesten, bekannten Sedimente in der Gießener Decke gehören in die Ems-Stufe des Unterdevons. Die älteste ozeanische Kruste ist kurz vorher, wohl noch innerhalb der Ems-Stufe, gebildet worden. Auf eine starke Krustendehnung zu dieser Zeit deuten auch die ersten vulkanischen Bildungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Kap. 1.3), der besonders hohe Wärmefluß zu gerade dieser Zeit (HEINEN et al. 1994) und die Bildung synsedimentärer und gangförmiger Lagerstätten hin (Kap. 2.2).

Die ersten Zeugen der Schließung des rhenohercynischen Ozeans sind die synorogenen, klastischen Sedimente der Adorf-Stufe in der Gießener Decke, die auf Krustenkonvergenz im südlichen Hinterland (der Mitteldeutschen Kristallinschwelle) schließen lassen. Das Zeitintervall von 10 Mio Jahren zwischen der Grenze Ems-/Eifel-Stufe (380 Mio Jahre) und der unteren Adorf-Stufe (370 Mio Jahre) erlaubt bei einer Spreizungsrate von 2 cm/Jahr die Bildung eines ozeanischen Beckens von nur 200 km Breite – eher ein Meeresarm als ein Ozean. Es ist daher nicht verwunderlich, daß das rhenohercynische Meeresbecken weder durch paläomagnetische noch durch biogeographische Befunde abgebildet wird. Einziger, wenn auch überzeugender Beleg für seine Existenz sind die mächtigen, marinen Abfolgen, welche die Ardennen, das rechtsrheinische Schiefergebirge und den Harz aufbauen.



Tab.1. Stratigraphische Tabelle für die Lahnmulde, den Hintertaunus, die Gießener Decke und das Paläozoikum der Lindener Mark (aus BIRKELBACH et al. 1988).

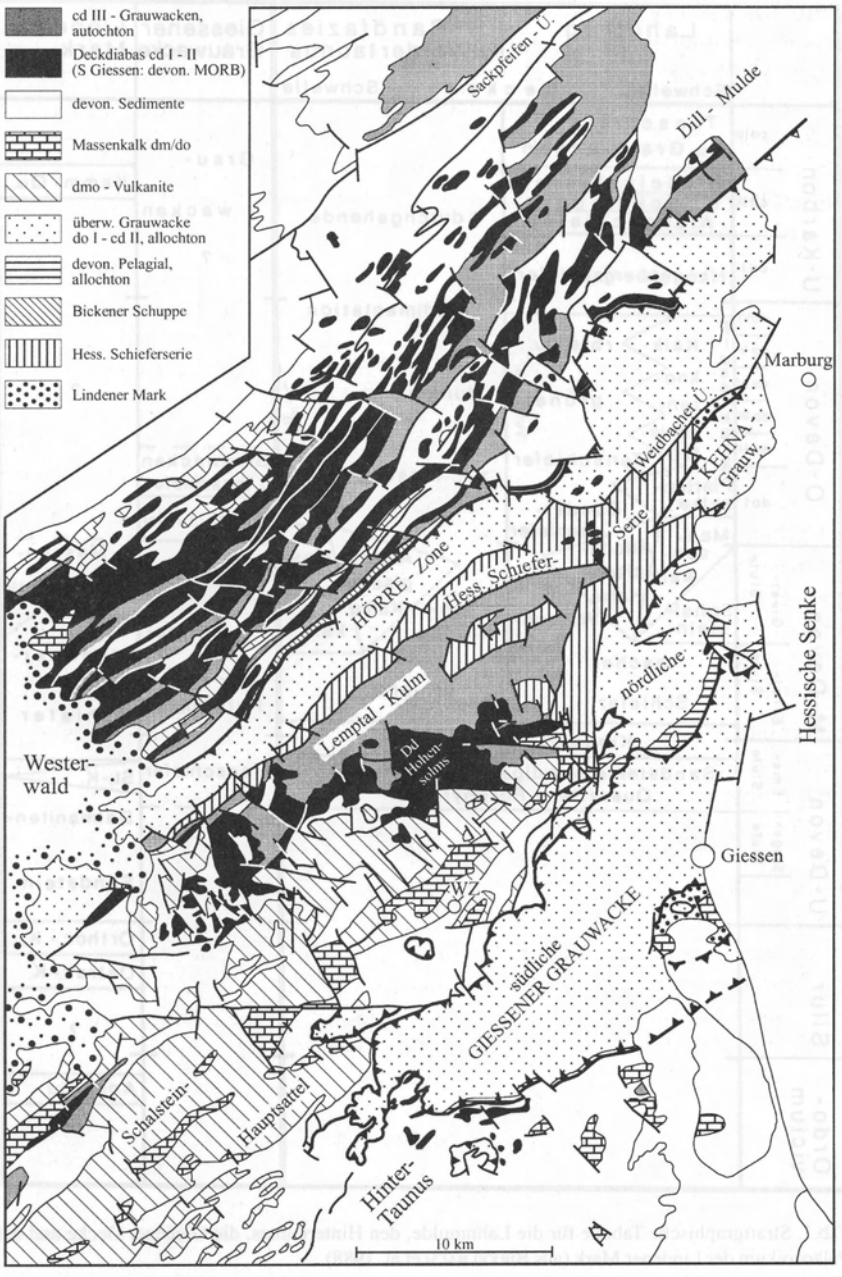


Abb. 2. Geologische Karte des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (vereinfacht nach HESSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1989 und LIPPERT 1992).

Zum Ausmaß der tektonischen Verkürzung

Das Herkunftsgebiet der Gießen-Südharz-Selke-Decke hat ursprünglich zwischen der Phyllitzone im Norden (im Taunus wird diese „Nördliche Phyllitzone" als „Vordertaunus-Einheit" bezeichnet, Kap. 1.2) und der Kristallinschwelle im Süden gelegen. Südliche Teile der Phyllitzone und Bohrungen weiter im SE belegen einen schmalen Streifen mit Grauwacken, Tonschiefern und „Diabasen", die mit großer Wahrscheinlichkeit der Gießen-Südharz-Selke-Decke zuzurechnen sind (ANDERLE et al. 1995, ENGEL et al. 1983).

Von der Gesteinsabfolge der Decke sind heute im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge nur noch max. 150 Meter erhalten. Der Metamorphosegrad der unterlagernden Gesteine im Hintertaunus zeigt jedoch, daß die Gießener Decke (zusammen mit anderen, unbekannten Gesteinen in ihrem Hangenden) ca. 5-12 km mächtig gewesen sein muß (ONCKEN 1988, WECK 1995).

Das Deckenkonzept liefert also eine völlig befriedigende Erklärung für den Metamorphosegrad des autochthonen Unterlagers, ebenso wie für die abweichende Fazies der allochthonen, devonischen Gesteine in der Decke. Außerdem wird so erklärbar, wie Grauwackenturbidite von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bis in den Gießener Raum gelangen konnten, ohne in den gleichalten Ablagerungen der südlichen Lahnmulde und des Hintertaunus irgendwelche Spuren zu hinterlassen: Offenbar sind die Grauwacken ursprünglich im Süden des heutigen Rheinischen Schiefergebirges abgelagert und erst tektonisch in ihre heutige Position verfrachtet worden.

Nach ENGEL et al. (1983) gehören auch die Gesteine der Hörre-Gommern-Zone (Kap. 1.4) zu dieser Decke. Die Hörre enthält z.T. ähnliche Gesteinsabfolgen, unter anderem auch oberdevonische und unterkarbonische Grauwacken, die in den südlich angrenzenden, autochthonen Gesteinen der Lahnmulde und des Hintertaunus keine Äquivalente haben. Auch diese Grauwacken sind vermutlich tektonisch in ihre heutige Position gelangt. Die vermuteten, ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Hörre und Gießener Decke sind in Abb. 3 dargestellt. Dabei ist das Segment von Gesteinen der Lahnmulde, das heute zwischen Hörre und Gießener Decke liegt, nach der Deckenüberschiebung an der Weidbacher Überschiebung angehoben worden, so daß die beiden Teile der ursprünglich zusammenhängenden Hörre-Gießen-Decke heute voneinander getrennt sind.

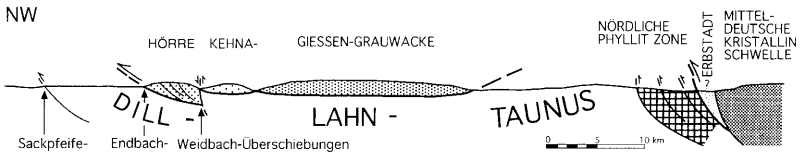


Abb. 3. Interpretatives, tektonisches Querprofil durch das südöstliche Rheinische Schiefergebirge nach ENGEL et al. 1983).

Diese Auffassung ist aber nicht unumstritten. Die Hörre und ihre Äquivalente im Streichen (Teile des Kellerwaldes, des Nordwestharzes und des Flechtinger Höhenzuges bei Magdeburg) werden von einigen Autoren auch heute noch als ortsständig (autochthon) angesehen (z.B. MEISCHNER 1991). Eine ausführliche Diskussion dieses Problems würde den Rahmen dieses Beitrages sprengen. Hier wird deutlich, daß wesentliche Probleme der Geologie unseres Raumes immer noch nicht eindeutig geklärt sind.

Von der mutmaßlichen Wurzelzone der nachgewiesenen und vermuteten Decken (zwischen Phyllitzone und Kristallinschwelle) bis zum Nordrand der Hörre ergibt sich eine minimale tektonische Transportweite von 60 km, bis zum Nordrand der Gießener Decke immerhin von 55 km. Es muß hier darauf hingewiesen werden, daß die tektonische Einengung des Rhenohercynikums in jedem Falle sehr bedeutend gewesen ist: Neue, quantitative Rekonstruktionen des tektonischen Baues zeigen, daß das rhenohercynische Sedimentbecken im Bereich des Taunuskammes auf 40%, im Dillgebiet auf 60% und im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge immerhin auf 78% seiner ursprünglichen Breite verkürzt worden ist (WEBER 1996). Ähnliche Beträge sind auch aus anderen Gebieten des Rhenohercynikums bekannt geworden (BEHRMANN et al. 1991, WINTERFELD 1993). Dabei ist die interne Verfaltung und Verschuppung der Gießener Decke ebensowenig berücksichtigt wie die Breite der rhenohercynischen Ozeankruste, die durch Subduktion unter die Mitteldeutsche Kristallinschwelle verschwunden ist.

Auch in der saxothuringischen Zone ist ein weitreichender Deckenbau nachgewiesen (FRANKE 1984). Mitteleuropa ist während der variscischen Faltung im Unterkarbon in Nord-Süd-Richtung um mindestens 500 km, vielleicht sogar um 1000 km, verkürzt worden.

„Exotische" Gesteine am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges

Zwischen der Basis der Gießener Decke und den autochthonen Gesteinen der Lahnmulde tritt lokal eine fremdartige Vergesellschaftung von Gesteinen auf, die KEGEL (1953) als „Paläozoikum der Lindener Mark" bezeichnet (Tab. 1). Temporäre Aufschlüsse im Stadtgebiet von Gießen haben gezeigt, daß diese Gesteine zunächst sedimentär als Komponenten eines unterdevonischen Schlammstroms verfrachtet worden sind, der anschließend als Ganzes in Form einer tektonischen Schuppe an der Basis der Decke in die heutige Position mitgeschleppt worden ist (BIRKELBACH et al. 1988, WECK 1995).

Dieses Lindener Paläozoikum enthält ordovizische Quarzite, silurische Ostracoden- und Orthocerenkalke, sowie unterdevonische Kalk- und Sandsteine. Die Faunen vor allem des Ordoviziums, Silurs und älteren Unterdevons sind deutlich verschieden von denen ihrer nordwesteuropäischen Äquivalente, zeigen aber enge Beziehungen zur Böhmischen Masse, also zu Armorika. Dies gilt auch für die U/Pb-Isotopenverhältnisse in Zirkonen aus dem ordovizischen Andreasteich-

quarzit bei Gießen, die ebenfalls auf eine südliche Herkunft hinweisen (DÖRR et al. 1992).

Hier deutet sich eine ursprüngliche, räumliche Trennung zwischen den heute aufeinanderliegenden Gesteinen an, die durch bloßen tektonischen Zusammenschub kaum erklärbar ist. Wahrscheinlich war der Ablagerungsort des Lindener Paläozoikums vom Raum des heutigen Rheinischen Schiefergebirges so weit entfernt, daß ein Faunenaustausch nicht möglich war.

Hat ein Ozean die beiden Gebiete getrennt? Dafür sprechen auch paläomagnetische Befunde. Unter günstigen Bedingungen wird das Magnetfeld der Erde in Sedimenten oder Vulkangesteinen konserviert. An der Paläodeklination kann man dann nachträglich die ehemalige Nord-Süd-Richtung ablesen, während die Paläoinklination ein direktes Maß für die ehemalige Breitenlage des Probenpunktes ist. Ist die Inklination steil, so hat die Probe zur Zeit der Bildung des Magnetfeldes in der Nähe eines Poles gelegen; flache Inklinationen belegen eine Position nahe dem Äquator. Für das ältere Paläozoikum (Kambrium bis Silur) gibt es keine paläomagnetischen Daten aus dem Rheinischen Schiefergebirge, weil die Sedimente dieses Alters durch die variscische Gebirgsbildung zu stark verändert worden sind. Es gibt aber Daten aus Mittelengland, einem Gebiet, das mit dem Rheinischen Schiefergebirge ursprünglich zusammenhing: Im Ordovizium waren beide Bereiche von der Kruste des heutigen Saxothuringikums und Bohemikums durch einen Ozean von ca. 3000 km Breite getrennt (Abb. 4).

Eine weitere Bestätigung liefern Gesteine der Vordertaunus-Einheit (Kap. 1.2): Dort sind metamorphe Vulkangesteine des Silurs bis tiefen Unterdevons nachgewiesen worden, die nach ihrer geochemischen Charakteristik in einem Inselbogen, also über einer alten Subduktionszone, entstanden sind (ANDERLE et al. 1995, MEISL 1995). Hier könnte die ozeanische Kruste verschwunden sein, die ursprünglich zwischen dem Unterbau des Rheinischen Schiefergebirges (Avalonia) und der südlichen Nachbarplatte (Armorika) gelegen hat.

Dieser Ozean ist bereits aufgrund faunistischer Unterschiede von COCKS & FORTEY (1982) postuliert und als „Rheischer Ozean" bezeichnet worden. Die Paläomagnetik und der Nachweis eines silurischen Inselbogens im Südtaunus weisen in dieselbe Richtung. Im höheren Unterdevon (Oberems-Stufe) sind Unterschiede zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und den südlichen Nachbargebieten nicht mehr nachweisbar.

Die Belege für Öffnung und Schließung des Rheischen Ozeans erscheinen in ihrer Gesamtheit zwar überzeugend, sind aber ihrem Volumen nach ganz unbedeutend – kein Wunder also, daß sie erst spät entdeckt worden sind. Abb. 6 ist ein Versuch, die relative Lage der diskutierten Gesteine zu rekonstruieren, bevor sie von der Faltung und Überschiebung erfaßt worden sind. Die heutige, vertikale Abfolge der Gesteine ist durch NW-gerichtete Überschiebung entstanden. Um die ursprüngliche, relative Lage dieser Gesteinseinheiten zu rekonstruieren, muß man

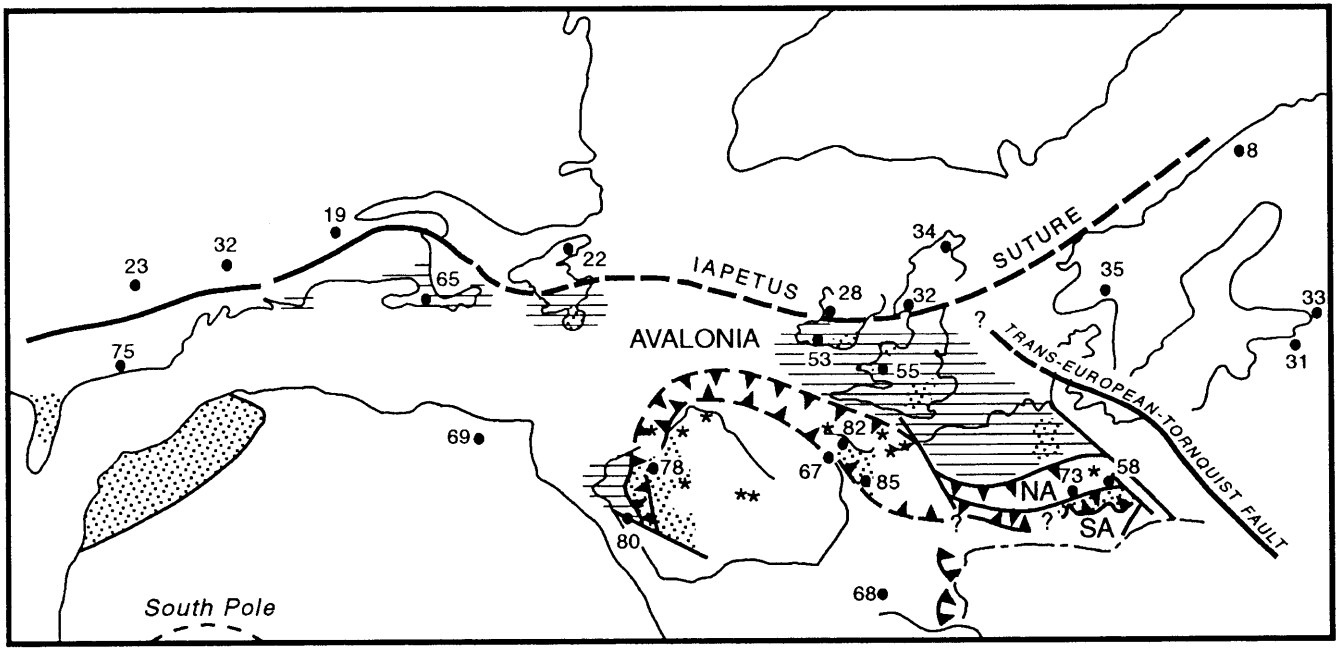


Abb. 4. Plattentektonische Gliederung des nordatlantischen Raumes auf der Basis der Pangäasituation im Perm. Sterne: Spuren der spätordovizischen „Saharavereisung"; Zahlen: Paläoinklinationen aus ordovizischen Gesteinen; Punktraster: Aufschlüsse von cadomischem Basement; Horizontalschraffur: Avalonia; NA: Nordteil Armorika (Armorikanisches Massiv - Saxothuringikum); SA: Südteil Armorika (Bohemikum).

die heutige, vertikale Abfolge „entstapeln". Südöstlich der Schelfsedimente des Hintertaunus schließen sich zunächst die silurischen Inselbogengesteine des Vordertaunus an. Südöstlich des Inselbogens müssen sich dann amorikanische Gesteine befunden haben; wir kennen sie allerdings nur als Komponenten in einem unterdevonischen Schlammstrom in der Lindener Mark bei Gießen (Abb. 5). Ihre Umlagerung ging wahrscheinlich von einem durch Halbgrabenschultern gebildeten Relief am gedehnten Südrand des Old-Red-Kontinentes aus. Diese Dehnung hat im späten Unterdevon stattgefunden, und steht wohl in direktem Zusammenhang mit der Öffnung des rhenohercynischen Ozeans, der noch weiter im Südosten gelegen hat.

Wir kommen also zu dem erstaunlichen Befund, daß sich am Südrand des Rhenohercynikums zweimal ein Ozean gebildet hat: Zunächst im Ordovizium der breite Rheische Ozean, der sich während des Silurs und Unterdevons wieder schloß, um sich dann in der oberen Ems-Stufe als schmaler Rhenohercynischer Ozean wieder zu öffnen. Die Nahtlinie des rhenohercynischen Ozeans folgt weitgehend der alten Plattengrenze Avalonia-Armorika; jedoch sind die armorikanischen Gesteine der Lindener Mark offenbar auf der falschen Seite „hängengeblieben": Da sie von der Gießener Decke auf ihrem Weg nach NW mitgeschleppt worden sind, müssen sie auch im Devon nordwestlich der Gießener Ozeankruste gelegen haben (FRANKE & ONCKEN 1995).

Man kennt seit langem ähnliche Erscheinungen aus der Geschichte des Atlantiks: Nach der Schließung des Uratlantiks (Iapetus-Ozean), die zur Bildung des kaledonischen Gebirgsstranges führte (Irland/Schottland/Norwegen), hat sich der heutige Atlantische Ozean weitgehend entlang der alten Naht geöffnet. Das war unsaubere Arbeit: Die Nordspitze von Schottland gehört eigentlich auf die nordamerikanische Seite, und im US-Staat Georgia finden sich hängengebliebene Reste von Europa in Gestalt kambrischer Sedimente mit typisch „böhmischen" Trilobiten.

Die plattentektonische Entwicklung im europäischen Rahmen

Die plattentektonische Entwicklung der übrigen Teile von Europa läßt sich heute – wenn auch ebenso mühevoll wie im Rheinischen Schiefergebirge – einigermaßen rekonstruieren (Abb. 6). Es ist gesichert, daß alle Teile des variscischen Gebirges noch im Kambrium am Nordrand des Gondwana-Großkontinentes gelegen haben, also am Nordrand des heutigen Südamerika oder Afrika. Danach hat sich im frühen Ordovizium Avalonia gelöst: Es umfaßte östliche Teile von Neuschottland und Neufundland, den Untergrund von Süd- und Mittelengland, die Ardennen, das Rheinische Schiefergebirge und den Harz. Niederschlesien war vermutlich eine Avalonia benachbarte, kleine Insel (BELKA im Druck). Avalonia ist dann im Silur an Baltica „angedockt".

Noch während des unteren Ordoviziums hat sich dann Armorika von der afrikanischen Heimat verabschiedet und ist Avalonia nach Norden gefolgt. Alle Teilge-

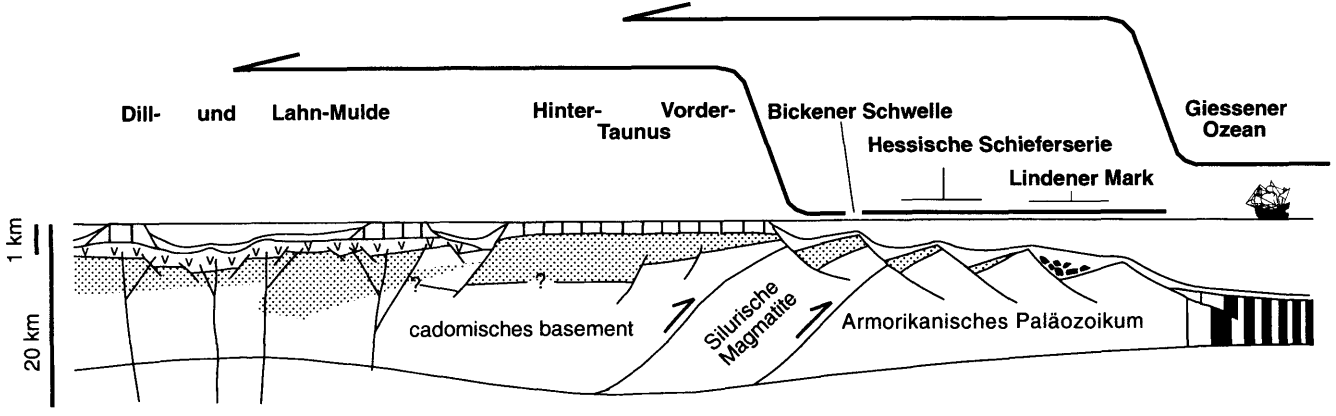


Abb. 5. Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion für das Mitteldevon am Südrand des Old-Red-Kontinentes (aus FRANKE in FRANKE et al. 1996). Punktraster: devonische Schelfsedimente, überlagert von Vulkaniten (V-Signatur) und Riffkalken (vertikale Schraffur).

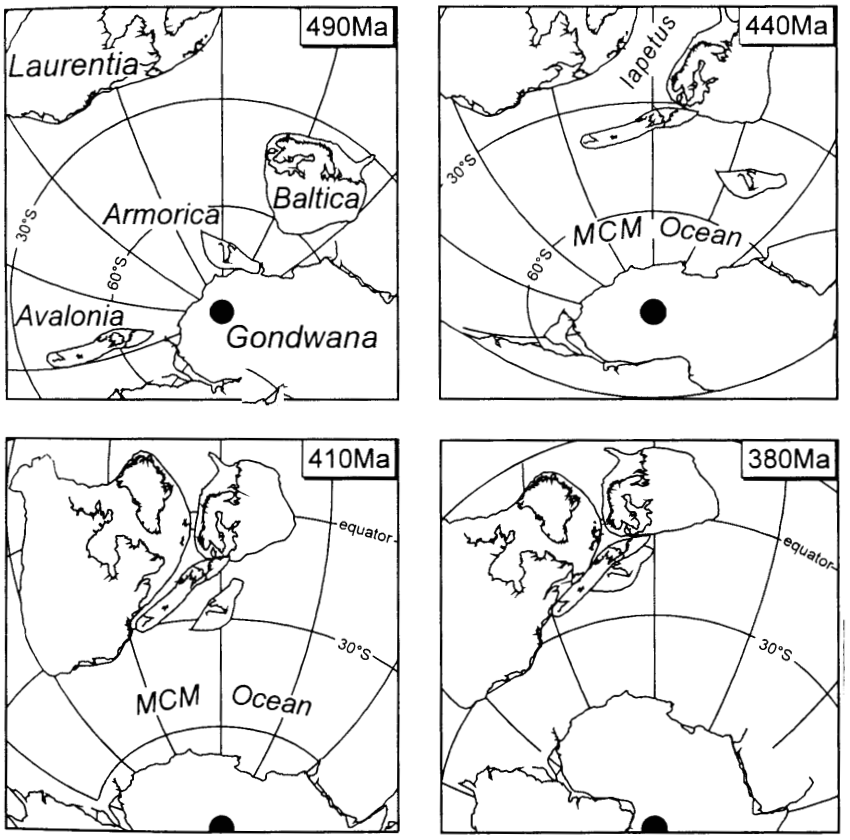


Abb. 6. Plattentektonische Entwicklung der variscischen Mikroplatten (Terrane) für den Zeitraum Ordovizium bis Devon (aus TAIT et al. 1996).

biete von Armorika zeigen relativ steile Paläoinklinationen im Ordovizium, und damit eine polnahe Lage. Dies wird durch glazial-marine Sedimente des höchsten Ordoviziums bestätigt, die von einer Eiskappe im heutigen Westafrika stammen (Abb. 4). Verfeinerte, paläomagnetische Untersuchungen haben aber gezeigt, daß Armorika keine geschlossene Einheit gewesen ist, sondern eine Inselgruppe (TAIT et al. 1994). Zu diesem Archipel hat die Typusregion des Armorikanischen Massivs in der Bretagne gehört, aber auch das autochthone Saxothuringikum. Dieses wiederum war im Süden durch einen schmalen, saxothuringischen Ozean von einer südlicheren, armorikanischen Insel getrennt: dem Tepla-Barrandium (Bohemikum). Der Untergrund der späteren Mitteldeutschen Kristallinschwelle mag eine nördlich davon gelegene Insel gebildet haben. Dieser Teil Armorikas ist – wie oben erläutert – während der Ems-Stufe an Avalonia angelagert worden, um kurz

darauf wieder ein Stück abzurücken. Der saxothuringische Ozean zwischen Saxothuringikum und Tepla-Barrandium wurde spätestens im Mitteldevon geschlossen (FRANKE et al. 1995b). Zu dieser Zeit war ozeanische Kruste wahrscheinlich nur noch zwischen dem Tepla-Barrandium und dem Moldanubikum vorhanden. Ob das Moldanubikum eine separate Insel gebildet hat oder aber bereits den Nordrand von Gondwana repräsentiert, wissen wir nicht. Die starke variscische Metamorphose und zahlreiche Granitintrusionen haben fast alle Spuren der ursprünglichen Paläogeographie gelöscht. Spätestens im Unterkarbon aber ist auch im Südteil des variscischen Orogens die Plattenkollision vollzogen worden. Der variscische Orogenzyklus war damit abgeschlossen. Im Oberkarbon und Perm wurden noch ozeanische Räume im Ural und in den Südappalachen geschlossen (ARTHAUD & MATTE 1977). Damit haben alle Kontinente als Pangäa zusammengelegen. Bereits im Perm hat dann aber mit der Öffnung intramontaner Becken (z.B. im Saar-Nahe-Gebiet) der erneute Zerfall von Pangäa begonnen (HENK 1997) und im Oberjura begann sich der Nordatlantik zu öffnen. Er wird sich irgendwann wieder schließen; dafür wird sich vielleicht entlang einer Linie Nordsee–Niederrhein–Oberrhein–Rhone einer neuer Ozean öffnen, und Westeuropa an Nordamerika angliedern ...

Das heutige Bild unserer Erdoberfläche ist nur eine Momentaufnahme aus einer (fast) unendlichen Geschichte.

1.2 Taunus (HANS-JÜRGEN ANDERLE)

Der Taunus bildet in geographischer Hinsicht den Südostteil des Rheinischen Schiefergebirges, begrenzt im Westen vom Mittelrhein, im Norden von der Lahn, im Osten von Vogelsberg und Wetterau und im Süden von den permischen Ablagerungen der Saar-Nahe-Senke (Rotliegend von Langenhain) bzw. dem Tertiär und Quartär des Oberrheingrabens. Unter geologischen Gesichtspunkten wird jedoch die Lahnmulde mit ihren mitteldevonischen bis unterkarbonischen Gesteinen als eigene Einheit abgetrennt (Kap. 1.3).

Unsere Grundkenntnisse der Geologie des Taunus gehen auf die Geologische Karte 1:25000 (GK 25) zurück, die für den Taunus geschlossen in bis zu drei Auflagen pro Kartenblatt vorliegt. Namen wie JOHANNES AHLBURG, ALEXANDER FUCHS, EDUARD HOLZAPFEL, EMANUEL KAYSER, WILHELM KEGEL, CARL KOCH, AUGUST LEPPLA, FRANZ MICHELS und KARL SCHLOSSMACHER sind hier als Bearbeiter von der Mitte des 19. bis in die dreißiger Jahre des 20. Jahrhunderts zu nennen. Für die meisten Kartenblätter liegt eine Zweitbearbeitung aus den 20er und frühen 30er Jahren vor. Lediglich für die Blätter 5614 Limburg an der Lahn und 5615 Villmar (alter Name: Eisenbach) liegt nur die in erster Auflage erschienene GK 25 vor. Jüngeren Datums sind die Blätter 5913 Presberg (EHRENBERG et al. 1968), 5813 Nastätten (MITTMEYER 1978), 5613 Schaumburg (REQUADT 1990) und 5715 Idstein (EBERT & ANDERLE 1991). Einen zusammenfassenden

Überblick bietet die Geol. Übersichtskarte von Hessen 1:300000 (HESSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1989). In jüngerer Zeit haben eine Reihe von Dissertationen unseren Kenntnisstand erweitert (SAUERLAND 1980, WECK 1994, KLÜGEL 1997).

Geologisch wird der Taunus in drei, ca. 60° streichende, tektonisch-stratigraphische Großeinheiten gegliedert: im Norden die Hintertaunus-Einheit, in der Mitte die Taunuskamm-Einheit und im Süden die Vordertaunus-Einheit (ANDERLE et al. 1990). Diese Einheiten bilden Schuppenstapel, in denen die Gesteinsfolgen je Schuppe von NNW nach SSE jünger werden, wobei in der Regel in der jeweils südlicheren Einheit ältere Gesteine auftreten. Der Großbau besteht aus einem Strukturfächer auf der Basis einer spätvariscischen Rückfalte (ANDERLE 1976, 1987b, KLÜGEL 1997, WEBER 1978) mit flacher Lagerung im NNW und zunehmend steilerer bis überkippter Lagerung im SSE. Die Nähe zum nördlichen Oberrheingraben bedingt eine starke bruchtektonische Zerlegung des Taunus (STENGEL-RUTKOWSKI 1970, ANDERLE 1984, 1991).

Postvariscische Entwicklung

Der Taunus war seit der variscischen Gebirgsbildung vor ca. 320 Mio Jahren ein der Abtragung unterworfenes Hochgebiet. Er besitzt daher ein durch Verebnungen geprägtes, flaches Relief, in das sich während der Hebung des Rheinischen Schildes im Quartär die Täler – bezogen auf die Vorfluter Rhein, Main und Lahn – tief eingeschnitten haben. Während des Mesozoikums und Tertiärs unterlagen die Gesteine bei tropisch-humidem Klima einer intensiven Verwitterung. Die Verwitterungsrinde reicht, wie aus Bohrungen bekannt ist, bis mehrere Zehnermeter tief. Sie ist in Tiefschollen wie der Idsteiner Senke, dem Wiesbaden-Diezer Graben und dem Limburger Becken noch erhalten. Auf den Hochschollen ist sie teilweise oder ganz abgetragen. Das Verwitterungsmaterial wurde im Tertiär ab dem Oligozän umgelagert und in benachbarte Becken transportiert, wobei eine Frachtsonderung (Sortierung) in Kiese und Sande (Vallendarer Schichten) sowie Schluffe und Tone (Gailsche Serie bei Gießen, Tone des Westerwaldes) stattfand.

Verbunden mit der postvariscischen Bruchtektonik bildeten sich zahlreiche, hydrothermale Mineralisationen, darunter mächtige Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge vor allem im südlichen Taunus (Kap. 2.4.1, 2.4.2). Bei der Bildung der Quarzgänge ist das Nebengestein großräumig zersetzt worden. Basaltische Intraplattenvulkanite treten vereinzelt bereits in der Oberkreide und gehäuft im Eozän auf (ANDERLE 1984). Die Folgen heutiger tektonischer Aktivität sind Kohlensäuerlinge (STENGEL-RUTKOWSKI 1987) und Erdbeben (AHORNER 1983), die sich im Westtaunus konzentrieren.

Hintertaunus-Einheit

In der Hintertaunus-Einheit überwiegen Sedimente der Ems-Stufen des Unterdevons. Lediglich bei Usingen und am Ostrand des Taunus treten auch mittel- und oberdevonische, teilweise sogar unterkarbonische Gesteine auf. Bei den Sedi-

menten des Unter- und Oberems handelt es sich um Ablagerungen eines Flachmeeres. Es sind meist schluffige Tone mit Einlagerungen von quarzklastischen Schüttungen (meist Feinsande, in den Kauber Schichten auch Grobschluffe und im Emsquarzit auch Mittelsande). Eingeschaltet in das Unterems sind die sog. Porphyroide. Sie bestehen aus einer wechselnden Mischung rhyolithischen vulkanischen Materials mit typischen Schelfsedimenten und schließen Reste von Meeresorganismen mit ein. Diese Vermischung entstand beim Transport in submarinen Rutschungen (KIRNBAUER 1991). Von den Kauber Schichten zu den Spitznackschichten ist eine Verflachung des Meeresbeckens eingetreten. Danach folgte vermutlich eine Sedimentationsunterbrechung. Mit dem Emsquarzit setzte ein neuer Zyklus mit Flachmeersedimenten ein. Manchmal läßt sich Gezeiteneinfluß durch die entgegengesetzten Richtungen der Schrägschichtungsbögen und den Wechsel von mächtigeren Tidenstromsanden und dünnen Stillstandstonen erkennen. Schalenbänke, wie die Cypricardellenbänke und die pila-Bank in den Spitznackschichten gehen auf grundberührenden Seegang bei Stürmen zurück. Die pila-Bank besteht nahezu vollständig aus Schalen bzw. Schalenabdrücken des Brachiopoden *Uncinulus pila*. Typisch sind Linsen aus Schalen von Choneten und Arduspiriferen.

Prävariscisch sind basaltische Schmelzen an vielen Stellen in die devonischen Sedimente – vor allem des Hintertaunus – als Gänge und Lagergänge eingedrungen. Diese „Diabase" konzentrieren sich in Häufigkeit und Mächtigkeit auf Blatt 5814 Bad Schwalbach im Westtaunus. Vermutlich gehören sie dem unterkarbonischen Vulkanismus an (Kap. 1.3).

Die variscische Gebirgsbildung hat zu zwei Deformationen (D1, D2) mit jeweils zugehöriger Schieferung (s_1, s_2) und Faltung geführt. Die Intensität der Schieferungen steigt mit der Zunahme des Tonmineralgehalts der Gesteine, weshalb beide Schieferungen in Quarziten fehlen. In Sandsteinen ist lediglich die erste Schieferung ausgebildet. Sie ist hier weitständig, unregelmäßig und steiler als in tonigen Gesteinen. Die zweite Schieferung ist am intensivsten in reinen Tonschiefern und oft nur dort ausgebildet. Vor allem mit der ersten Schieferung ist die Drucklösung von Quarzkörnern verbunden. Dieser Quarz wurde in Spalten in der Nachbarschaft wieder ausgeschieden. In Bereichen intensiver zweiter Schieferung treten achsenparallele Quarzstränge – die sog. Kauber Walzen – auf. Die Falten der ersten Deformation (F1) besitzen überkippte Nordwestflügel bis 150 m Mächtigkeit quer zum Streichen. Die Falten der zweiten Deformation (F2) reichen nur in den Zehnermeterbereich. Sie sind meist offen, können lokal im cm-Bereich aber auch isoklinal werden. Die Schichtenfolge ist an internen Überschiebungen in Schuppen zerlegt. An die Überschiebungen sind die meisten F1 gebunden. Jünger sind Knicksysteme, die bereits eine Dehnung des variscischen Gebirges bei dessen Hebung dokumentieren (WEBER 1978, ANDERLE 1991).

Taunuskamm-Einheit

Die Taunuskamm-Einheit besteht überwiegend aus Sedimenten des tieferen Unterdevons: den Bunten Schiefern der Gedinne-Stufe sowie den Hermeskeilschichten und dem Taunusquarzit der Siegen-Stufe. Älter sind hier lediglich die Grauen Phyllite des obersten Silurs. Jüngere Ablagerungen treten ausschließlich an den Enden der Einheit auf: vor allem mitteldevonische Riffkalksteine bei Köppern, Rosbach v.d.H. und Bad Nauheim sowie unteremsische, fossilführende Schiefer im Luthereiche-Stollen bei Bad Homburg v.d.H. und – mit Porphyroid – in der Eisenmanganerzgrube bei Ober-Rosbach v.d.H. (KÜMMERLE 1976).

Die **Grauen Phyllite**, eine Serie grauer, grünlicher und brauner Schiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen, führen eine marine Fauna (STRUVE 1973), welche heute zur Einstufung in die Přidolí-Stufe des Silurs berechtigt (CARLS im Druck). Die Fauna enthält vor allem Brachiopoden, aber auch Korallen, algenähnliche Pflanzenreste und Crinoidenstielglieder. Lange war eine Einstufung der Grauen Phyllite in das untere Gedinne diskutiert worden (z.B. WO. SCHMIDT 1958, STRUVE 1973). Nach HAHN (1990) entspricht das von ihm sedimentologisch untersuchte, schlecht aufgeschlossene Profil im Rambachtal bei Wiesbaden distalen Flußmündungs-Sandbänken des Deltafrontbereiches.

Die **Bunten Schiefer** bestehen aus weinroten bis violettroten, grünen und grünlichgrauen, teilweise phyllitischen Tonschiefern mit Einlagerungen von „körnigen Phylliten", grünen Schlufftonschiefern, hellgrauen, grüngrauen bis olivgrauen Sandsteinen und Quarziten sowie Konglomeratlinsen (EHRENBERG et al. 1968). HAHN (1990) deutet die Bunten Schiefer als fluviatil-terrestrisch entstanden. Er unterscheidet Ablagerungen eines Deltakörpers im Westen von Sedimenten einer ausgedehnten Alluvialfläche mit einem Netz sich rasch verlagernder Rinnen mit ephemerem Abfluß im Osten. Dies schließt einen zeitweiligen Meereseinfluß nicht aus, wie er bereits früher angenommen wurde (WIRTH 1960).

Hermeskeilschichten und **Taunusquarzit** sind Ablagerungen eines Flachmeeres mit starkem Gezeiteneinfluß, was sich vor allem in der verbreiteten Großrippelschichtung zeigt. Es treten helle Sandsteine und Quarzite mit gelegentlichen Einlagerungen von sandigen Schluff- und Tonschiefern auf. Reste von Meeresorganismen sind bei der intensiven Umlagerung meist zerrieben worden. Wo sie erhalten sind, zeigen sie Siegenalter an (ANDERLE 1987a).

Für den Taunuskamm wurde von den älteren Bearbeitern seit C. KOCH ein Faltenbau angenommen. Die Schrägschichtung im Taunusquarzit zeigt jedoch, daß die Abfolge in den meisten Aufschlüssen nach SSE jünger wird. Die komplette oder teilweise Wiederholung der Folge Bunte Schiefer – Hermeskeilschichten – Taunusquarzit geschieht durch Schuppung (ANDERLE 1976). Dies ist durch die Beobachtung von Überschiebungen und die Entwicklung entsprechender Schuppenmodelle (bilanzierte Profile) bestätigt worden (ONCKEN 1988, KLÜGEL 1997) und

zeigt sich auch in reflexionsseismischen Tiefenprofilen (DEKORP RESEARCH GROUP 1990).

Die Einschaltungen dichten Quarzits im Taunusquarzit bilden als Härtlinge die markanten Höhenzüge des Taunuskammes. Sie stehen im Gegensatz zu den deutlich tieferen Verebnungen auf den Schieferfolgen des Hintertaunus und dem durch die Wechselwirkung von Gestein und Bruchtektonik hügeligen Vordertaunus.

Vordertaunus-Einheit

Die Vordertaunus-Einheit ist aus metamorphen Vulkaniten im NNW und metamorphen Sedimenten im SSE aufgebaut, die vermutlich durch eine Störung getrennt werden. Die Metavulkanite bestehen aus oberordovizischen Metaandesiten („Grünschiefer") und silurischen Metarhyolithen („Sericitgneis"). Ihr Alter wurde mit der U-Pb-Methode an Zirkonen bestimmt (SOMMERMANN et al. 1992, 1994); geochemisch besitzen sie eine Inselbogencharakteristik (MEISL 1995). Zusammen mit dem Alter könnte dies auf die Herausbildung einer Subduktionszone am Südostrand von Avalonia bei der Kollision dieses Terrans mit Laurentia hindeuten. Die Mächtigkeiten der Metavulkanite sind entlang der steilstehenden Rambach-Nauroder Scherzone tektonisch verdoppelt (KLÜGEL 1997).

Die Metasedimente werden traditionell in die älteren Eppsteiner und die jüngeren Lorsbacher Schiefer gegliedert (STENGER 1961). Auf den GK 25 der 2. Auflage werden sie als „Phyllite" bezeichnet. Die **Eppsteiner Schiefer** sind grüngraue, schlecht sortierte, fossilfreie Sedimente, die den Phycodenschichten in Thüringen ähneln. Die hangenden **Lorsbacher Schiefer** hat STENGER (1961) lithologisch weiter untergliedert. Inzwischen wurde der feinsandführende, tiefere Teil mit Sporen in das Ems (REITZ 1989) und der höhere, feinsandfreie Teil in das Oberdevon (mdl. Mitt. ERHARD REITZ, Marburg) eingestuft. Der plattige, gebänderte Kalkphyllite führende Teil könnte demnach ins Mitteldevon gehören (BIERTHER 1951). Durch den Nachweis von Acritarchen unterordovizischen Alters in einem Metapelit einer Bohrung in Wiesbaden-Bierstadt ergab sich die Notwendigkeit, die neue Formation **Bierstadt-Phyllit** aufzustellen (REITZ et al. 1995).

Die Gesteine der Vordertaunus-Einheit besitzen mehrere Schieferungen. Den gleichzeitig mit der Metamorphose ausgebildeten Hauptschieferungen (s_1/s_2) folgen in den Metavulkaniten zahlreiche Quarz-Albit-Lagen, in den Metasedimenten zahlreiche Quarz-Calcit-Lagen und -Linsen (Kap. 2.3.2). Oberflächennah ist der Calcit durch Lösungsvorgänge meist weggeführt worden, so daß die Mineralisationen ein reliktisches Gefüge aufweisen. MASSONE (1995) hat die Metamorphosebedingungen mit maximal 6,5 kbar und etwas über 300 °C für die Metavulkanite sowie 3 kbar und 300 °C für die Metasedimente bestimmt. Nach KLÜGEL (1997) gelten für die Metavulkanite 4,2-5,8 kbar und 300-330 °C sowie für die Metasedimente mind. $\approx$ 4 kbar und 280-300 °C. Im Grenzbereich zur Taunuskamm-Einheit zeigt die asymmetrische Anlagerung von metamorph neu gebilde-

tem Quarz und Phyllosilikaten an Quarzkörner im Sericitgneis eine sinistrale (linkshändige) Seitenverschiebung auf der Hauptschieferung an. Verbreitet ist eine jüngere Runzelschieferung (s_3), die in der Regel mittelsteil nach NNW einfällt. In Dünnschliffen ist manchmal eine vierte, schwach ausgeprägte Schieferung (s_4) in tonigen Lagen erkennbar. Am tektonischen Südostrand des Taunus gegen das Rotliegend sind die Taunusgesteine intensiv linsig zerschert. Harnische auf E-W- bis WSW-ENE-streichenden Störungen belegen eine dextrale (rechtshändige) Seitenverschiebung in spätvariscischer Zeit (ONCKEN 1988), doch sind gleichsinnige Bewegungen auch in postvariscischer Zeit nachgewiesen (ANDERLE 1987b).

1.3 Lahn- und Dillmulde

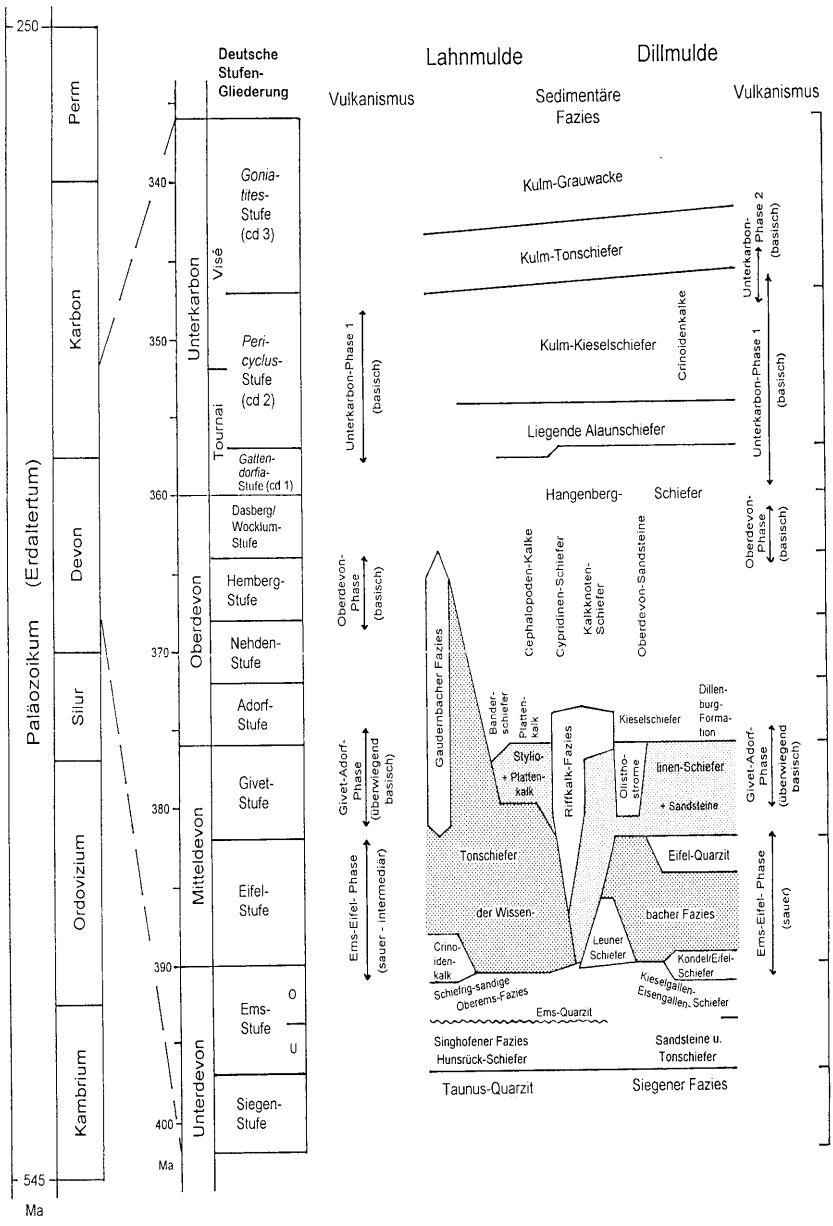
(HEINER FLICK, HANS-JOACHIM LIPPERT, HEINZ-DIETER NESBOR & HERMANN REQUADT)

Inhalt

1.3.1	Einleitung	33
1.3.2	Geotektonische und paläogeographische Position	36
1.3.3	Stratigraphische Abfolge	40
1.3.3.1	Unterdevonischer Rahmen	40
1.3.3.2	Unteres Mitteldevon	41
1.3.3.3	Oberes Mitteldevon	45
1.3.3.4	Oberdevon	51
1.3.3.5	Unterkarbon	54
1.3.4	Variscische Gebirgsbildung	57
1.3.5	Postvariscische Entwicklung	60
1.3.6	Glossar	60

1.3.1 Einleitung

Das Lahn-Dill-Gebiet ist ein nach geologischen Kriterien abgegrenztes Teilstück des Rheinischen Schiefergebirges. Geographisch gehört es zum Taunus im Süden und zum Westerwald im Norden mit der Lahn als Grenze. Die Gesteinsfolgen dieses Raumeszeichnen sich durch eine gemeinsame Beckenentwicklung unter vergleichbaren Ablagerungsbedingungen im jüngeren Paläozoikum (Devon und Karbon, Tab. 2) aus. Dabei traten wiederholt vulkanische Aktivitäten in einem Umfang auf, wie sie anderswo im Variscikum Mitteleuropas nicht bekannt sind. Durch die variscische Gebirgsbildung gingen aus diesem Ablagerungsraum im Oberkarbon zwei – als Lahn- und als Dillmulde bezeichnete – Großmulden (Synklinorien) hervor. Getrennt werden sie durch die relativ schmale Struktureinheit der Hörrezone (Taf. I), die sich wahrscheinlich nach SW in der Boppard-



Tab. 2. Stratigraphische Faziesgliederung der sedimentären und vulkanischen Abfolgen der Lahn- und Dillmulde einschließlich Umrahmung. Absolute Altersangaben nach HAQ & VAN EYSINGA 1987. Zur biostratigraphischen Einstufung s. CLAUSEN et al. (1989) und WEDDIGE (1996).

Görgeshausener Überschiebung fortsetzt (REQUADT 1990) und deren im wesentlichen zeitgleiche Ablagerungen einem anderen Milieu und Raum entstammen (Kap. 1.4). Der Bereich der Gießener Decke (Taf. I) ist, entgegen den bisherigen Gepflogenheiten, aufgrund seiner allochthonen Stellung nicht mehr der Lahnmulde zuzurechnen.

Die Begrenzung des Lahn-Dill-Gebietes ist zum einen durch jüngere Deckschichten vorgegeben (Frankenberger Bucht und Hessische Senke im Osten, z.T. Westerwald im Westen). Zum anderen wird sie vom Taunusantiklinorium im Süden und Siegener Antiklinorium bzw. Sackpfeifen-Battenberg-Waldecker Sattel im Norden mit dem Übergang zur mitteldevonischen Schichtenfolge gezogen, entsprechend dem Einsetzen der Tonschiefer in der Wissenbacher Fazies, das allerdings nicht überall dieser Zeitmarke entspricht (s.u.). Im Südosten der Lahnmulde und im Nordwesten der Dillmulde wird hierbei der stratigraphische Übergang von tektonischen Trennflächen überprägt (Wetzlarer Hauptüberschiebung bzw. Sackpfeifenüberschiebung).

Diese Abgrenzung des Lahn-Dill-Gebietes geht auf die Kartierungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt zurück (s. KEGEL 1922, 1934a). Ihr wird im Hessischen Landesamt für Bodenforschung auch weiterhin gefolgt (LIPPERT 1970, THEWS 1996, BENDER et al. 1997), in dessen Zuständigkeitsbereich der weitaus größte Teil des umrissenen Gebietes fällt. Dieser Definition liegt die Umrandung in Taf. I zugrunde. Allerdings ist anzumerken, daß bei einigen neueren Kartierungen hiervon abgewichen wurde. Auf Blatt 5613 Schaumburg im Südwesten der Lahnmulde wurde deren Begrenzung an die Basis der Oberemstransgression gelegt (REQUADT 1990). Im Nordwesten der Dillmulde wurde auf Blatt 5115 Ewersbach durch THÜNKER (1990) die (inzwischen erkannte) südwestliche Fortsetzung der Sackpfeifenüberschiebung gewählt, wodurch (nur schwer nachvollziehbar) ein Teil der Schichtenfolge bis zum tieferen Unterdevon aus dem Siegerland zur Dillmulde gehören würde.

Das Lahn-Dill-Gebiet ist seit über 200 Jahren, beginnend mit BECHER (1789), Gegenstand geowissenschaftlicher Forschung, die in engem Zusammenhang mit den gewinnbaren Rohstoffen dieses Raumes zu sehen ist. Das gilt vor allem für die Eisenerzlagerstätten, die bis vor wenigen Jahrzehnten abgebaut wurden (Kap. 2.2.4) und als Lahn-Dill-Typ in die internationale Fachliteratur eingegangen sind. Zusammenfassende Darstellungen der Geologie dieses Raumes erfolgten durch KEGEL 1922 für die Lahnmulde (auf der Basis der von AHLBURG hinterlassenen Karte und Profile) und 1934 für die Dillmulde. Den seitdem erzielten Erkenntnisfortschritt – wobei auf die Mikrofauna, insbesondere die Conodonten, bei der Behandlung stratigraphischer Probleme hinzuweisen ist – findet man gebündelt in den wenigen neukartierten Meßtischblättern (GK 25) mit Erläuterungen (darin jeweils umfangreiche Literaturhinweise). Dieses sind aus der Dillmulde die Blätter 5215 Dillenburg (LIPPERT 1970) und 5216 Oberscheld (BENDER et al. 1997) sowie aus der Lahnmulde Blatt 5613 Schaumburg (REQUADT 1990). In größerem Rah-

men diskutiert ROTHE (1992) die Bildungsbedingung der Gesteine des Lahn-Dill-Gebietes speziell unter dem Aspekt der gegenwärtigen Tiefseeforschung, im übrigen können die Erläuterungen zur GÜK 300 Hessen (THEWS 1996) einen Überblick verschaffen. Eine Gesamtübersicht des Vulkanismus mit seinen vielfältigen Produkten wie auch ihren durch Diagenese bis leichte Metamorphose hervorgerufenen Alterationsvorgängen geben FLICK & NESBOR (1988) für die Lahnmulde. Diese Verhältnisse sind im wesentlichen auch auf die Dillmulde übertragbar. Für Teilbereiche ist der Erkenntnisfortschritt auch in Exkursionführern zu verschiedenen Tagungen nachzuvollziehen (BENDER et al. 1977, BIRKELBACH et al. 1988, FLICK et al. 1988a, SCHMINCKE 1988). Die im Zuge der Plattentektonik in den letzten Jahren für das Rheinische Schiefergebirge, und damit auch für das Lahn-Dill-Gebiet, in Gang gekommenen Diskussionen sind dagegen noch in zahlreichen Einzelarbeiten zu suchen (Kap. 1.1 und z.B. FRANKE 1995, FRANKE & ONCKEN 1995, SMITH 1996, ONCKEN 1997, TAIT et al.1997).

1.3.2 Geotektonische und paläogeographische Position

Die Varisciden sind der Gebirgszug, in dem sich zum Ende des Paläozoikums die Bildung des Superkontinentes Pangäa durch den Zusammenschub der Nord- und Südkontinente vollendet hat. An diesen plattentektonischen Bewegungen waren nicht nur Kontinente als Ganzes beteiligt, sondern auch kleinere, als „Terran" bezeichnete Mikroplatten mit teilweise bzw. zeitweise eigenständiger Geschichte. Auf diese Weise hat die auf KOSSMAT (1927) zurückgehende Zonengliederung der Varisciden Mitteleuropas in den letzten Jahren eine neue Deutung erfahren, die noch in Diskussion ist (Kap. 1.1).

Das Rheinische Schiefergebirge – und damit auch das Lahn-Dill-Gebiet – gehört als Teil der Rhenohercynischen Zone zum Avalonterran, bzw. Avaloniaterran, das sich im frühen Paläozoikum vom Südkontinent Gondwana gelöst hatte und im Silur mit dem sich neu bildenden Nordkontinent zusammenstieß. Dieser entwickelte sich bis zum frühen Devon unter Entstehung des Kaledonischen Gebirges zwischen Laurentia (Nordamerika) und Baltica (Nordosteuropa) und wird als Laurussia oder – nach charakteristischen kontinentalen Ablagerungen auf den Britischen Inseln – als Old-Red-Kontinent bezeichnet. In einer Position nur wenig südlich vom Äquator wurde die Rhenohercynische Zone dabei ein Teil des Schelfes des Old-Red-Kontinentes (Abb. 7) und nahm im Devon (über dem Unterbau aus dem Südkontinent) den Schutt aus der Abtragung des Kaledonischen Gebirges auf, der teilweise durch seine rote Farbe die Herkunft aus dem Nordkontinent auffällig zu erkennen gibt.

Während im Unterems gröberklastische, küstennähere Ablagerungen aus flacherem Wasser vorherrschten, kam es mit dem Oberems zu einer Transgression innerhalb der neritischen („rheinischen") Fazies (Schelffazies) mit Bewegtwassersedimenten und einer typischen benthonischen Fauna. Kurz vor der Wende Un-

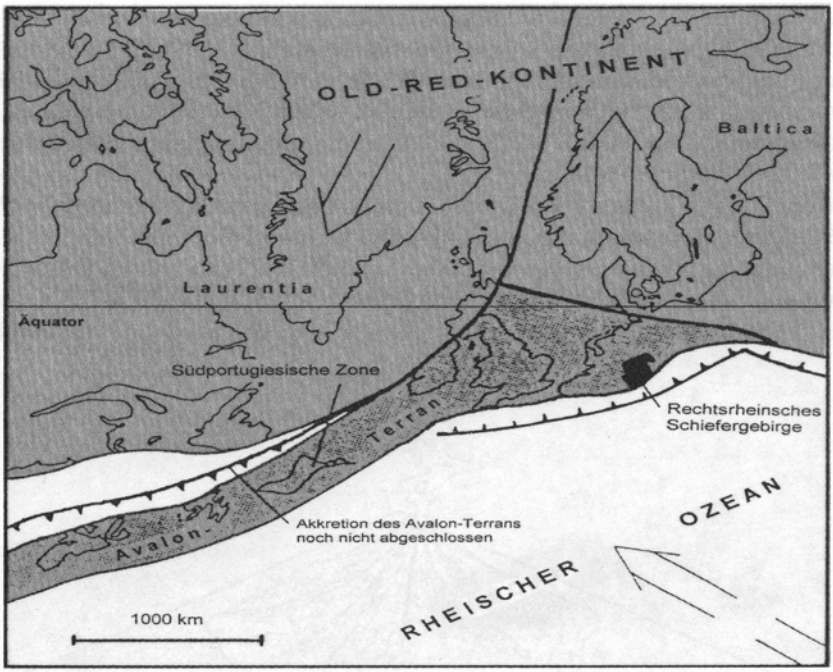


Abb. 7. Geotektonische und paläogeographische Position des Rhenohercynikums als Teil des Avalonterrans (dunkel gerastert) innerhalb des Old-Red-Kontinentes im tiefsten Devon (aus OCZLON 1992, leicht verändert).

ter-/Mitteldevon vertiefte sich der Ablagerungsraum erneut und die Fazies wechselte zu mehr feinklastischen und teilweise karbonatischen, küstenferneren Sedimenten aus meist tieferem, ruhigem Wasser (hemipelagische bzw. „hercynische" Fazies) mit einer überwiegend nektonisch-planktonischen Fauna. Dieser Wechsel ging mit einer Dehnung und starken Ausdünnung des rhenohercynischen Schelfes einher, die vor allem im Lahn-Dill-Becken einen intensiven bimodalen Vulkanismus zur Folge hatten. Die kieselsäurereichen Schmelzen wurden dabei bevorzugt in Hochlagen eruptiert. Das inzwischen ebenfalls vom Gondwananordrand herangedriftete Armorikaterran, das die südlich anschließenden Zonen des mitteleuropäischen Variscikums einschließt, wurde bei dieser Dehnung – zumindest teilweise bis zum Stadium der ozeanischen Krustenbildung – vorübergehend wieder vom Avalonterran getrennt. Ob das rhenohercynische Becken hierbei als back-arc-Becken (FLICK & NESBOR 1988, ZIEGLER 1989, FLOYD 1995, SMITH 1996) oder als passiver Kontinentalrand (Kap. 1.1, FRANKE & ONCKEN 1995, ONCKEN 1997) aufzufassen ist, muß derzeit noch offen bleiben.

In der Frühzeit der Dehnungsbewegungen führten Schollenkippungen im Bereich des Lahn-Dill-Beckens zu lokalen Untiefen oder auch Inseln, auf denen sich ein

terrestrischer Vulkanismus aus kieselsäurereichen Schmelzen (trachytisch bis alkalirhyolithisch) entwickeln konnte (BREITKREUZ & FLICK 1997). Später, im oberen Mittel- bis tiefen Oberdevon, als das Becken um einige 100 m tiefer geworden war, bauten kieselsäurearme (basaltische) Schmelzen große, submarine Vulkankomplexe auf. Sie wurden häufig von kleineren, wiederum kieselsäurereichen Vulkanen überragt. Somit waren erneut Untiefen entstanden, die unter den günstigen klimatischen Bedingungen im Mittel- bis Oberdevon die Besiedlung durch riffbildende Organismen erlaubten (Abb. 8): Das Lahn-Dill-Gebiet wurde zu einer „devonischen Südsee" mit von frühen Landpflanzen bewachsenen Vulkaninseln und Saumriffen oder Atollen (KREBS 1966, FLICK & SCHMIDT 1987, FLICK et al. 1988b, OETKEN 1996). Das so durch tektonische Bewegungen und vulkanische

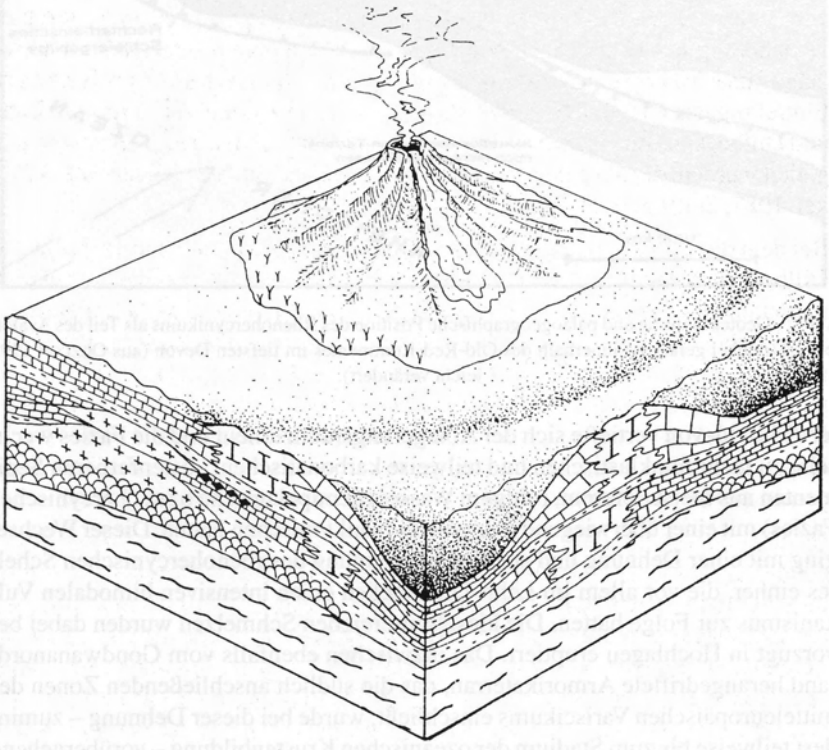


Abb. 8. Blockbild einer Vulkaninsel mit Saumriff aus der Givet-Adorf-Phase in der südwestlichen Lahnmulde. Im Bereich der Proximalfazies eines submarinen basaltischen Vulkankomplexes mit Vulkaniklastiten ("Schalstein", Wellensignatur) und Pillowlaven (halbrunde Signatur) hat sich eine Insel aus kieselsäurereichen Laven (Kreuzsignatur) und Tuffen (gestrichelte Signatur) aufgebaut. An ihrem Unterwasserhang wächst ein Saumriff (Riffkern = I-Signatur, Vorriff = grobe und Rückriff = feine Kalksignatur), unterbrochen durch erneutes Aufleben der vulkanischen Aktivitäten. Dabei Einfließen von Lava (schwarze Rautensignatur) in den Kalkschlamm. In Strandnähe Bewuchs der Insel durch Landpflanzen (aus FLICK & SCHMIDT 1987).

Aktivitäten geschaffene, lebhafte Relief mit kleineren submarinen Becken und Schwellen unterschiedlicher Größenordnungen und Tiefenlagen wurde im weiteren Verlauf des Devons durch klastisch-karbonatische Sedimentation (vorzugsweise klastisch und mächtig in den Becken dagegen karbonatisch und geringmächtig auf den Schwellen) sowie untergeordneten basaltischen Vulkanismus allmählich ausgeglichen. Ein deutlich höherer Anteil sandiger Ablagerungen im Bereich der Dillmulde läßt hierbei gegenüber der Lahnmulde die größere Nähe zur Küste erkennen.

Das Karbon brachte einen erneuten Umschwung in den Ablagerungsbedingungen, die nunmehr einheitlich für das Lahn-Dill-Becken waren und überregional als sog. Kulmfazies einer zeitgleichen Plattformsedimentation (Kohlenkalkfazies) gegenüberstanden. Dieser Umschwung erfolgte in Zusammenhang mit der von Süden voranschreitenden variscischen Gebirgsbildung bedingt durch die Annäherung des Gondwanakontinentes. Der rhenohercynische Raum unterlag dabei zunächst erneuten Krustendehnungsprozessen, die zu einer noch stärkeren Eintiefung des Old-Red-Schelfes als im Devon führten und wiederum im Lahn- und Dillbecken von einem ergiebigen, basaltischen, submarinen Vulkanismus begleitet wurden, der nur selten die Wasseroberfläche erreichte (SCHMINCKE & SUNKEL 1987, SCHMINCKE 1988).

Bei dem die Sedimentation begleitenden, basischen Magmatismus im Lahn- und Dillbecken (sowohl im Devon als auch im Karbon) handelte es sich um einen Intraplattenvulkanismus mit alkalibasaltischen bzw. tholeiitischen Schmelzen, wie aus geochemischen Untersuchungen abzulesen ist (FLICK & NESBOR 1988, NESBOR et al. 1993, NESBOR 1997). Eine zunehmende Tendenz zu Ozeanbodenbasalten von Norden (Sauerland) nach Süden (Lahn-Dill-Gebiet) erkennt nur, wer für letzteres Gebiet die Proben aus der nicht ortständigen Gießener Decke (s.u. bzw. Kap.1.3.4) mit einrechnet (WEDEPOHL et al. 1983) bzw. weiterführenden Interpretationen diese Daten zugrundelegt (SCHMINCKE 1988, FRANKE 1995).

Im jüngeren Unterkarbon wurde das Becken von im Laufe der Zeit intensiver werdenden Grauwackenschüttungen aus dem Süden aufgefüllt, die als sog. Flyschsedimentation von der Mitteldeutschen Schwelle, einem Teilstück des Armorikaterrans, abgeleitet werden und die variscische Gebirgsbildung ankündigen. Diese durchlief als orogene Welle im Oberkarbon das Rhenohercynikum. Dabei wurden auch Späne des Armorikaterrans als Decken auf das Lahn-Dill-Gebiet verfrachtet (Gießener Grauwacke, wahrscheinlich auch die Hörrezone), so daß heute schelf- und beckenbetonte Sedimente gegensätzlicher Fazies („rheinische" Fazies und „hercynische" Fazies) nebeneinander liegen, was früheren Autoren nur schwer deutbar war (KEGEL 1922, 1934). Gegen Ende des Paläozoikums setzte die Erosion ein; seitdem blieb das Lahn-Dill-Gebiet mit dem gesamten Rheinischen Schiefergebirge Festland, das höchstens noch randlich vom Meer erreicht wurde und als Teilstück Europas allmählich nach Norden driftete. Zu Ablagerungen kam es erst wieder örtlich im Tertiär unter terrestrischen Bedingungen.

1.3.3 Stratigraphische Abfolge

1.3.3.1 Unterdevonischer Rahmen

Den Rahmen des Lahn-Dill-Gebietes bildet die geschlossene Verbreitung unterdevonischer klastischer Schelfsedimente („rheinische Fazies"), die allerdings auch in manchen internen Spezialsätteln anzutreffen sind. Von der Dillmulde bis zur mittleren Lahnmulde vermutet man einen kontinuierlichen Übergang in die Sedimentation hemipelagischer Tonschiefer („hercynische Fazies"). Im Südwesten der Lahnmulde finden sich dagegen unterschiedlich große stratigraphische Lücken unter der Transgression der Oberems-Stufe. Deren verschieden altes Einsetzen über der Schichtlücke in der oberen Unterems-Stufe (REQUADT 1990) ist die Folge unterschiedlicher Absenkungsbewegungen oder auch einer Schollenkippung durch die Dehnungsbewegungen in der Kruste des Old-Red-Kontinentes oder ein Hinweis für die Fortsetzung der Hunsrückinsel (SOLLE 1970) nach Nordosten (REQUADT 1991). Der Hiatus an der Basis des Oberems wird dabei in der südwestlichen Lahnmulde als paläogeographisches Ereignis gesehen, das sich als Sequenzgrenze (WAGONER et al. 1988) manifestiert hat.

Bei den ältesten Ablagerungen handelt es sich um den **Taunusquarzit** im Bereich des Katzenelnbogen-Niederneisener Sattels, einem sehr reinen, ehemaligen Sandstein in plattiger bis bankiger Ausbildung, der diagenetisch eingekieselt und damit zu einem Quarzit wurde (Gerölle davon finden sich bereits in jüngeren devonischen Sedimenten). Der Taunusquarzit, in dem es auch Einschaltungen von unreinen Sandsteinen gibt, die in die **Siegener Fazies** überleiten (KEGEL 1922), gehört in die Siegen-Stufe des Unterdevons (Tab. 2). Er bildet die Basis einer feinklastischen Fazies, die im Unterems generell als **Hunsrückschiefer** bezeichnet wird.

In die Unterems-Stufe gehören weiterhin mehrere 1000 m mächtige Schichten mit meist plattigen, quarzitischen Sandsteinen und Siltschiefern (**Singhofener Fazies**), die in verschiedene Formationen gegliedert werden können (REQUADT 1990). Die Oberems-Stufe setzt im Nordwesten der Lahnmulde mit dem **Emsquarzit** ein, der von der Moselmulde bis in den Bereich der mittleren Lahnmulde reicht und in vielem dem Taunusquarzit ähnlich ist. Lokal wird er von einem Crinoidensandstein vertreten, während im übrigen flaserige Sandsteine und Siltschiefer mit gelegentlichen Schillkalklagen auftreten, die bis in die hohe Oberems-Stufe durchhalten (Scheidt-Formation auf Blatt 5613 Schaumburg, REQUADT 1990). In Schwellenpositionen kam es zum Absatz von reinen bzw. tuffitischen **Crinoidenkalken** (Biebrich- bzw. Wasenbachkalk, REQUADT 1990), die stratigraphisch die höhere Oberems-Stufe bis tiefstes Mitteldevon umfassen.

Im Bereich der östlichen Lahnmulde und der Dillmulde wird die Oberems-Stufe von zunächst Tonschiefern und z. T. karbonatischen Sandsteinen und darüber sandig/siltigen Tonschiefern mit Sphärosideritknollen (Sphärosideritschiefer bzw. **Eisengallenschiefer**) eingenommen. Darüber folgen schwach sandige Tonschiefer mit kieseligen, apatithaltigen Konkretionen (**Kieselgallenschiefer**).

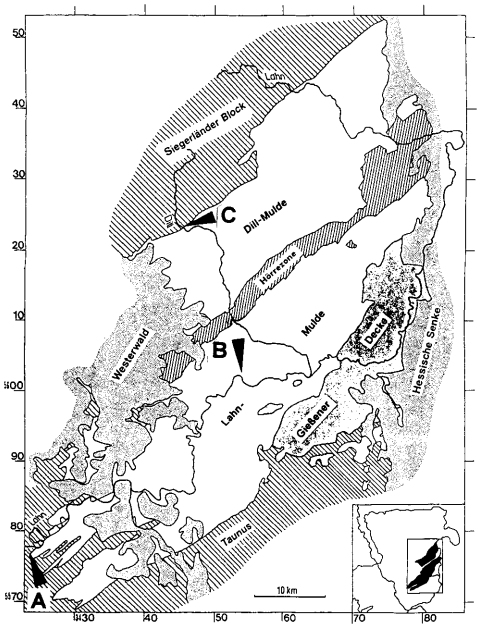
In der gesamten Ems-Stufe findet sich eine größere Anzahl vulkaniklastischer rhyolithischer Einschaltungen, vor allem in der Unterems-Stufe („Singhofener Porphyroide"). Hierbei handelt es sich um vulkanisches Material, das, mit klastischem Sediment vermischt, durch submarine Massenströme aus dem nördlichen Rheinischen Schiefergebirge („Lennevulkanite") umgelagert wurde (KIRNBAUER 1991). Dieser Sedimentationsprozeß erklärt die begrenzte Verbreitung und die petrographische Vielfalt der Porphyroide in jeweils unterschiedlichem stratigraphischem Niveau.

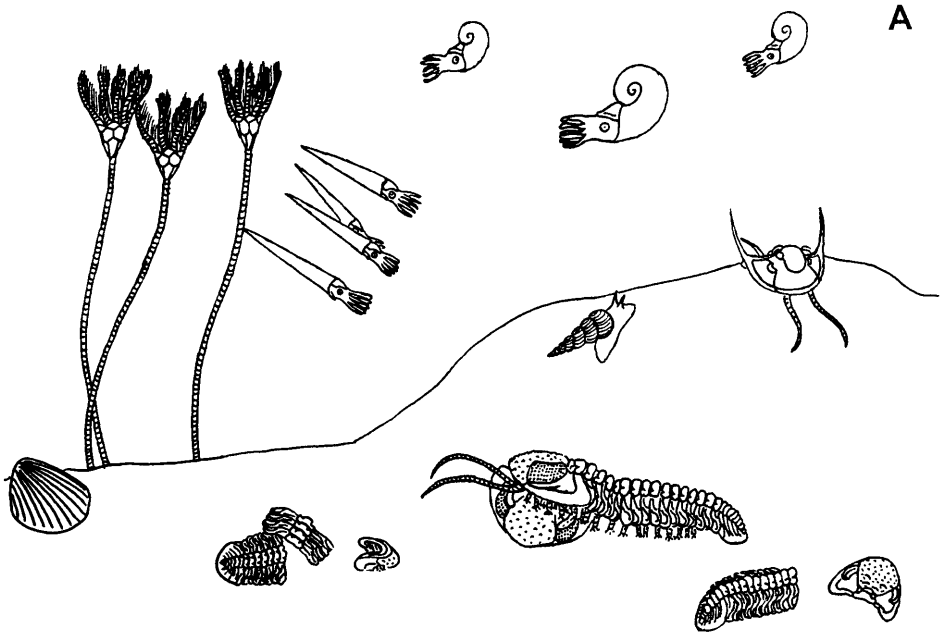
1.3.3.2 Unteres Mitteldevon

a) Sedimentäre Entwicklung: Kurz vor Ende des Unterdevons (Kondel-Unterstufe) setzte eine feinklastische Sedimentation mit meist sehr deutlichen Karbonatanteilen ein, die mehr oder weniger das ganze untere Mitteldevon durchhielt und als Wissenbacher Schiefer bekannt ist. Diese haben ihre Hauptverbreitung im Lahn-Dill-Gebiet (die Typlokalität liegt in der Dillmulde), sind aber auch darüber hinaus bekannt. Da die stratigraphische Reichweite nicht überall gleich ist, wird inzwischen meist von Tonschiefern der **Wissenbacher Fazies** gesprochen (Tab. 2), gegebenenfalls in Verbindung mit einem Lokalnamen.

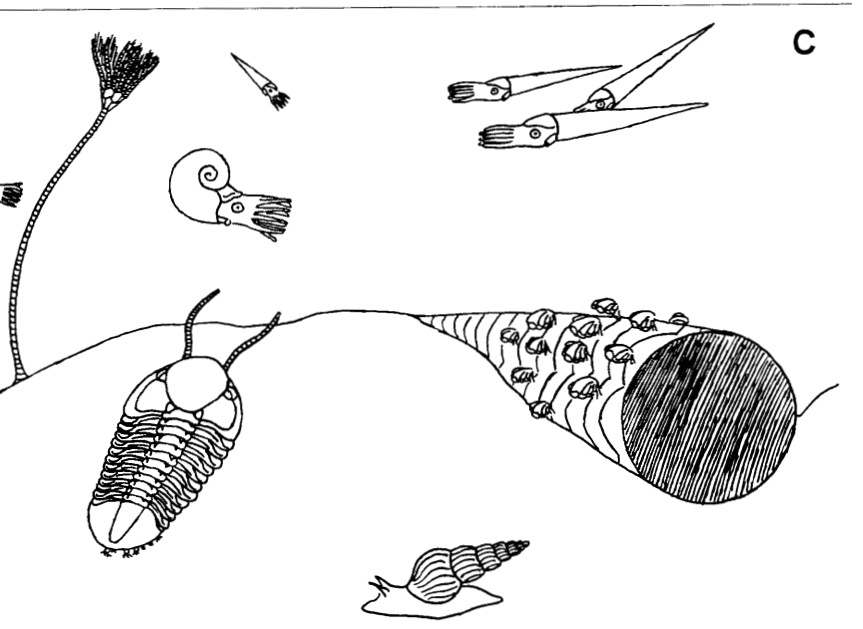
In der südwestlichen Lahnmulde hat sich der durch REQUADT & WEDDIGE (1978) eingeführte Begriff Rupbachschiefer durchgesetzt. Die dort sandfreien Tonschiefer der Wissenbacher Fazies reichen von der Oberems-Stufe bis in das obere Mitteldevon. Im Bereich der Dillmulde und nordöstlichen Lahnmulde klingen die Einlagerungen von Kieselgallen in den Tonschiefern dagegen erst allmählich im tiefsten Mitteldevon aus, so daß dort eine als **Kondel/Eifel-Schiefer** benannte Übergangsfazies von den Wissenbacher Schiefern abgetrennt wird. Letztere reichen bis zum Ende des Mitteldevons, außer in Teilen der Dillmulde, wo sie schon in der höheren Eifel-Stufe vom sog. Eifelquarzit abgelöst werden. In der Dill- und östlichen Lahnmulde werden die karbonatreicheren Tonschiefer z. T. auch als Styliolinen- bzw. Tentakulitenschiefer bezeichnet (KEGEL 1922, 1934, WEYL 1980, THEWS 1996).

Bei der Wissenbacher Fazies handelt es sich um meist milde, dunkel- bis blaugraue Tonschiefer, die vor allem in der mittleren Dillmulde auch merkliche Sandanteile aufweisen können. Der Karbonatgehalt ist überall gegenwärtig und findet sich vor allem in teilweise in Lagen angereicherten Knollen und Linsen, aber auch in plattigen Kalksteinen. Die Mächtigkeit der Tonschieferfolge bleibt in der Lahnmulde unter 300 m, kann in der Dillmulde dagegen erheblich höher werden (bis 500 m). Ihre homogene Ausbildung bei guter Spaltbarkeit war Anlaß zu einem im gesamten Raum verbreiteten Dachschieferbergbau, der in der Dillmulde noch bis vor wenigen Jahren umging. Nachteilig für die Verwendung als Dachschiefer war der feinverteilte Karbonatgehalt und die örtliche Anreicherung von Pyrit. Letzterer hat zusammen mit der dunklen Farbe dazu geführt, daß die Schiefer der Wissenbacher Fazies vielfach als Schwarzschiefer angesprochen wurden


Siegerländer Block
Lahn
Dill-Mulde
C
Hörre
Mulde
B
Westerwald
Lahn-
Gießener
Taunus
Hessische Senke
A
10 km
30
40
50
60
70
80


A

B


C

(z.B. RIETSCHEL 1964, 1966), wobei wenigstens teilweise darunter auch anoxische Ablagerungsbedingungen gemeint sind (z.B. WEYL 1980, REQUADT 1990). Hiergegen sprechen die an verschiedenen Lokalitäten aufgefundenen Faunen. Palökologische Untersuchungen der Wissenbacher Schieferfazies durch SCHUBERT (1996) zeigen, daß es sich durchweg um dysaerobe (Lebensraum mit Sauerstoffmangel), benthonische Organismen handelte. Unterschiede in der Zusammensetzung und Größenentwicklung der Faunen waren dabei durch die Strukturierung des Ablagerungsraumes bedingt, wobei insbesondere verschiedene Tiefen eine unterschiedliche Versorgung mit Sauerstoff bedeuteten. So bewirkten eine geringere Wassertiefe (um 50 m nach STRUVE in FLICK & STRUVE 1984, aber bereits unterhalb der Sturmwellenbasis) in den Rupbachschiefern im Südwesten der Lahnmulde (Abb. 9A) eine größere Reichhaltigkeit mit anderer Zusammensetzung und Individuengröße der Lebewesen als in der südwestlichen Dillmulde (Haigerhütteprofil, SCHUBERT 1996 und Abb. 9 C). Ein Wechsel zu dunkleren Farben im höheren Abschnitt der Wissenbacher Schieferabfolgen hatte offensichtlich eine überregionale Ursache (sog. Choteč-Event) und ging mit einer Verschlechterung der Sauerstoffversorgung einher (SCHUBERT 1996).

Als Ablagerungen relativ flachen Wassers gelten die über den Eisengallenschiefern im tieferen Abschnitt des unteren Mitteldevons entwickelten **Leuner Schiefer** der mittleren Lahnmulde, die bei sandig-siltigen Anteilen besonders karbonatreich und weniger deutlich geschiefert sind. Außerdem zeigt die reichhaltige Fauna mit einer auffälligen Mischung „rheinischer" und „hercynischer" Elemente (Abb. 9 B) sauerstoffreiche Verhältnisse an. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Raum erfolgte seit BURHENNE (1899) keine detailliertere Bearbeitung.

Auf die nordwestliche Dillmulde beschränkt ist die Ausbildung des **Eifelquarzits** im höheren Abschnitt des unteren Mitteldevons. Es handelt sich um eine Abfolge von feinkörnigen, grüngrauen, quarzitischen Sandsteinen in einer Mächtigkeit von 40 m im Südwesten und bis 100 m im Nordosten (RABIEN 1970a). Sie sind plattig bis dickbankig ausgebildet und können z.T. bedeutende Tonschiefereinlagerungen enthalten.

Abb. 9. Biofazies im Lahn-Dill-Gebiet an der Wende Unter-/Mitteldevon in Abhängigkeit von Durchlichtung und Durchlüftung (nach Faunenzusammenstellungen bei BURHENNE 1899, FLICK & STRUVE 1984 und SCHUBERT 1996): A) Rupbachschiefer, südwestliche Lahnmulde: Wassertiefe um 50 m (nach STRUVE in FLICK & STRUVE 1984), relativ gute Lebensbedingungen: Häutungsplatz für Trilobiten (*Chotecops, Otarion*), Goniatiten (z.B. *Sellenanarcestes, Werneroceras*), Orthoceren, Schnecken, Muscheln (z.B. *Puella*), Crinoiden; B) Leuner Schiefer, mittlere Lahnmulde: geringe Wassertiefe, optimale Lebensbedingungen: Brachiopoden (*Pentamerus,* Terebratuliden, Spiriferiden), Crinoiden, Trilobiten (*Gerastos, Cyphaspis, Paralejurus, Kettneraspis*), Bryozoen (*Fenestella*); C) Wissenbacher Schiefer vom Profil Haigerhütte, südwestliche Dillmulde: größere Wassertiefe, schlechte Durchlüftung (dysaerobe Fazies): Orthoceren, Goniatiten (z.B. *Werneroceras*), Brachiopoden (*Buchiola*), Schnecken, Crinoiden, Trilobiten (*Struveaspis*). Lage der Fundpunkte in Karte gekennzeichnet (Zeichnungen ULRICH FLICK).

b) Vulkanische Entwicklung (**Ems-Eifel-Phase**): Produkte kieselsäurereicher Schmelzen, die heute als Metarhyolithe vorliegen und mit den bekannten, postvariscischen Rhyolithen („Quarzporphyren") vergleichbar sind, finden sich in kleineren Vorkommen im Bereich der Dillmulde und der mittleren bis nordöstlichen Lahnmulde. Im Südwesten der Lahnmulde dagegen traten kieselsäurereiche Schmelzen, die in mehrere Typen untergliedert werden können (FLICK 1979), in größerem Umfang mit stratigraphischer Diskontinuität über verschieden altem Unterdevon aus. Dabei spiegelt die unterschiedliche petrographische Ausbildung der Metatrachyte bis -alkalirhyolithe den Entwicklungsgrad der Schmelzen wider. Die damit verbundene lokale Anreicherung an Fluor führte verschiedentlich zu besonders niedrigen Schmelztemperaturen und dabei zu einer ungewöhnlichen zweiten Generation von idiomorphen Quarzeinsprenglingen (FLICK & WEISSENBACH 1978, Kap. 2.3.4). Die Schmelzen haben Vulkaninseln aufgebaut und wurden dabei einerseits als Laven, andererseits explosiv gefördert und zum Teil in Form von Aschenströmen (Ignimbriten) abgelagert (BREITKREUZ & FLICK 1997). Zu diesem explosiven Vulkanismus gehörende Fallablagerungen (fallout) werden durch die zahlreichen, dünnen Aschentufflagen in der Wissenbacher Fazies aus dem gesamten Lahn-Dill-Gebiet repräsentiert (LIPPERT 1970, FLICK & NESBOR 1990, BENDER et al. 1997). Die stratigraphische Zuordnung der Ems-Eifel-Phase beruht im wesentlichen auf solchen Aschentufflagen mit Conodonten-führenden Kalkeinschaltungen.

1.3.3.3 Oberes Mitteldevon

a) Sedimentäre Entwicklung: Wie oben angesprochen, dauerte die Sedimentation in der Fazies der Wissenbacher Schiefer im Südwesten der Lahnmulde (Rupbachschiefer) bis in das obere Mitteldevon fort, im weiteren südlichen Randbereich sogar bis ins Oberdevon. Nach entsprechenden Fossilfunden werden sie dort von AHLBURG (KEGEL 1922) insgesamt ins Oberdevon gestellt und offensichtlich aus Symmetriegründen für die gesamte Lahnmulde als „Oberdevon der südlichen Randfazies" zusammengefaßt. Makro- und vor allem Mikrofossilien aus verschiedenen Lokalitäten konnten jedoch die mitteldevonischen Anteile klar belegen (ROTHE 1962, RIETSCHEL 1964, 1966). Im übrigen Lahn-Dill-Gebiet herrschen die milden **Styliolinen-(Tentakuliten-)Schiefer** vor. Innerhalb der weiteren Lahnmulde wechseln sie vor allem mit plattigen Kalken, in der Dillmulde dagegen mit feinkörnigen, plattigen Sandsteinen und werden dort als „**Styliolinen-Schiefer/Sandstein-Folge**" bezeichnet (Tab. 2). Ihre Mächtigkeit wird mit 200 bis 250 m angegeben (RABIEN 1970a, BENDER et al. 1997).

Im Südosten der Dillmulde sind große Rutschmassen (Olisthostrome) erkannt worden, die das Gesteinsspektrum zwischen Oberems- und Givet-Stufe in einzelnen kleineren Rutschkörpern (Olistholithe) enthalten (Kap. 2.2.1, H. HUCKRIEDE 1992) und deren rascher Gesteinswechsel früher Schwierigkeiten in der Deutung

bereitet hat. Bei einer Gesamtmächtigkeit zwischen 100 und 200 m werden sie von BENDER et al. 1997 als **Uebernthal-Formation** ausgegliedert und setzen sich vermutlich in der **Daberg-Formation** am Nordwestrand der mittleren Lahnmulde fort (SALAMON 1996).

Über Untiefen entstanden im oberen Mitteldevon im Bereich der gesamten Lahnmulde zahlreiche **Riffe**. In der Dillmulde ist lediglich ein größeres Riff im Südwesten der Mulde bekannt (Langenaubach-Breitscheider Riff), das sich noch mehrere Kilometer unter dem Westerwald verfolgen läßt und von KREBS (1966) als Atoll angesprochen wurde. Die Riffe waren in erster Linie an die vielen submarinen Vulkanbauten gebunden, wo sie sich i.allg. relativ spät im oberen Mitteldevon (BUGGISCH & FLÜGEL 1992, OETKEN 1996), vor allem aber im tiefen Oberdevon (sog. Ibergkalk) entwickelten. Nachlassende vulkanische Aktivitäten in dieser Zeit ermöglichten ein ausgedehntes und mächtiges Wachstum bis zu einigen 100 m (so im Raum Diez-Limburg mindestens 300 m, REQUADT 1990), während das Riffwachstum in Zeiten hoher vulkanischer Aktivität häufig im Ansatz steckenblieb, weil die Riffe zu schnell absanken, verschüttet oder zerstört wurden. Im südlichen Randbereich der Lahnmulde ist ihr Einsetzen über den unterdevonischen Rahmensedimenten bereits für das untere Mitteldevon belegt (WERDING 1967).

Die Fazies der auch als „Massenkalke" bekannten Riffkalke ist stark von ihrer Ausrichtung zum Festland bestimmt (KREBS 1974). Dabei ist ein charakteristischer Aufbau aus landnahem Rückriff (z.T. als Lagune), Riffkern und einem zum Meer hin orientierten Vorriff entwickelt. Davon abhängig ist in kleinräumigem Wechsel die Zusammensetzung einer vielfach reichhaltigen Fauna und Flora (Abb. 10), unter denen vor allem Stromatoporen, Korallen, Brachiopoden und Crinoiden wichtig sind. Entsprechend läßt sich ein kleinräumiger Wechsel in der Riffazies rekonstruieren (KREBS 1966, BUGGISCH & FLÜGEL 1992, BRAUN et al. 1994, OETKEN 1996). Die Entwicklung eines Riffes ist ein sehr dynamischer Vorgang mit Vorbau oder Rückzug der unterschiedlichen Faziesbereiche in Abhängigkeit von den Meeresspiegelschwankungen und je nach Lage des Gleichgewichtes zwischen organischem Wachstum und Absinken des Untergrundes, wie gerade an kleineren Riffkomplexen gezeigt werden kann (FLICK & SCHMIDT 1987, STAPF & NIEMANN in FLICK et al. 1988a).

Das Rückriff besteht aus gut geschichteten Kalksteinen, die häufig durch nicht abgebaute, organische Substanz dunkel gefärbt und bituminös sind. Der Riffkern ist, abgesehen von der Lebensgemeinschaft, durch seinen massigen, mehr oder weniger schichtungslosen Aufbau gekennzeichnet und nimmt den kleinsten Anteil an den Riffkalken ein. Das Vorriff enthält dickbankige Kalke mit einer primär schon markanten Schichtneigung, wie aus der Orientierung der Fossilien („fossile Wasserwaagen") deutlich wird.

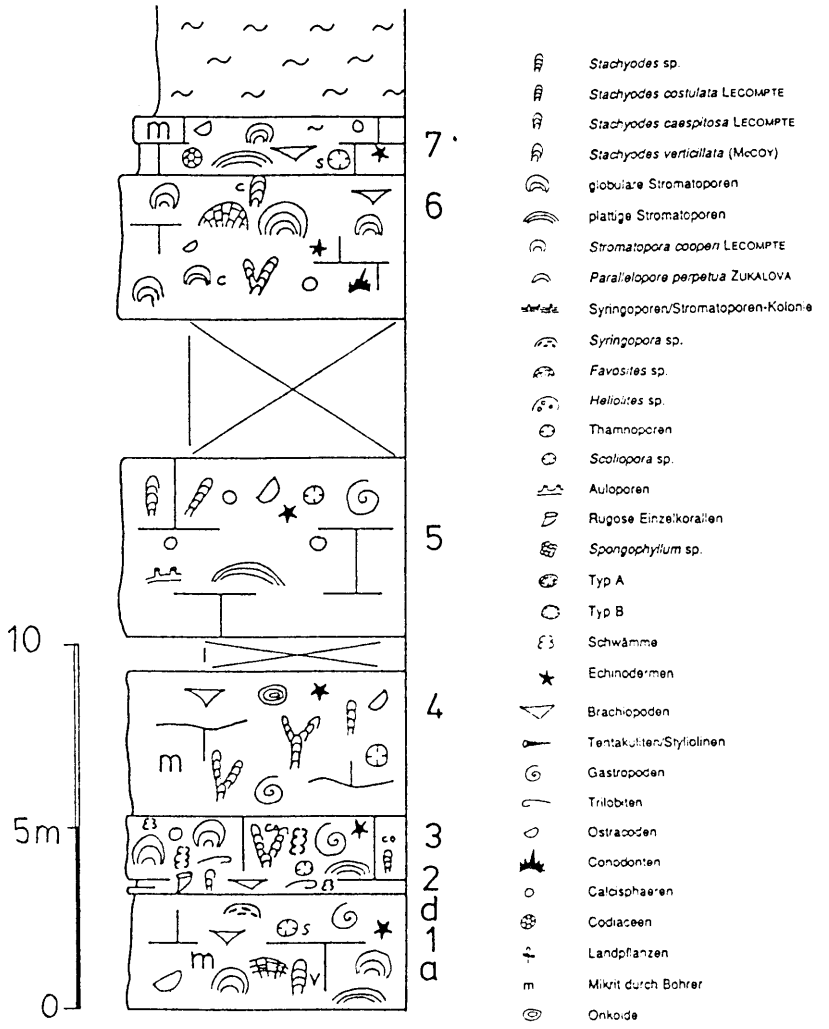


Abb. 10. Biofazies einer beginnenden, bankigen Riffentwicklung im hohen Mitteldevon, Weiltal in der mittleren Lahnmulde (aus BUGGISCH & FLÜGEL 1992, Profil E).

b) Vulkanische Entwicklung (**Givet-Adorf-Phase**): Die Givet-Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970) stellt die bedeutendste vulkanische Phase im devonischen Zyklus dar und umfaßt das obere Mitteldevon bis tiefe Oberdevon (Tab. 2). Es entstanden mehrere, sich überschneidende Förderzentren (NESBOR et al. 1993), d.h. keine Spaltenvulkane, wie bisher im allgemeinen angenommen wurde. Dabei waren innerhalb dieser Zeitspanne Einsetzen und Abklingen der vulka-

nischen Aktivitäten individuell verschieden. Die Vulkankomplexe erreichten etliche 100 m Höhe (AHLBURG vermutete bis 1000 m, KEGEL 1922) und Durchmesser bis ca. 20 km. Es wurden vorwiegend alkalibasaltische, untergeordnet auch trachytische bis alkalirhyolithische Magmen gefördert. Die basaltischen Schmelzen flossen in großen Mengen als Laven am Meeresboden aus oder eruptierten explosiv. In geringerem Umfang intrudierten sie in subvulkanischem Niveau in Form von Lagergängen (HENTSCHEL 1970, VOSSOUGHI-ABEDINI & HENTSCHEL 1971, NESBOR 1988, NESBOR & FLICK 1988a) oder auch in Magmakammern (FLICK et al. 1991), die in den unterlagernden, älteren Sedimenten stecken. Über den Fördersystemen entwickelten sich mächtige, submarine Vulkanbauten, die bei asymmetrischem Aufbau infolge der Schollenkippung im Untergrund (MOE 1998) gelegentlich die Meeresoberfläche überragten. In Abhängigkeit von der Entfernung zum Eruptionszentrum und der damit einhergehenden Ausbildung der Förderprodukte sind Zentral-, Proximal- und Distalfazies zu unterscheiden (Abb. 11). Aus deren Verbreitung läßt sich die Paläogeographie des von einzelnen Vulkanzentren beherrschten Meeresraumes rekonstruieren (Abb. 12 oben), die

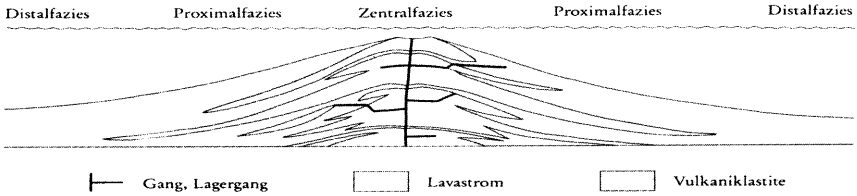


Abb. 11. Faziesschema eines submarinen Vulkangebäudes der Givet-Adorf-Phase (aus NESBOR et al. 1993).

durch AMS-Messungen (Anisotropiemessungen der magnetischen Suszeptibilität) der Fließrichtung von Laven (MOE 1998) untermauert wird (Abb. 12 unten). Förderpausen, im wesentlichen aber das Förderende führten infolge diagenetischer Alterationsprozesse in den vulkanischen Abfolgen zur Abscheidung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ, vorzugsweise im Bereich der Proximalfazies (Kap. 2.2.5, FLICK et al. 1990).

Die **Zentralfazies** ist im wesentlichen durch Pillowlaven und Deckenergüsse gekennzeichnet, denen nur gelegentlich geringmächtige vulkaniklastische Ablagerungen zwischengeschaltet sind. Neben umgelagerten (epiklastischen) Abfolgen (zu den Fragmentierungsprozessen vulkanischer Förderprodukte siehe Tab. 3) treten dabei primäre Fallablagerungen (gut sortierte Aschentuffe) auf. Hinzu kommen schlecht sortierte, pyroklastische Fließablagerungen, bei denen z.T. eine Antidünenschichtung entwickelt ist. Sie werden als Produkte von base surges (Bodenwolken) interpretiert, die sich bei phreatomagmatischen Eruptionen lateral vom Eruptionszentrum aus mit extrem hohen Geschwindigkeiten ausbreiten.

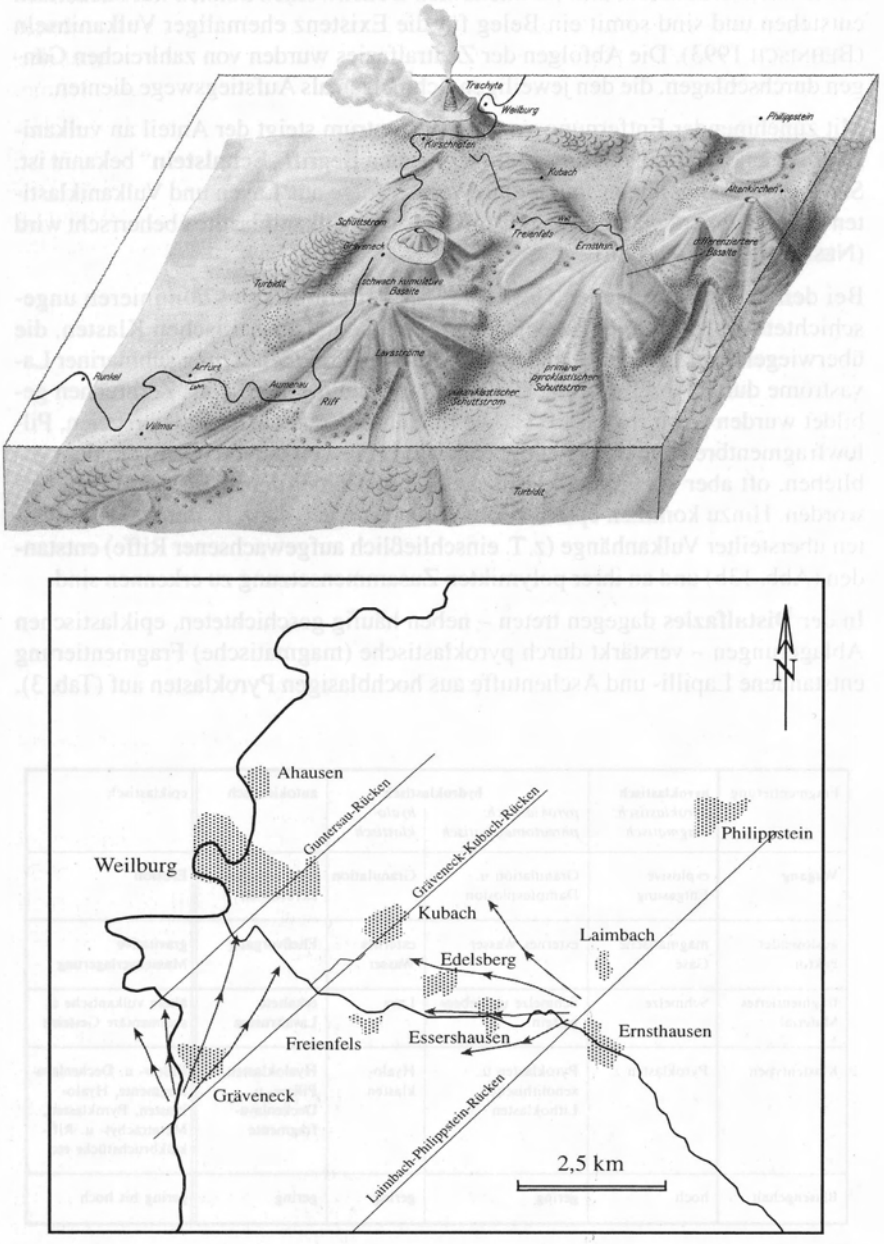


Abb. 12. Paläogeographische Rekonstruktion der Vulkanzentren in der mittleren Lahnmulde im oberen Mitteldevon. Oben: Blockbild mit Faziesgliederung (aus NESBOR et al. 1993). Unten: Fließrichtung der Laven nach Anisotropiemessungen der magnetischen Suszeptibilität (aus MOE 1998).

Diese hochverdünnten, d.h. partikelarmen Bodenwolken können nur subaerisch entstehen und sind somit ein Beleg für die Existenz ehemaliger Vulkaninseln (BEHNISCH 1993). Die Abfolgen der Zentralfazies wurden von zahlreichen Gängen durchschlagen, die den jeweiligen Schmelzen als Aufstiegswege dienten.

Mit zunehmender Entfernung vom Förderzentrum steigt der Anteil an vulkaniklastischem Material, das unter dem regionalen Begriff „**Schalstein**" bekannt ist. So ist die Proximalfazies durch eine Wechselfolge aus Laven und Vulkaniklastiten charakterisiert, während die Distalfazies von Vulkaniklastiten beherrscht wird (NESBOR & FLICK 1988b).

Bei den vulkaniklastischen Gesteinen der **Proximalfazies** dominieren ungeschichtete Ablagerungen aus blasenarmen, ehemals basaltischen Klasten, die überwiegend aus der hyalo- und autoklastischen Fragmentierung submariner Lavaströme durch Abschreckung (Granulation) und mechanisches Zerbrechen gebildet wurden (Abb. 13a, Tab. 3). Die hieraus entstandenen Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastite sind z.T. weitgehend in situ erhalten geblieben, oft aber als vulkaniklastische Schuttströme (debris flows) umgelagert worden. Hinzu kommen epiklastische Ablagerungen, die z.B. durch das Abgleiten übersteilter Vulkanhänge (z.T. einschließlich aufgewachsener Riffe) entstanden (Abb. 13b) und an ihrer polymikten Zusammensetzung zu erkennen sind.

In der **Distalfazies** dagegen treten – neben häufig geschichteten, epiklastischen Ablagerungen – verstärkt durch pyroklastische (magmatische) Fragmentierung entstandene Lapilli- und Aschentuffe aus hochblasigen Pyroklasten auf (Tab. 3).

Fragmentierung	**pyroklastisch** *pyroklastisch: magmatisch*	**hydroklastisch** *pyroklastisch: phreatomagmatisch*	 *hyalo-klastisch*	autoklastisch	epiklastisch
Vorgang	explosive Entgasung	Granulation u. Dampfexplosion	Granulation	mechanisches Zerbrechen	Erosion
auslösender Faktor	magmatische Gase	externes Wasser	externes Wasser	Fließvorgang	gravitative Massenverlagerung
fragmentiertes Material	Schmelze	Schmelze u. Nebengestein	Lava	erkaltete Lavakrusten	ältere vulkanische u. sedimentäre Gesteine
Klastentypen	Pyroklasten	Pyroklasten u. xenolithische Lithoklasten	Hyalo-klasten	Hyaloklasten, Pillow- u. Deckenlava-fragmente	Pillow- u. Deckenlava-fragmente, Hyalo-klasten, Pyroklasten, Metatrachyt- u. Riff-kalkbruchstücke etc.
Blasengehalt	hoch	gering	gering	gering	gering bis hoch

Tab. 3. Fragmentierungsprozesse vulkaniklastischer Gesteine nach FISHER & SMITH (1991, fett) und CAS & WRIGHT (1987, kursiv), bei übereinstimmender Bezeichnung Normalschrift (aus NESBOR et al. 1993).

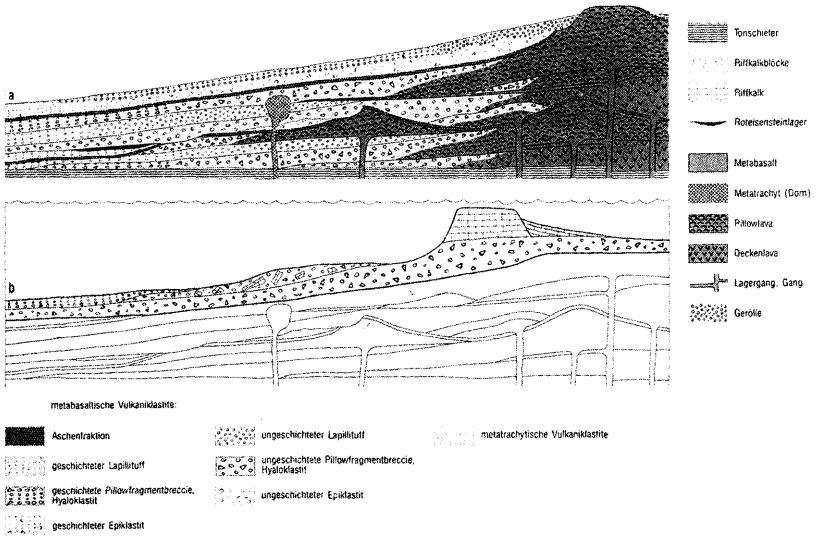


Abb. 13. Modell eines submarinen Vulkankomplexes der Givet-Adorf-Phase in der mittleren Lahnmulde. a) unmittelbar nach dem Ende der vulkanischen Aktivität. b) nach einer längeren Erosionsphase mit aufgewachsenem Riff (aus NESBOR et al. 1993).

Sie wurden im Bereich der Zentralfazies unter geringer Wasserbedeckung oder auf Vulkaninseln explosiv gefördert und im wesentlichen durch submarine, wassergestützte pyroklastische Ströme (Diskussion in NESBOR et al. 1993) in das Becken transportiert. Die daraus hervorgegangenen pyroklastischen Stromablagerungen (vorwiegend ungeschichtete Lapillituffe) werden häufig von turbiditischen Abfolgen aus geschichteten Lapilli- und Aschentuffen überlagert.

Die trachytischen Metavulkanite und -vulkaniklastite sind gegenüber den alkalibasaltischen nur in geringer Menge, aber in größerer Vielfalt vertreten (FLICK 1979). Die Schmelzen intrudierten z.T. als Lagergänge (FLICK 1978) oder als endogene Dome (Abb. 13a), überwiegend bildeten sie jedoch kurzlebige, kleine Vulkaninseln, die häufig den submarinen basaltischen Vulkankomplexen aufsaßen.

1.3.3.4 Oberdevon

a) Sedimentäre Entwicklung: Das Oberdevon, besonders sein tieferer Teil, ist der Zeitabschnitt, dessen Ablagerungen die größte Vielfalt aufweisen. Dieses war durch ein von den z.T. noch anhaltenden vulkanischen Vorgängen hervorgerufenes, kleinräumiges, submarines Relief bedingt, das wesentlich die Versorgung mit klastischem Sedimentmaterial wie auch mit Sauerstoff im Wasserkörper steuerte. Abhängig vom Relief reichte die Mächtigkeitsentwicklung von

wenigen m bis zu einigen 100 m mit entsprechenden Faziesverzahnungen der verschiedenen Ausbildungen der Schichtenfolge, deren Parallelisierung erst mit Hilfe der Mikrofauna gelang (z.B. BUGGISCH et al. 1978).

Bei unterschiedlicher Lebensdauer der einzelnen Riffe (OETKEN 1996) endete deren Wachstum generell in der höheren Adorf-Stufe (tiefes Oberdevon, Tab. 2) mit dem zweimal kurz hintereinander auftretenden **Kellwasserereignis** (benannt nach einer Lokalität im Harz). Hierbei kam es zum kurzfristigen Übergreifen einer anaeroben Fazies, die das marine Bodenleben weit über das Rhenohercynikum hinaus absterben ließ und sich im Lahn-Dill-Gebiet als geringmächtige Einschaltung von schwarzen Kalksteinen oder Tonschiefern ausdrückt. Diese Faziesausbildung fehlt allerdings im Bereich der Schaumburger Mulde in der südwestlichen Lahnmulde (REQUADT 1990). Von diesem Rückschlag haben sich die Riffe nicht mehr erholt. Sie bildeten Untiefen und wurden z.T. erst wieder im Unterkarbon in die allgemeine Sedimentation einbezogen (Langenaubach-Breitscheider-Riff in der Dillmulde). Häufig kam es in der Zwischenzeit zu Verkarstungserscheinungen, wobei sich in den Hohlräumen vor allem karbonatische, z.T. durch tropische Verwitterung rot gefärbte Sedimente ansammeln konnten.

Im Bereich abgesunkener Schwellen entwickelten sich in der Adorf-Stufe (Frasnium) feinkörnige oder dichte Kalke (**Adorfplattenkalke** bzw. **Adorfkalke**, z.T. sind auch Lokalbezeichnungen eingeführt), wobei in diesen Kalken Zwischenlagen von Ton- und Kieselschiefern gängig sind. Als sog. **Cephalopodenkalkfazies** sind solche dichten Kalksteine immer wieder in der Abfolge des Oberdevons anzutreffen.

Im hessischen Teil der westlichen Lahnmulde treten im Oberdevon die **Gaudernbacher Schichten** mit einer Fazies aus Tonschiefern, Sandsteinen, Kieselschiefern und Kalklinsen auf (DILLMANN 1952, KEGLER 1967), deren Verband im Gesamtprofil noch ungeklärt ist.

Der Abtragungsschutt von Vulkaninseln ist mit einem bunten Gesteinsspektrum im häufig konglomeratischen sog. „Keratophyrtuff" bzw. den Abfolgen der **Dillenburg-Formation** dokumentiert (RIETSCHEL 1966, LIPPERT 1970, BENDER et al. 1997), wobei zwei Faziestypen (mächtige Becken- und geringermächtige Schwellensedimente) unterschieden werden können. Die Dillenburg-Formation ist im namengebenden Raum in der südwestlichen Dillmulde besonders mächtig (bis über 200 m, RABIEN 1970b). Über diesen Folgen, aber auch im weiteren Lahn-Dill-Gebiet (besonders in der südwestlichen und nordöstlichen Lahnmulde), finden sich die **Adorfkieselschiefer**, die aus Einschaltungen von bunten und schwarzen Kieselschiefern (Lyditen) in gelblichgrünen, z.T. leicht sandigen Tonschiefern bestehen.

Die eigentliche Beckenfazies stellen die **Adorfschiefer** dar, die ohne Fossilfunde nicht von mitteldevonischen Sedimenten unterschieden werden können. Ihre mehr oder weniger durchgehend schwarze Ausbildung im südlichen Randbereich

der Lahnmulde ist schon genannt worden. Auch sonst können die sehr vielgestaltigen Adorfschiefer lokal schon im Givet einsetzen (BENDER et al. 1997). In ihrer markantesten Ausbildung als **Adorfbänderschiefer** handelt es sich um hell- und dunkelgraue bis schwarze Ton- und Mergelschiefer mit feiner bis grober Bänderung und gelegentlichen Einschaltungen von Kalkstein- und Vulkaniklastitlagen. Meist gehen sie nach oben in graugrüne bis grüngraue, örtlich auch rote Tonschiefer über. Gelegentlich sind auch Schwarzschiefer entwickelt, z.B. in der mittleren Lahnmulde (HENNINGSEN & QUADE 1962).

In ihrer reinen Ausbildung als **Cypridinenschiefer** (nach der älteren Bezeichnung für die relativ häufig anzutreffenden Ostracoden) sind die siltigen Tonschiefer in ihrer roten Färbung vor allem für das mittlere Oberdevon (Nehden- und Hemberg-Stufe) typisch, reichen lokal aber auch bis zum Ende des Oberdevons (RABIEN 1970b, BENDER et al. 1997). Häufig sind hierbei abschnittsweise Karbonate in einer Mischfazies beteiligt, die als **Kalkknotenschiefer** („Kramenzelkalk") bekannt ist. Beide Ausbildungsformen zusammen stellen die charakteristische Oberdevonfazies über das Lahn-Dill-Gebiet hinaus dar (besonders schön in der Umgebung von Weilburg aufgeschlossen). Im übrigen herrschen in den Tonschiefern des höheren Oberdevons wieder mehr graugrüne bis graue Farben vor, wobei die Mächtigkeiten zurückgehen. In weiten Teilen der Lahnmulde, wie z.B. in der südwestlichen Teilmulde, fehlt das höchste Oberdevon auch ganz.

Ein wichtiges Schichtglied sind die **Oberdevonsandsteine**. Als feinkörniger, teilweise karbonatischer Sandstein von grüngrauer Farbe tritt der Adorfsandstein (RABIEN 1970b) lokal im Südwesten der Dillmulde auf. Er bildet bankige Einlagerungen in einer Gesamtmächtigkeit von einigen Metern innerhalb der Adorfschiefer. In ähnlicher Ausbildung, aber dickbankiger, glimmerreich und häufig mit internen Sedimentstrukturen, spielen Sandsteine in der nördlichen Dillmulde im mittleren (Nehden-Hemberg-Sandstein) und hohen Oberdevon (Dasberg-Wocklum-Schiefer/Sandstein-Folge) eine wichtige Rolle.

b) Vulkanische Entwicklung (**Oberdevonphase**): Die Oberdevonphase (Tab. 2) bildete in ihrer vulkanischen Intensität einen schwachen Nachhall zur vorhergehenden Givet-Adorf-Phase. Im Bereich der Lahnmulde reichte sie dabei von der Nehden- bis zur Hemberg-Stufe, in der Dillmulde von der Hemberg- bis zur Wocklum-Stufe (KREBS 1960a, RIETSCHEL 1961, 1966, LIPPERT 1970, BUGGISCH & FLÜGEL 1992). Sie hat ausschließlich alkalibasaltische Schmelzen geliefert, die – vorzugsweise in der Dillmulde – gelegentlich spinellperidotitische Mantelxenolithe (ehem. Lherzolithe) förderten (NESBOR 1997). Dadurch ist belegt, daß die entsprechenden Magmen primitiv waren, d.h. nicht in Magmakammern innerhalb der Erdkruste stagnierten und dort verändert wurden, wie es während der Givet-Adorf-Phase der Fall war, sondern unmittelbar aus dem Erdmantel aufstiegen. Lokal entstanden am Meeresboden kleinere Pillowvulkane, die aus Pillowlaven, Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastiten aufgebaut sind (Tab. 3). In der Umgebung dieser submarinen Vulkane wur-

den dabei z.T. mächtige Abfolgen aus umgelagerten Vulkaniklastiten sedimentiert.

1.3.3.5 Unterkarbon

a) Sedimentäre Entwicklung: Bis zum Beginn des Unterkarbons war das vorher kontrastreiche Relief im Lahn-Dill-Becken in etwa ausgeglichen worden. Wo das höchste Oberdevon fehlt, fehlt auch das tiefste Unterkarbon. Im übrigen setzte sich die geringmächtige Fazies der grüngrauen bis dunkelgrauen Tonschiefer im Unterkarbon 1 (cd 1) fort, die zusammen mit dem oberdevonischen Anteil als **Hangenbergschiefer** bezeichnet werden (Tab. 2). Verschiedentlich ist ein geringer Feinsandanteil festzustellen, häufiger sind Lagen von größeren Kalkknollen.

Ab dem Unterkarbon 2 ist die Abfolge wieder im gesamten Raum verbreitet, beginnend mit den nur wenige Meter bis Zehnermeter mächtigen **Liegenden Alaunschiefern**, die in der mittleren Lahnmulde örtlich bereits im Unterkarbon 1 einsetzen (RIETSCHEL 1966). Hierbei handelt es sich um dünnplattige, tiefschwarze, meist etwas kieselige Tonschiefer mit einer charakteristischen Beimengung einzelner Phosphoritknollen, die unter anoxischen (euxinischen) Bedingungen gebildet wurden. Nach oben hin gehen sie in die **Kulmkieselschiefer** über, die aus plattigen, auffällig stückig zerbrechenden Hornsteinlagen von grüner, roter oder schwarzer Farbe im Wechsel mit dünnen Tonsteinzwischenlagen bestehen. Da die Kieselschiefer zu intensiver Faltung neigen, wird leicht eine größere Mächtigkeit vorgetäuscht. Sie wird aber auf kaum mehr als 20 m geschätzt. Kulmkieselschiefer sind häufig als Zwischenlagen in den basaltischen Ergüssen der Unterkarbonphasen eingeschaltet. Ihre Entstehung in Zusammenhang mit den vulkanischen Aktivitäten ist auffällig (DEHMER et al. 1989, GURSKY 1997).

Vom tieferen Unterkarbon 1 bis zum höheren Unterkarbon 2 unterlag das Langenaubach-Breitscheider Riff im Südwesten der Dillmulde, vermutlich in Zusammenhang mit intensiver Bruchtektonik, einer lokalen Aufarbeitung (KREBS 1966). Dies führte zur Ablagerung der bis 50 m mächtigen Langenaubacher Breccie in mehreren Schuttströmen, die neben z.T. sehr großen Riffkalkblöcken eine bunte Abfolge aus Gesteinen vom Unterkarbon bis hinunter zur Dillenburg-Formation umgelagert haben (LIPPERT 1970). Ab diesem Zeitpunkt wurde auch dieses Riff in die allgemeine Sedimentation einbezogen.

Als örtliche Einschaltungen in Abfolgen des mittleren bis höheren Unterkarbon 2, insbesondere aber als Spalten- und Schlottenfüllungen in den Riffkalken sowohl der Dill- als auch der Lahnmulde, treten dichte bis spätige, häufig als **Crinoidenkalke** ausgebildete, geringmächtige Kalksteine unterschiedlicher Färbung auf, die als Erdbacher Kalke bezeichnet werden und verschiedentlich auch eine Makrofauna führen.

Ungefähr mit dem Unterkarbon 3 änderten sich erneut die Sedimentationsbedingungen mit dem Absatz der grauen, plattigen bis bankigen **Kulmtonschiefer**, die wegen des häufig massenweisen Auftretens der Muschel *Posidonia becheri* auch als Posidonienschiefer bezeichnet werden. In diesen bis über 100 m mächtigen Tonschiefern finden sich in der Dillmulde und nördlichen Lahnmulde einzelne Kalksteinbänke, die als Rutschmassen (allodapische Kalke) mit einer dem Kohlenkalk verwandten Fauna vom Nordrand des Rhenohercynikums hergeleitet werden (THEWS 1996). Ansonsten schalten sich in die Tonschiefer zunehmend und nach oben mächtiger werdende Grauwacken ein. Diese **Kulmgrauwacken** gehören ebenfalls noch in das tiefere Unterkarbon 3. Deren ursprüngliche Mächtigkeit von einigen 100 m ist durch die nachfolgende Erosion erheblich, in weiten Teilen der Lahnmulde sogar bis auf 0 m reduziert worden. Die Grauwacken können so massig werden, daß die Schichtung im Aufschluß kaum zu erkennen ist. Ansonsten zeigen sie die typischen Merkmale für Turbidite und bilden als Anzeiger für die herannahende, variscische Orogenfront den Abschluß der Sedimentation im Lahn-Dill-Gebiet. Eine zeitliche Verlagerung des Einsetzens sowohl der Kulmtonschiefer als auch der Kulmgrauwacken von Süden nach Norden ist erkennbar.

b) Vulkanische Entwicklung (**Unterkarbonphasen**): Im Unterkarbon kam es im Lahn-Dill-Gebiet zu einem zweiten, großen vulkanischen Zyklus, der als „**Deckdiabasvulkanismus**" bekannt ist und im Ausmaß dem devonischen nur wenig nachgestanden haben dürfte. Wenn dieses heute geringer erscheint (wesentlich in der Dill- und östlichen Lahnmulde, wenig in der mittleren und vernachlässigbar in der südwestlichen Lahnmulde), so liegt das an der räumlichen Verbreitung der karbonischen Gesteinsabfolge. Die Verteilung der subvulkanischen Intrusiva in der gesamten Lahnmulde belegt die ursprünglich weiträumigere Ausdehnung (NESBOR & FLICK 1988a, REQUADT et al. 1993). Die Mächtigkeit der vulkanischen Abfolgen im Karbon kann auf über 300 m veranschlagt werden. Die vulkanischen Aktivitäten lassen sich in eine erste Phase mit ausschließlich tholeiitischen Basalten und eine zweite mit primitiven Alkalibasalten, die bisher nur in geringem Umfang in der Dillmulde nachgewiesen wurde, trennen (NESBOR 1997).

Der Vulkanismus setzte im Bereich der Dillmulde mit Beginn des Unterkarbon 1 ein und reichte bis in das tiefste Unterkarbon 3. Für den Bereich der Lahnmulde scheint der Zeitabschnitt kürzer zu sein (späteres Einsetzen, früheres Aufhören), was jedoch durch die reduzierte Verbreitung vorgetäuscht sein kann. Die Haupttätigkeit lag im Unterkarbon 2, parallel zur Sedimentation der Kulmkieselschiefer.

Auffällig für den karbonischen Zyklus ist eine Olivinfraktionierung bei den tholeiitischen Schmelzen, die dazu geführt hat, daß in mächtigeren Lagergängen ein Olivin-reicher Bodensatz entstand oder daß Olivinkumulate aus tieferen Magmakammern vor allem in der nordöstlichen Dillmulde eigenständige Intrusionen beachtlicher Größe gebildet haben (HENTSCHEL 1970, NESBOR 1997).

Wie im devonischen Zyklus kam es im Unterkarbon zur räumlichen Überlappung der submarinen Vulkangebäude (SCHMINCKE & SUNKEL 1987). Jetzt herrschten jedoch, bedingt durch die größere Wassertiefe, Laven vor. Dabei dürfte auch der im Vergleich zu den alkalibasaltischen Schmelzen primär geringere Gasgehalt der tholeiitischen Magmen eine Rolle gespielt haben. Der Anteil der Pillowlaven ist besonders groß – der typische Vulkan im Unterkarbon ist der Pillowvulkan (Abb. 14), wobei die Durchmesser der einzelnen Lavaschläuche oft nach oben hin abnehmen. Vulkaniklastische Ablagerungen blieben insgesamt unbedeutend. Sie

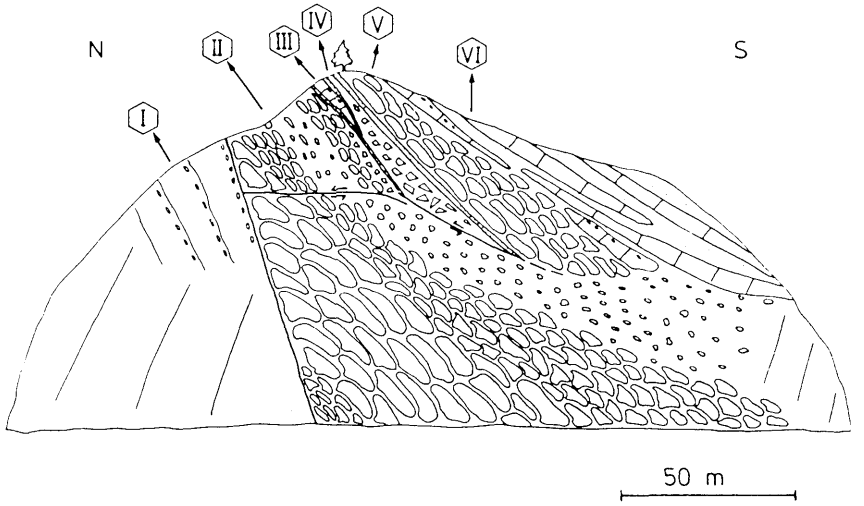


Abb. 14. Pillowvulkan aus der Unterkarbonphase 1, eingeteilt in sechs Gesteinseinheiten, bestehend aus Deckenlaven (I u. III), Pillowlaven (II u. V), klastischer Abfolge (IV) sowie Deckenlaven und Tuffen (VI). Skizze des Steinbruchs Herbornseelbach (aus SCHMINCKE 1988).

entstanden im wesentlichen bei der Fragmentierung von Lavaströmen infolge der Abschreckung durch das Meerwasser und nicht durch das Zerreißen der Schmelze infolge explosiver Entgasung. Typisch sind deshalb Pillowfragmentbreccien aus zerbrochenen Lavaschläuchen und abgeplatzten Glaskrusten.

Die Laven und Vulkaniklastite der Phase 2 sind geochemisch deutlich (NESBOR 1997), makroskopisch und mikroskopisch jedoch nur schwer von denen der Phase 1 zu unterscheiden. Auffällig ist nur ein markant höherer Blasengehalt. Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal ist das verbreitete Auftreten von ehemals spinell-lherzolithischen Mantelxenolithen, die mit bis zu 40 cm Durchmesser eine ungewöhnliche Größe erreichen und einen sehr schnellen Aufstieg der alkalibasaltischen Schmelze aus dem Erdmantel an die Erdoberfläche, ohne Zwischenaufenthalt in einer Magmakammer, belegen.

Durch diagenetische Alteration der vulkanischen Abfolgen ist es auch im Unter-

karbon zur Bildung von kieseligen Eisenerzen und Eisenkieseln gekommen. Diese lassen sich analog zur Givet-Adorf-Phase durchaus als Lagerzüge auskartieren (Kap. 2.1 und 2.2.5, LIPPERT 1970, BENDER et al. 1997), eine wirtschaftliche Bedeutung haben sie aber nur selten erlangt.

1.3.4 Variscische Gebirgsbildung

Im höheren Unterkarbon endete die Sedimentation und während des Oberkarbons wurde der Raum des Lahn-Dill-Gebietes in die von Süden anrückende, variscische Gebirgsbildung einbezogen. Die letzten bekannten Sedimente sind ca. 340 Mio Jahre alt (Tab. 2). Jüngere Sedimente hat es vermutlich noch gegeben, sie wurden aber mit dem Einsetzen der orogenen Deformation bereits wieder erodiert und umgelagert. Das Maximum der Deformation durchlief das Lahn-Dill-Gebiet von Südosten nach Nordwesten, wobei der Südostrand der Lahnmulde vor gut 320 Mio Jahren, der Nordwestrand der Dillmulde vor knapp 315 Mio Jahren erreicht wurde (ermittelt an synkinematisch, im Höhepunkt der Deformation und Metamorphose kristallisierten Phyllosilikaten, AHRENDT et al. 1978, 1983). In diesem Zeitraum wurde das Lahn-Dill-Gebiet – bei einer Krustenverkürzung um etwa 50% – von ursprünglich knapp 100 km auf ungefähr 45 km Breite (quer zum Streichen gerechnet) reduziert. Die mit der orogenen Einengung verknüpfte Metamorphose blieb im Lahn-Dill-Gebiet sehr schwach (Anchimetamorphose, bzw. Prehnit-Pumpellyit-Fazies) und ist nur gelegentlich von den Vorgängen der Diagenese sicher zu trennen.

Bei der variscischen Deformation entstand ein NW-vergenter Falten- und Schuppenbau (Abb. 15), der die Lahn- und die Dillmulde in kleinere Unterstrukturen gliedert. Die feinkörnigen Sedimente und umfangreichen Abfolgen vulkaniklastischer Ablagerungen der Givet-Adorf-Phase wurden geschiefert (aus dem hieraus hervorgegangenen Erscheinungsbild erhielten letztere von den nassauischen Bergleuten die in die geologische Literatur eingegangene Bezeichnung „Schalstein"). Die Schieferungsflächen fallen entsprechend der Vergenz nach Südosten ein. Isoklinale Falten, wie sie in älteren Profildarstellungen zu finden sind, gibt es nicht und passen auch nicht zum tektonischen Baustil. Wenn überkippte Lagerung zu erkennen ist, dann ist diese steiler als die normale Lagerung. Neben den SW-NE-streichenden Störungen, die vor allem in der Schuppentektonik zum Ausdruck kommen, prägen zahlreiche Quer- und Diagonalstörungen (Ab- und Seitenverschiebungen) die Bruchtektonik. Die Größe der tektonischen Strukturen reicht vom Karten- bis zum Mikroskopmaßstab und muß bei der geologischen Interpretation, insbesondere aber für die Erfassung von Mächtigkeiten, berücksichtigt werden (Abb. 16).

Der Deformationsstil zeigt deutliche Zusammenhänge mit der Lithologie. Das betrifft besonders die magmatischen Folgen mit Laven und Lagergängen, die sich bei der Deformation kompetent verhielten und nur schlecht zu falten waren. Sie

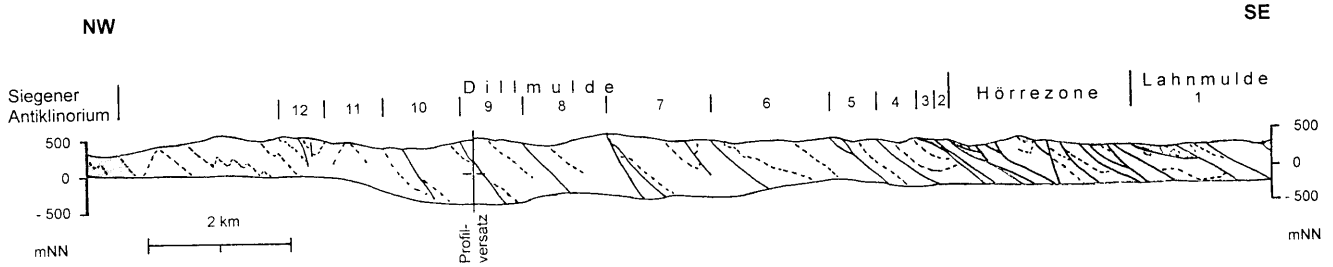


Abb. 15. Falten- und Schuppentektonik im Lahn-Dill-Gebiet. Geologischer Schnitt vom Nordwestrand der Dillmulde bis zum Nordwestrand der Lahnmulde durch Blatt 5216 Oberscheld vereinfacht nach BENDER et al. 1997. 1 = Weidbacher Schuppe, 2 = Wildestein-Schuppe, 3 = Bickener Schuppe, 4 = Endbacher Schuppe, 5 = Eiternhöllschuppe, 6 = Eisemröther Schuppe, 7 = Schuppe der Eisernen Hand, 8 = Schelder Schuppe, 9 = Uckersdorfer Schuppe, 10 = Eibacher Mulde, 11 = Oberelmbacher Sattel, 12 = Nanzenbacher Mulde.

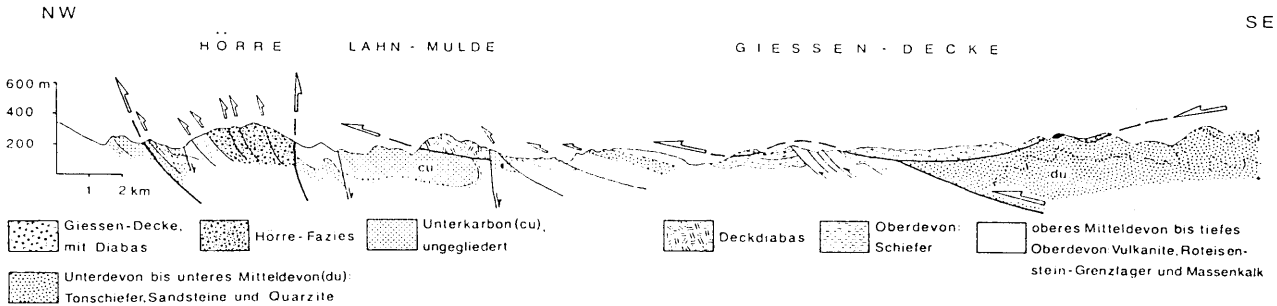


Abb. 17. Profil durch die östliche Lahnmulde, überlagert von der Deckeneinheit der Gießener Grauwacke (aus BIRKELBACH et al. 1988).

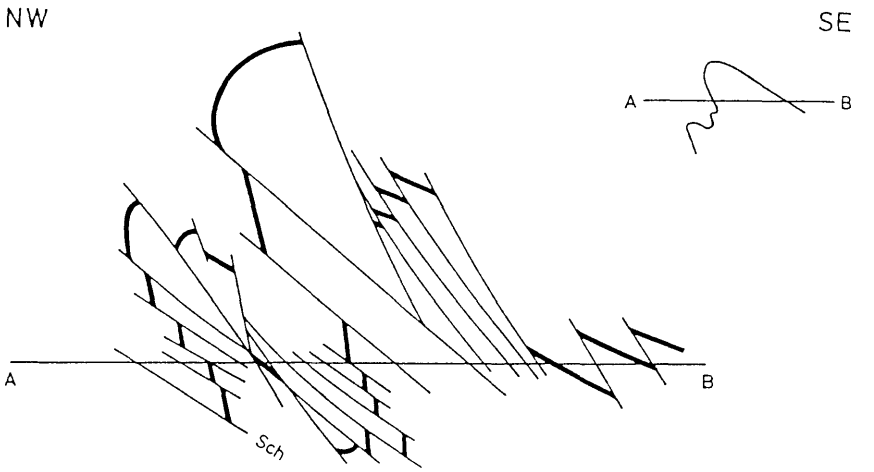


Abb. 16. Beispiel einer zerscherten, vergenten Falte. Schematisiertes Profil aus dem Fachinger Grundstollen oberhalb der Schaumburger Überschiebung in der südwestlichen Lahnmulde, Profillänge A–B: ca. 1000 m (aus REQUADT et al. 1993).

gaben speziell in der mittleren Lahnmulde Anlaß zu flachen, deckenartigen Überschiebungen (QUADE et al. 1981, NESBOR & FLICK 1987). Im Gegensatz dazu ist in der Dillmulde für den vulkanitreichen südwestlichen Teil ein enger Falten- und Schuppenbau typisch, während dieser im vulkanitarmen nordöstlichen Teil weitläufiger entwickelt ist.

Als Decke im Sinne eines tektonischen Fernschubes wird seit einiger Zeit die Gießener Grauwacke verstanden (Kap. 1.5, BENDER et al. 1977, AHRENDT et al. 1977, BIRKELBACH et al. 1988, DÖRR 1990, FRANKE 1995). Als allochthone Einheit mit exotischen Schubfetzen an der Basis überdeckt sie einen erheblichen Teil der autochthonen östlichen Lahnmulde (Taf. I, Abb. 17). Für die Hörrezone wird eine solche Interpretation in zunehmendem Maße wahrscheinlich. Die für sie charakteristische Schuppentektonik trifft auffälligerweise auf beiden Seiten randlich noch für Lahn- und Dillmulde zu. Darüber hinaus scheinen sich Sedimentkörper von der Dill- bis in die Lahnmulde fortzusetzen (BIRKELBACH et al. 1988, SALAMON 1996). Zudem sind fazielle Gemeinsamkeiten mit dem Tepla-Barrandium aus der moldanubischen Zone (Armorikaterran) offensichtlich größer als mit dem umgebenden Rhenohercynikum, so z.B. bei der Trilobitenfauna, die sich bei ähnlicher Reichhaltigkeit teilweise erst auf Unterartebene unterscheidet (U. FLICK 1998).

1.3.5 Postvariscische Entwicklung

Die mit der Gebirgsbildung verknüpfte Krustenverdickung führte umgehend zur Heraushebung und damit zur Abtragung. Das östliche Rheinische Schiefergebirge, und damit das Lahn-Dill-Gebiet, wurde nur randlich in die Deckgebirgssedimentation seit dem höheren Perm einbezogen (MURAWSKI et al. 1983). Es entstand eine Verebnungsfläche, die in ihrer derzeitigen Form tertiären Alters ist. Deren Bildung über einen größeren Zeitraum hinweg ist teilweise in der Verkarstung der devonischen Riffkalke zu erkennen, die in Analogie zum Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (R. HUCKRIEDE 1982, DROZDZEWSKI et al. 1997) bereits in der Unterkreide begonnen haben könnte.

Erst in der Tertiärzeit kam es lokal wieder zu großflächigen Ablagerungen mit den fluviatilen Vallendarer Schottern der Oligozän-Stufe. Seit der späten Oligozän-Stufe wölbt sich der Rheinische Schild auf (MEYER et al. 1983), und es wirkten sich die Gebirgsbildung der Alpen und die Öffnung des Nordatlantiks in einer erneuten Bruchtektonik aus, die teilweise ältere Strukturen neu belebte. Damit einher gingen vulkanische Aktivitäten, die im Westen zweiphasig den Westerwald (ca. 20-30 Mio Jahre und 5-10 Mio Jahre) und im Osten einphasig den Vogelsberg (um 15 Mio Jahre) aufbauten (LIPPOLT 1983, FUHRMANN 1986). Besonders die vulkanogenen Ablagerungen des Westerwaldes, zu denen auch klastische Sedimente hinzukommen (bekannt sind die Westerwälder Tone), überdecken das Grundgebirge. Für die heute anzutreffende Situation spielt die noch andauernde Hebung des Rheinischen Schildes (K. FUCHS et al. 1983) eine wichtige Rolle, wodurch sich die namengebenden Flüsse Lahn und Dill mit ihren Nebenflüssen und -bächen einschneiden konnten. Dabei haben sie vor allem während der Eiszeiten Terrassen gebaut und natürliche Aufschlüsse in den devonischen und karbonischen Abfolgen geschaffen.

1.3.6 Glossar

allochthon: ortsfremd.

Alteration: jegliche Veränderung eines Gesteins durch Verwitterung, Diagenese, hydrothermale Überprägung oder (schwächere) Metamorphose.

Antiklinorium: von den Rändern einer tektonischen Großstruktur zur Mitte hin ansteigendes Bündel von parallel verlaufenden und zusammengehörigen (Groß-)Falten, so daß übergeordnet wieder eine Sattelform entsteht, wobei intern auch ein Schuppenbau beteiligt sein kann (Gegenteil: Synklinorium).

autochthon: ortsständig.

back-arc-Becken: Dehnungsbecken hinter einem magmatischen Bogen (z.B. Japanisches Meer nordwestlich der japanischen Inseln, Meeresraum nordöstlich der indonesischen Inseln).

benthonisch: auf dem Meeresboden lebend.

bimodal: gemeinsames Auftreten von kieselsäurereichen Vulkaniten (wie Rhyolith) und kieselsäurearmen Vulkaniten (wie Basalt).

Conodonten: millimetergoße Skeletteile (aus Apatit) wurmähnlicher, mariner Lebewesen, lebten bis in die Trias. Besonders schnelle Formenänderungen im Devon und Karbon machen sie dort zu den inzwischen wichtigsten Leitfossilien.

Crinoiden: Seelilien.

Diagenese: Verfestigung (Lithifizierung) von Lockersedimenten infolge Verkittung der Partikel durch Mineralausscheidungen aus Porenwässern, wie auch Gefügeänderungen durch Kompaktion und Mineralumwandlung. Der Prozeß verstärkt sich bei zunehmender Versenkung mit steigendem Druck und zunehmender Temperatur und geht kontinuierlich in die Metamorphose über.

Fazies: Gesamtheit der charakteristischen Merkmale eines Gesteins zur Kennzeichnung der Bildungsumstände und des Ablagerungsraumes (petrographisch, sedimentologisch und paläontologisch).

Flasern: isolierte, längliche (linsenförmige) Sedimentationskörper von wenigen Zentimetern Erstreckung, die mehr oder weniger gebogen sein können. Sie bilden sich vornehmlich unter Strömungsbedingungen im Flachwasserbereich. Im Siegerland treten sowohl sandflaserige Tonsteine als auch tonflaserige Sandsteine auf.

Fraktionierung: Abtrennung von frühausgeschiedenen Kristallen aus der Schmelze, wodurch bei Zustandsänderungen (Temperatur, Druck) Gleichgewichtsreaktionen mit der Schmelze ver- oder behindert werden und diese sich in ihrer Zusammensetzung ändert.

Grauwacke: Im Rheinischen Schiefergebirge und darüber hinaus Begriff für einen schlecht sortierten („unreinen"), meist dunkelgrauen Sandstein mit größeren Anteilen an Gesteinsbruchstücken (Tonstein, daneben magmatische und metamorphe Gesteine) und häufig auch Feldspäten neben Quarz in toniger Matrix.

Hornstein: kieseliges Sediment (engl. chert).

Hyaloklastit: Ablagerung aus vulkanischen Glasfragmenten, die beim Kontakt von Magma mit Wasser entstehen.

Kieselschiefer: plattiges Kieselgestein aus dem Paläozoikum.

klastisch: durch mechanische Zerkleinerung entstandenes Sediment, eingeteilt in Korngrößenklassen von grob bis fein (z.B. Kies - Sand - Silt - Ton).

Kumulat: Ansammlung von Kristallen aus einer magmatischen Schmelze als Folge einer Fraktionierung (s.o.).

Lithoklast: Nebengesteinsbruchstück beliebiger Zusammensetzung (z.B. Sandstein, Granit, Kalkstein).

Metamorphose: Gesteinsumwandlung durch Gefügeänderung und Mineralneubildung bei Temperaturen und/oder Drücken unterhalb der Schmelzbildung (Anatexis) und oberhalb der Diagenese. Metamorphe Gesteine erhalten als Vorsilbe „Meta", soweit ihre ursprüngliche Zusammensetzung und damit Bezeichnung noch angegeben werden kann (z.B. Metabasalt). Früher waren eigene Bezeichnungen üblich und sind zum Teil noch in Gebrauch (z.B. „Diabas", „Spilit", „Keratophyr").

nektonisch: aktiv schwimmend.

Ostracoden: Muschelkrebse (wegen des zweiklappigen Aufbaus), zu den niederen Krebsen gehörend.

Paläozoikum: Erdaltertum, Zeitabschnitt vom Kambrium bis Perm, vor ca. 545-250 Mio Jahren.

passiver Kontinentalrand: bei Neubildung eines Ozeans infolge divergierender Platten unter Dehnung stehender Kontinentalrand (z.B. Ränder des Atlantischen Ozeans).

phreatomagmatisch: Fragmentierungsprozeß eines Magmas beim Kontakt der Schmelze mit externem Wasser (z.B. Grundwasser, meist in einem Förderschlot): Durch spontanen Wärmeaustausch zwischen Schmelze und Wasser kommt es zu Wasserdampfexplosionen, verbunden mit einer Zertrümmerung des Nebengesteins. Förderprodukte sind entsprechend lithoklastenreich.

Pillowlava (Kissenlava): Lava mit charakteristischem Interngefüge, typisch für subaquatisch ausgeflossene, basische Schmelze, rezent an den mittelozeanischen Rücken.

planktonisch: passiv im Wasser schwebend.

Pyroklasten: Magmatische Partikel, die bei einem Vulkanausbruch z.B. durch explosive Entgasung (Tab. 3) direkt aus der zerrissenen Schmelze entstehen.

Rhenohercynikum: eine der durch KOSSMAT (1927) nach Ablagerungs- und Strukturgeschichte definierten Zonen des Variscischen Gebirges in Mitteleuropa, abgeleitet aus Rheinischem Schiefergebirge und Harz.

Sphärosiderit (= Toneisensteingeoden): rundliche Konkretionen im Sediment, die neben der Tonkomponente Siderit und Kieselsäure enthalten.

Stratigraphie: Zweig der Geologie, der die zeitliche Abfolge der Bildung von Gesteinen (im wesentlichen Sedimentgesteine) ordnet.

Styliolinen: kleine, spitzkonische Kalkgehäuse, zu den Dacryoconarida gehörend.

Synklinorium: von den Rändern einer tektonischen Großstruktur zur Mitte hin absteigendes Faltenbündel, so daß übergeordnet wieder eine Muldenform entsteht, wobei (wie im Lahn-Dill-Gebiet) intern auch ein Schuppenbau beteiligt sein kann (Gegenteil: Antiklinorium).

Tektonik: Teilgebiet der Geologie, das sich mit Bau und Strukturen der Erdkruste (Formen, Kräfte, Bewegungen) befaßt.

Tentakuliten: kleine, spitzkonische geringelte und gekammerte Kalkgehäuse noch unsicherer Zuordnung.

Terran: Mikroplatte oder Mikrokontinent, z.B. Avaloniaterran.

Transgression: Übergreifen des Meeres mit seinen Ablagerungen auf den Kontinent (Gegenteil: Regression).

Turbidit: aus einem Trübestrom (Suspensionsstrom) abgelagerte Gesteinseinheit mit hierfür typischen Gefügemerkmalen.

Vulkaniklastisches Gestein oder **Vulkaniklastit**: Überbegriff für alle vulkanogenen klastischen Gesteine, die im wesentlichen aus vulkanische Lockermaterial (bestehend aus einzelnen vulkanischen und nichtvulkanischen Partikeln, z.B. Lapilli, Pillowbruchstück, Lithoklast) und dessen Umlagerungsprodukten hervorgegangen sind (Tab. 3).

1.4 Hörre (Peter Bender)

Die Hörre, auch „Hörrezug", Hörrezone", „Hörre-Acker-Zone" und „Hörre-Gommern-Zone" genannt, ist ein tektonisch stark geschuppter Zug oberdevonischer und unterkarbonischer Gesteine, der sich zwischen Dillmulde und Lahnmulde in einer Breite von ca. 2-8 km vom Südteil des Westerwaldes bis zum Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges westlich Marburg erstreckt (Abb. 18). Auf ihrer Nordwestseite wird die Hörre durch die Hörreüberschiebung gegen die anschließenden Schuppen der Dillmulde begrenzt, auf der Südostseite durch die Weidbacher Überschiebung gegen die Weidbacher Schuppe innerhalb der Lahnmulde. Sowohl nordwestlich der Hörreüberschiebung als auch südöstlich der Weidbacher Überschiebung schließen sich Gebiete an, in denen typische Hörregesteine sich mit Gesteinen der Nachbargebiete verzahnen oder tektonisch in sie eingeschuppt sind.

Charakteristische Gesteine für die Hörre sind Grauwacken, Sandsteine, Siltsteine, gebankte Kalksteine und kieselige Schiefer. Daneben treten Sandsteine, Tonschiefer und Kieselgesteine auf, die sich kaum von den Gesteinen der Nachbargebiete unterscheiden. Auffällig ist, daß vulkanische Gesteine, die im Devon und Unterkarbon von Lahn- und Dillmulde weit verbreitet sind (Kap. 1.3), in der Hörre fast völlig fehlen.

In schmalen tektonischen Schuppen innerhalb der Hörre und an ihren Rändern treten eingeschuppte, ältere, devonische Gesteine auf, z.B. südlich Herborn der fossilreiche Greifensteinkalk. In die Urfer Schichten des Kellerwaldes, die z.T. den Hörreschichten entsprechen, sind sogar silurische Gesteine eingeschuppt.

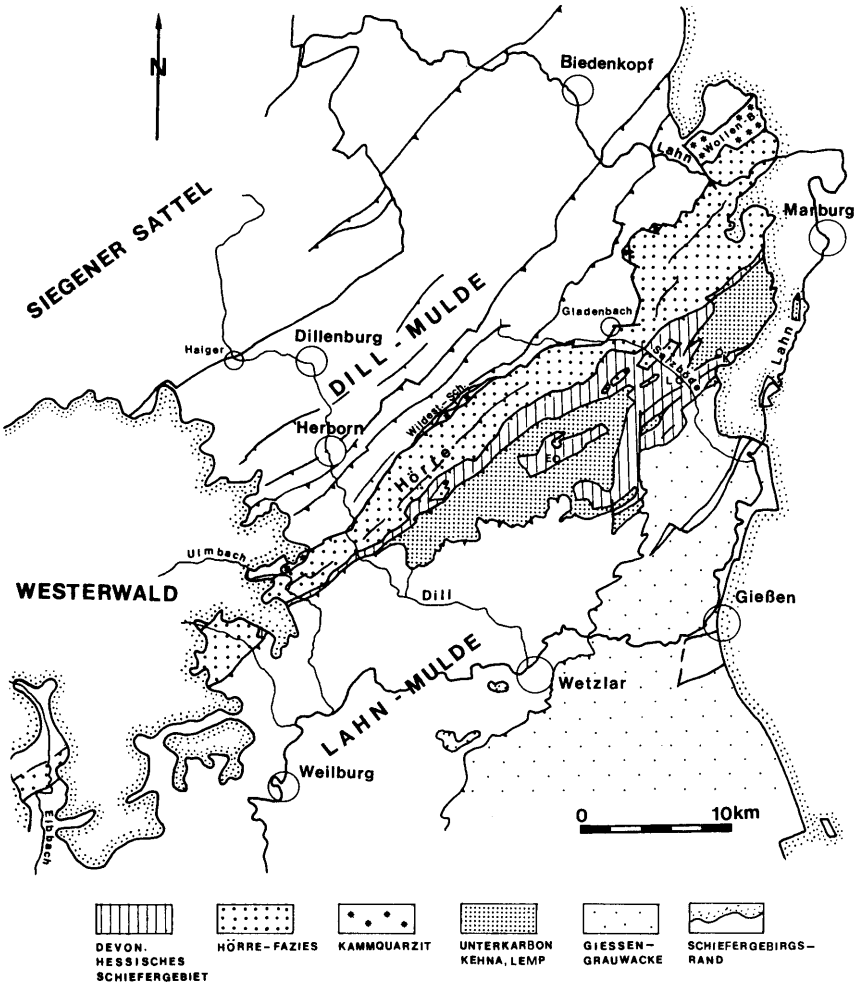
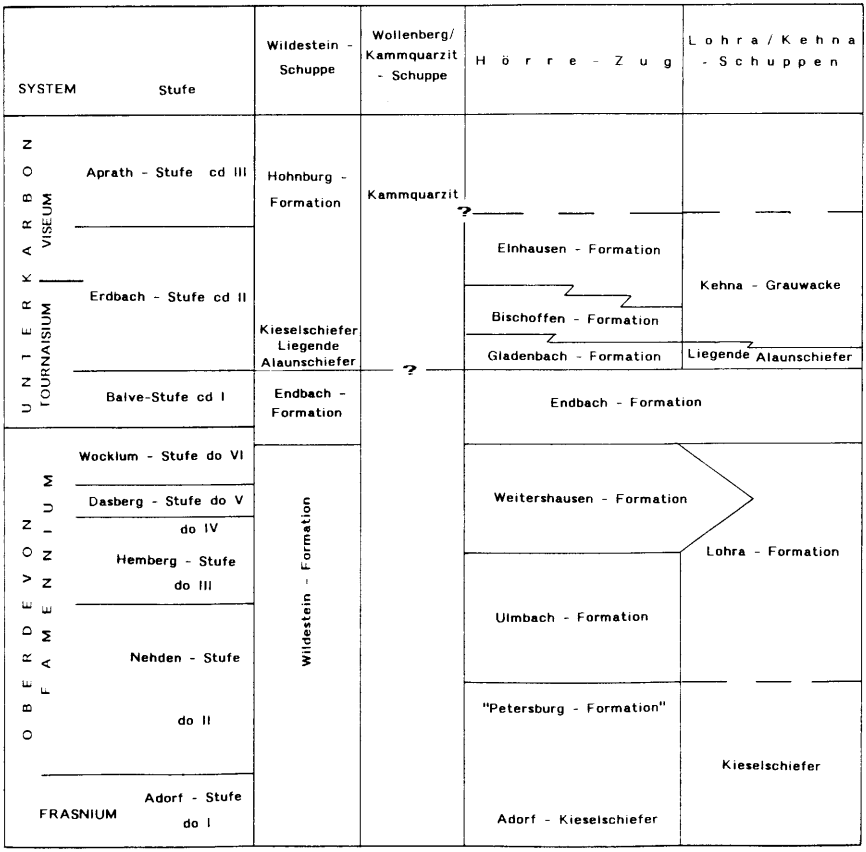


Abb. 18. Geologische Skizze des Hörrezuges. E = Erda, L = Lohra, K = Kehna.

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurde das Alter dieser eingeschuppten Gesteine fälschlicherweise auf die Urfer Schichten und die Hörreschichten übertragen (KAYSER 1899) und die Hörre als Sattel zwischen Dill- und Lahnmulde fehlinterpretiert. Erst als ab Mitte des 20. Jahrhunderts in einem Teil der Hörregesteine reiche Mikrofossilfaunen nachgewiesen wurden, besonders die für die Einstufung wichtigen Conodonten (BISCHOFF & ZIEGLER 1956), ließen sich die Gesteine datieren und die gesamte Folge (im folgenden „Hörrefolge" genannt) in kartierbare Einheiten untergliedern (BENDER 1997). Danach lassen sich folgende Einheiten von oben nach unten unterscheiden (Tab. 4):



Tab. 4. Stratigraphische Tabelle des Hörrezuges und seiner Nachbargebiete.

a. **Elnhausen-Formation**; nicht genau eingestuft, vermutlich Erdbach-Stufe (cd II); ca. 300 m grobkörnige bis konglomeratische, oft dickbankige Grauwacke, siltige Schiefer.

b. **Bischoffen-Formation**; tiefere Erdbach-Stufe; ca. 130 m siltige, plattige Schiefer („Sinner Plattenschiefer").

c. **Gladenbach-Formation**; tiefe Erdbach-Stufe; bis ca. 30 m dunkelgraue Kiesel- und Alaunschiefer und gebankte Kalksteine.

d. **Endbach-Formation**; hohe Wocklum- bis Balve-Stufe; bis ca. 20 m gelbliche, kieselige Schiefer, Tonschiefer, geringmächtige, wulstige Quarzite und dünnbankige Grauwacken.

e. **Weitershausen-Formation**; hohe Hemberg- bis Wocklum-Stufe; max. ca. 50 m gebankte Kalksteine, kieselige und mergelige Schiefer.

f. **Ulmbach-Formation**; Obere Nehden- bis Hemberg-Stufe; 200 m gebankte Grauwacken, feinkörnige Sandsteine, Tonschiefer, geringmächtige Kalksteine.

Als älteste Gesteine der zusammenhängenden Hörrefolge treten an wenigen Stellen im Liegenden der Ulmbach-Formation ca. 50 m kieselige, quarzitische Schiefer und Tonschiefer auf (informell: „**Petersburg-Formation**", Untere Nehden-Stufe.).

Bei den typischen Hörregesteinen handelt es sich überwiegend um Turbidite, also um Ablagerungen von untermeerischen Trübeströmen, die ungefähr parallel zur Längserstreckung der Hörre sedimentiert wurden. Trotz der späteren tektonischen Beanspruchung läßt sich die Gestalt des Ablagerungsraumes rekonstruieren, denn sowohl die einzelnen Bänke als auch die größeren Schichtkomplexe (Formationen) haben längs der zentralen Bereiche der Hörre ihre größte Mächtigkeit und dünnen senkrecht dazu, in Richtung der Ränder, aus oder verschwinden ganz.

Auf ihrer Nordwestseite wird die Hörre von einem Zug quarzitischer Sandsteine, dem Kammquarzit (auch als „Klippenquarzit", „Wollenbergquarzit", „Kellerwaldquarzit", „Ackerquarzit", „Gommernquarzit" und „Bruchberg-Sandstein-Formation" bezeichnet) begleitet. Der Quarzitzug tritt zwischen Westerwald und Oberlauf der Lahn nur an wenigen Stellen als relativ geringmächtige Einschuppung auf, erreicht aber nordöstlich der Lahn die beträchtliche Ausbißbreite von ca. 2 km. Der Kammquarzit läßt sich im Streichen nach Nordosten über den Kellerwald und Harz bis in das Gebiet von Gommern bei Magdeburg verfolgen und bildet zum Teil markante Höhenzüge. Dies hat dazu beigetragen, daß dem Kammquarzit in der Diskussion um die Stellung der Hörre im variscischen Gebirge eine bedeutende Rolle zukommt, obwohl seine Beziehungen zur eigentlichen Hörrefolge nicht sicher geklärt sind.

Im Gegensatz zum Kammquarzit läßt sich die eigentliche Hörrefolge im Streichen nur bis in den Kellerwald verfolgen, wo ähnliche Gesteine in den Urfer Schichten auftreten. Lediglich die Plattenschiefer und Grauwacken der Tanner Serie im Harz entsprechen vielleicht den jüngsten, unterkarbonischen Gesteinen der Hörre.

Nordwestlich der Hörre treten in der schmalen Wildesteinschuppe Verzahnungen zwischen Gesteinen der Dillmulde und der Hörre auf. Auf der Südostseite der Hörre gibt es einen Bereich, der sich vom Westerwald nach NE von einer wenige hundert Meter breiten Schuppe (Weidbacher Schuppe) allmählich verbreitert und nordöstlich der Linie Gießen–Dillenburg eine Breite von mehreren Kilometern erreicht und hier Hessisches Schiefergebiet genannt wird. Im Nordwestteil des Hessischen Schiefergebietes treten noch schmale Züge typischer Hörregesteine auf. Im Südostteil kommt es zu Verzahnungen von typischen Hörregesteinen mit einer Gesteinsfolge, die im Oberdevon aus kieseligen Tonschiefern und quarziti-

schen Sandsteinen besteht (Lohra-Formation) und aus einer mächtigen Grauwackenfolge (Kehnagrauwacke), die mit sicher nachgewiesenem, sedimentärem Übergang über Liegenden Alaunschiefern des tieferen Unterkarbons einsetzt. Diese bis ca. 300 m mächtige Grauwackenfolge entspricht der Bischoffen- und Elnhausen-Formation der Hörre.

Tektonisch zeigt die Hörre einen intensiven Schuppenbau. Nach ANDERLE et al. (1997) handelt es sich um einen Schuppenstapel mit nach SE einfallenden Überschiebungsbahnen. Als Muster für den Baustil kann ein ähnliches Bild angenommen werden, wie es von MEISCHNER (1991) für den Kellerwald gezeichnet wird. Die größere Breite des Kammquarzitzuges im Gebiet des Wollenbergs ist durch ein Absinken der nordöstlichsten Teile der Schuppenzüge an einer jüngeren Querstörung bedingt. Dadurch ist ein höheres Niveau dieser Züge erhalten geblieben.

Die postvariscische Tektonik des Hörregebietes ist erst teilweise erforscht. Eine Reihe von fast N-S- und W-E-verlaufenden Schollengrenzen, die teilweise auch vererzt sind, verdankt ihre Entstehung wohl postvariscischen Bewegungen (Buntmetallerzgänge am Kirchberg in Gladenbach, RIEMANN 1878).

1.5 Gießener Grauwacke (WOLFGANG DÖRR)

Eine monotone Wechselfolge von tonreichen Sandsteinen mit Tonschiefern lagert am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges auf der tektonisch und lithologisch reich gegliederten Lahnmulde. Diese synorogenen Sedimente des Variscischen Gebirges bilden eine ca. 250 km^2 große, zusammenhängende Tafel, die als Gießener Grauwacke bezeichnet wird.

Die stratigraphische Einordnung der Gießener Grauwacke erwies sich durch ihre Fossilarmut als schwierig. Lithologische Ähnlichkeiten mit den früher als „Flözleeres" bezeichneten Gesteinen an Ruhr und Saar führten zur Einstufung der Gießener Grauwacke in das Oberkarbon. Ein Vergleich der an der Basis der Gießener Grauwacke auftretenden Kieselschiefer mit denen des datierten Kulms (Unterkarbon) des östlichen Rheinischen Schiefergebirges veranlaßten KEGEL (1925), die Gießener Grauwacke in das Unterkarbon zu stellen und die übergreifende Lagerung auf eine Winkeldiskordanz der „Bretonischen Phase" zurückzuführen. Zum Abschluß der Variscischen Gebirgsbildung sei die Gießener Grauwacke demnach während der „Sudetischen Phase" an der Grenze Unter-/Oberkarbon gemeinsam mit dem gesamten Rheinischen Schiefergebirge gefaltet worden.

Etwa zeitgleich mit diesem autochthonen Modell wurde ein wenig beachtetes, mobiles tektonisches Konzept von DUFOUR (1925), SCHWARZ (1925) und KOSSMAT (1927) entwickelt. Die Gießener Grauwacke wurde als Decke interpretiert, die mit ihrem Unterlager nach NW auf die Lahnmulde überschoben wurde. Das autochthone Modell blieb jedoch bis in die 70er Jahre beherrschend. Erste oberdevonische Conodontenfunde von HENNINGSEN (1966) ließen Zweifel an der

Autochthonie der Gießener Grauwacke aufkommen. WEBER (1978), DÖRR & PREISS (1982) und ENGEL et al. (1983) interpretierten die Gießener Grauwacke als Decke. Als Hauptargumente dienten fazielle Unterschiede gleich alter Gesteine und der Nachweis von Basalten mit der geochemischen Charakteristik mittelozeanischer Basalte (MOR-Basalte) an der Basis der Decke. Eine detaillierte, stratigraphische Gliederung der Gießener Grauwacke vom Unterdevon bis in das Karbon stellte DÖRR (1986) vor. Der krasse Gegensatz zwischen der kondensierten (5-30 m mächtigen), ozeanisch-pelagischen Fazies der Basisschichten der Gießener Grauwacke mit mitteldevonischen Ozeanbasalten einerseits und den mächtigen (≥2000 m) Schelfsedimenten des autochthonen Rheinischen Schiefergebirges mit kontinentalen Basalten andererseits beweist die Allochthonie der Gießener Grauwacke, die in den jüngeren Publikationen als Gießen-Harz-Lizard-Decke (Kap. 1.1) bezeichnet wird. Die Platznahme der Gießener Decke erfolgte in Richtung NW durch die Ausbildung einer großen Duplexstruktur, die sowohl das Autochthon als auch die Gießener Decke erfaßte (WECK 1992). Nach ihrer Platznahme wurde die ehemals subhorizontale Deckenbahn gefaltet und die vormals liegenden Falten in Tauchfalten überführt (WECK 1992). Ein plattentektonisches Modell für das variscische Gebirge in Mitteleuropa wurde von FRANKE (1989) ausführlich dargelegt.

Da die Fazies der Basisschichten der Gießener Grauwacke extrem von den sonst im Rheinischen Schiefergebirge bekannten Faziestypen abweicht, werden diese im Folgenden unter dem Formationsnamen „Krofdorfer Schichten" beschrieben. Die Grauwacken im Hangenden dieser Formation mit einem unterkarbonischen Alter werden als „Jüngere Grauwacke" bezeichnet.

Lithologie und Stratigraphie

Formationsname: **Krofdorfer Schichten**, benannt nach dem Hauptverbreitungsgebiet Krofdorfer Forst bei Wettenberg NNW Gießen.

Die Krofdorfer Schichten setzen mit schwarzen, gebänderten Tonschiefern ein, denen grüne, kieselige Tonschiefer folgen. Typisch für diese Tonschiefer ist das massenhafte Auftreten von Radiolarien. Wie alle Tonschiefer der gesamten Schichtenabfolge des Mittel- und Oberdevons sind diese Tonschiefer karbonatfrei. Stellenweise werden sie von Rotschiefern vertreten. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 m. Darüber folgen schwarze Kiesel- und Alaunschiefer mit Radiolariten, deren Mächtigkeit auf ca. 5 bis 15 m geschätzt wird. In einem Profil konnte für die gesamte Abfolge lediglich eine Mächtigkeit von 5 m nachgewiesen werden. In die mitteldevonischen Schiefer sind stellenweise Metabasalte („Diabase") und Tuffite eingeschaltet, deren Spurenelementchemismus sie dem Typ der MOR-Basalte zuordnet. Erste Grauwacken treten bereits innerhalb der oberdevonischen Kieselschiefer auf, die stellenweise von gebänderten, grünen Tonschiefern vertreten werden. Den Abschluß bildet eine Wechselfolge von Quarzwacken, Grauwacken und Tonschiefern, deren Mächtigkeit zwischen 10 und 100 m schwankt. Die Hauptmächtigkeit wird hierbei von relativ distalen

Turbiditen aufgebaut, fehlen diese, dann wird eine Mächtigkeit von nur 7 m erreicht.

Stratigraphie: Die basalen Tonschiefer setzen im Unterdevon (Ems) ein und reichen bis in die Givet-Stufe (Abb. 19). Die Rotschiefer werden in die Eifel-Stufe gestellt, da die darüber folgenden, kieseligen Tonschiefer in die obere Eifel-Stufe gehören. Aus den kieseligen Schiefern entwickeln sich im oberen Teil der Givet-Stufe die Kiesel- und Alaunschiefer, die bis in die mittlere Adorf-Stufe reichen. Die gebänderten, grünen Tonschiefer setzen lokal in der unteren Adorf-Stufe ein und reichen bis in die Nehden-Stufe. Lokale Grauwackeneinschaltungen treten in der tiefen Adorf-Stufe auf. Die Grauwacken/Tonschiefer-Wechselfolge beginnt in der mittleren Adorf-Stufe. Eine jüngere Datierung der Wechselfolge als Nehden ist nicht bekannt.

Typusprofil: Nördlich von Wißmar, großer Kieselschieferaufschluß und die Aufschlüsse südlich davon. Bis auf die Emsschiefer sind dort alle Schichtglieder aufgeschlossen. Die Wechselfolge liegt allerdings in reduzierter Mächtigkeit vor. Gut aufgeschlossen und in typischer Ausbildung findet man die oberdevonischen Grauwacken in einem großen Steinbruch zwischen Krumbach und Kirchvers.

Formationsname: **Jüngere Grauwacke**, im Gegensatz zur älteren, tiefoberdevonischen Grauwacke der Krofdorfer Schichten, stratigraphisch nicht genauer als

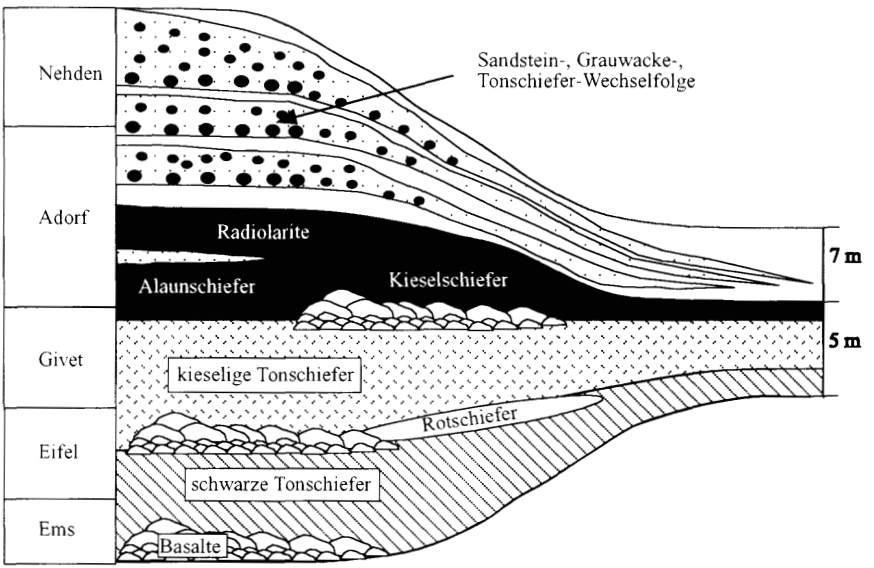


Abb. 19. Stratigraphische Tabelle der Krofdorfer Schichten von der Basis der Gießener Decke nach DÖRR (1986).

Unterkarbon einstufbar. Hauptverbreitungsgebiet ist der zentrale und südliche Bereich der Gießener Decke.

Die Jüngere Grauwacke setzt sich aus einer Wechselfolge von mittelkörnigen bis feinkonglomeratischen Grauwacken mit Tonschiefern zusammen. Die Bankmächtigkeit der Grauwacken schwankt zwischen 30 cm (vollständige Turbidite) und 10 m bei gekappten Turbiditen. Ansonsten weisen die Grauwacken alle typischen Merkmale von relativ proximalen Turbiditen auf. Als Komponenten der groben Grauwacken treten vorwiegend Kristallingerölle auf. Typisch ist ein hoher Granatgehalt. Die wesentlich seltener auftretenden Sedimentgerölle leiten sich von aufgearbeitetem Paläozoikum ab. Auffällig sind umgelagerte, marine Fossilien wie Tentakuliten, Korallen und Crinoidenstielglieder. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge läßt sich nur schätzen, dürfte aber bei mehreren Hundert Metern liegen.

Stratigraphie: Unterkarbonisches Alter, belegt durch Pflanzenfunde (KEGEL 1925). Wahrscheinlich in das tiefere Unterkarbon gehörend, ähnlich wie am Hüttenberg unweit vom Südrand der Gießener Decke (HENNINGSEN & RIETSCHEL 1964).

Typusprofil: Steinbrüche zwischen Gießen und Heuchelheim.

Magmatismus

Im Rheinischen Schiefergebirge setzt ein eventuell riftbezogener Magmatismus bereits im Unterdevon mit der Förderung von Rhyolithen („Keratophyren" bzw. „Quarzkeratophyren") ein. Basalte mit typischer hydrothermaler Überprägung rezenter Ozeanrücken sowie deren mächtige Pyroklastika sind bezeichnend für eine mitteldevonische Krustendehnung. Obwohl im Unterkarbon kompressive Kräfte das übergeordnete tektonische Regime darstellen, kommt es erneut zur Magmenförderung von Basalten, die eher eine Krustendehnung anzeigen.

Die im Norden des Rheinischen Schiefergebirges auftretenden Alkali-Olivin-Basalte gehen nach Süden in Tholeiite über. Die basischen Vulkanite des Sauerlandes und des nördlichen Harzes werden allgemein übereinstimmend als Produkte des kontinentalen Magmatismus angesehen. Dagegen gehen die Meinungen über die tektonische Stellung der basischen Vulkanite des Lahn-Dill-Gebietes auseinander. Sie werden als kontinentale Tholeiite oder Basalte des Typs E-MORB interpretiert.

Die konkordant in den Krofdorfer Schichten oder in der Lahnmulde als isolierte Deckenreste auftretenden Basalte zeigen geochemische Merkmale, die typisch für Basalte von mittelozeanischen Rücken sind (N-MORB). Der relativ hohe Gehalte an Cr und das Fehlen von für Inselbögen typischen, tholeiitischen und kalkalkalinen Basalten und Andesiten deuten an, daß es sich nicht um primitive Tholeiite einer Inselbogenentwicklung handelt. Niedrige Gehalte an großionigen, inkompatiblen Elementen und kleine La/Nb-Verhältnisse sowie flache, an leichten Seltenerdelementen (SEE) verarmte Seltenerdelement-Verteilungsmuster

(DÖRR 1990), sprechen für die Bildung dieser Vulkanite an divergierenden Plattenrändern, etwa im Zusammenhang mit der Spreizung ausgedünnter Kruste.

Im Gegensatz dazu steht die Geochemie der Metabasalte in der Lahnmulde. Sie zeigen für kontinentale Basalte typische, hohe Gehalte an Seltenerdelementen mit einer Anreicherung der leichten SEE. Dies ist auch typisch für ozeanische Intraplattenbasalte, doch sprechen die mächtigen Schelfsedimente des Rheinischen Schiefergebirges gegen diesen Bildungsbereich.

Paläogeographie

Die Position und Größe des devonischen Ozeans läßt sich nur grob abschätzen. Nach heutigem Kenntnisstand muß er sicherlich südlich des Rheinischen Schiefergebirges im nördlichen Vorfeld der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Saxothuringische Platte) entstanden sein. Ozeanische Sedimente mit Basalten und etwa gleich alte Flyschsedimente lassen sich nach NW über den Kellerwald und das Werra-Grauwackengebirge bis in den südlichen Harz und nach Westen über den Hunsrück bis eventuell nach Südengland verfolgen. Die Öffnung des Ozeans muß vor dem Ems (Unterdevon) stattgefunden haben, da die ältesten Tiefseetone der Gießener Grauwacke dieses Alter besitzen. Die ältesten datierten Basalte treten in der Eifel-Stufe (unteres Mitteldevon) auf, doch muß für die Ablagerung der ältesten Tiefseesedimente im Ems bereits Kruste vorhanden gewesen sein. Die pelagische Fazies hält durch das ganze Mitteldevon bis in das unterste Oberdevon mit ihrer typischen, geringen Sedimentationsrate an. Parallel dazu wurden im Zentralbereich des Ozeans basaltische Laven gefördert, die den späteren Sedimentationsbereich der Gießener Grauwacke erreichten. Den ersten Vorstoß der synorogenen Klastika belegen Turbidite, die mit Radiolariten des untersten Oberdevons vergesellschaftet sind. Terrigen beeinflußte Tone (grüne Bänderschiefer) beenden in der mittleren Adorf-Stufe die rein pelagisch-ozeanische Sedimentation. Mit Siltlagen (distale Turbidite) vergesellschaftete Tuffhorizonte innerhalb der Bänderschiefer beweisen einen regen Vulkanismus im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und damit tektonische Aktivität. Die kontinuierliche Zunahme von distalen – gefolgt von proximalen – Turbiditen in der oberen Adorf-Stufe belegt das Vorrücken der Flyschsedimentation nach NW. Es wurden zuerst die sedimentären Hüllschichten und wenig später auch das kristalline Stockwerk der Mitteldeutschen Kristallinschwelle erodiert. Im höheren Oberdevon kommt es zum Stillstand der Flyschsedimentation, die durch schwarze Tone mit lokal auftretenden Turbiditen vermindert anhält. Etwa an der Grenze Devon/Karbon setzt schlagartig die Flyschsedimentation erneut ein. Es handelt sich um proximale Turbidite mit groben Kanalfüllungen, deren Schwermineralspektrum bis zu 90% Granat enthält und damit anzeigt, daß tiefere, höher metamorphe Bereiche (Granatglimmerschiefer, Orthogneise) der Mitteldeutschen Kristallinschwelle erodiert wurden. Klasten von aufgearbeiteten devonischen Kalken (Tentakulitenkalk) deuten auf eine Akkretionierung von paläozoischen Schichten des

Vorlandes hin. Im höheren Unterkarbon erreicht die Flyschsedimentation den ehemaligen Schelfrand des kaledonisch konsolidierten Nordkontinentes (Old Red) und dokumentiert damit die Schließung des im Unterdevon entstandenen Ozeans.

1.6 Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges (HEINER HEGGEMANN)

Geologischer Bau

Das Paläozoikum des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 20) wird im Norden transgressiv von den mesozoischen Ablagerungen der Münsterländer Oberkreidemulde überlagert. Im Osten tauchen die stark gefalteten Gesteine des Paläozoikums unter die Sedimente des Mesozoikums und des Perms der Hessischen Senke ab.

Der tektonische Bau des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges wird hauptsächlich durch nordwest-vergente, stark spezialgefaltete Faltenstrukturen und untergeordnet durch nach Südosten einfallende, listrische Überschiebungen bestimmt, die im Zuge der variscischen Gebirgsbildung im Oberkarbon entstanden sind. Die Gesteine sind zusätzlich durch eine Schieferung überprägt worden, deren Intensität von Süden nach Norden stark abnimmt. Die variscischen Sattel- und Muldenstrukturen erster Ordnung setzen sich aus weiteren Spezialfalten zweiter, dritter und niedrigerer Ordnung zusammen und wurden erstmals ausführlich von PAECKELMANN (1928) beschrieben.

Die nördlichste Struktur bildet der **Belecker Sattel** östlich des Möhnesees, dessen Kern in seinem nördlichen Abschnitt von den Sedimenten der Münsterländer Oberkreidemulde überlagert wird. Nach Süden folgt der **Warsteiner Sattel**. Durch den starren Körper des „Massenkalks" (Warsteiner Riff) bedingt, ist diese Sattelstruktur durch mehrere Aufschiebungszonen und eine ausgeprägte Schieferung intensiv beansprucht worden. In der sich anschließenden **Nuttlarer Mulde** sind oberkarbonische Tonschiefer (Arnsberger Schichten) eingefaltet. Mit einer steilen Aufschiebung ist der „Massenkalk"-Komplex des **Briloner Sattels** auf die Tonschiefer der Nuttlarer Mulde aufgeschoben. Der ruhige Faltenbau in Almer Sattel, Nehdener Mulde und Thülener Sattel ist durch mehrere Auf- und Abschiebungen leicht verschuppt (BRINCKMANN 1981). Auf seiner Südflanke liegt die spezialgefaltete **Grottenberg-Poppenberger Mulde** mit dem vom „Hauptgrünsteinzug" umgebenen Messinghäuser Spezialsattel. Die Südflanke der Mulde ist durch eine steile Aufschiebung begrenzt. Die am stärksten herausgehobene Antiklinalstruktur ist der **Ostsauerländer Hauptsattel.** Die weitgespannte, nach Nordosten und Südwesten abtauchende, nordwest-vergente Sattelstruktur besitzt eine schmale, steil bis überkippt gelagerte Nordflanke, während die Südflanke flach geneigt und intensiv spezialgefaltet ist. Die nach Süden folgende, etwa 10 km breite **Waldecker Hauptmulde** besteht ihrerseits aus Spezialmulden und -sätteln niedrigerer Ordnung, wie der Deisfeld-Wirminghäuser Mulde, dem Neer-

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1998

Grundlage: TK 50 des Hessischen Landesvermessungsamtes, Wiesbaden, Verv.-Nr.: 94-3-3

Abb. 20. Geologische Übersicht und geologische Strukturen am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

darer Sattel und der Lengefelder Mulde. Sie wird im Südosten vom **Medebach-Goldhausener Sattel** begrenzt. Dieser Kieselschieferhärtling wird von zwei etwa NNW-SSE streichenden Querstörungen, dem **Eisenberger Abbruch** im Nordosten und der Dreislarer Störung, einer Verlängerung der **Altenbürener Störung**, im Südwesten, begrenzt. Dem Medebach-Goldhausener Sattel schließt sich im Südwesten der **Latrop-Züschener Sattel** an, so daß der Medebach-Goldhausener Sattel den nordöstlichsten Ausläufer des **Siegener Antiklinoriums** darstellt. Die **Wittgensteiner Hauptmulde** bildet ein tonschiefer- und grauwackenreiches, ausgedehntes Gebiet südlich des Medebach-Goldhausener Sattels. Intern ist die Mulde in verschiedene Strukturen zweiter Ordnung gegliedert (von Nord nach Süd: Berger Mulde, Fürstenberger Sattelzone und Sachsenberger Mulde, die sich nach Südwesten in die Elsoffer Mulde und die Hatzfelder Mulde aufspaltet). Es schließt sich ein steil nach Nordwesten überkippter Großsattel, der **Battenberg-Waldecker Sattel**, an (KULICK 1960). Er bildet die nordöstlichste Fortsetzung des Sackpfeifensattels (PICKEL 1937) und taucht nach Nordosten allmählich unter die Tonschiefer und Grauwacken des Kulms ab. Im Südwesten ist an der Nordwestflanke des Sattels eine große Überschiebung, die **Sackpfeifenüberschiebung** (SCHMIERER 1934), ausgebildet. Diese Überschiebung trennt die Wittgensteiner Hauptmulde im Nordwesten von der **Dillmulde** im Südosten.

Schon H. SCHMIDT (1942) zählte die Kulmsedimente des nördlichen Kellerwaldes zur Dillmulde. RABIEN (1956) nennt diese Großstruktur **Dill-Eder-Mulde**. Sie ist wesentlich komplizierter gebaut als die nördlich vorgelagerte Wittgensteiner Hauptmulde. Der südliche Kellerwald gehört dagegen zur nordöstlichen Fortsetzung der Lahnmulde und wurde von MEISCHNER (1991) detailliert bearbeitet.

Sedimentologie und Paläogeographie

Das nach MEISCHNER in FRANKE et al. (1996) leicht veränderte Faziesschema stellt die Faziesentwicklung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge dar (Abb. 21).

Devon

Im Unterdevon wurde eine mehrere 1000 m mächtige Folge von Flachwassersedimenten auf einem sich synsedimentär absenkenden Meeresboden abgelagert. Die Schichtenfolge gilt als Abtragungsschutt des Old-Red-Kontinents (FRANKE et al. 1978).

Die ältesten anstehenden Sedimente des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges sind im Kern des Ostsauerländer Hauptsattels aufgeschlossen und haben mitteldevonisches Alter. Es sind vorwiegend Tonschiefer und Feinsandsteine einer klastischen Sedimentfolge mit Flachwasserfazies. In der Eifel-Stufe gehen diese klastischen Schelfsedimente („rheinische Fazies") nach Süden in **Tentakulitenschiefer** („hercynische Fazies") über. Zwischen den Tonschiefern liegen die Quarzite des **Eisenbergquarzits**, die im Bereich des Kellerwaldes als Sandsteinturbidite in das Becken geschüttet wurden (MEISCHNER 1991).

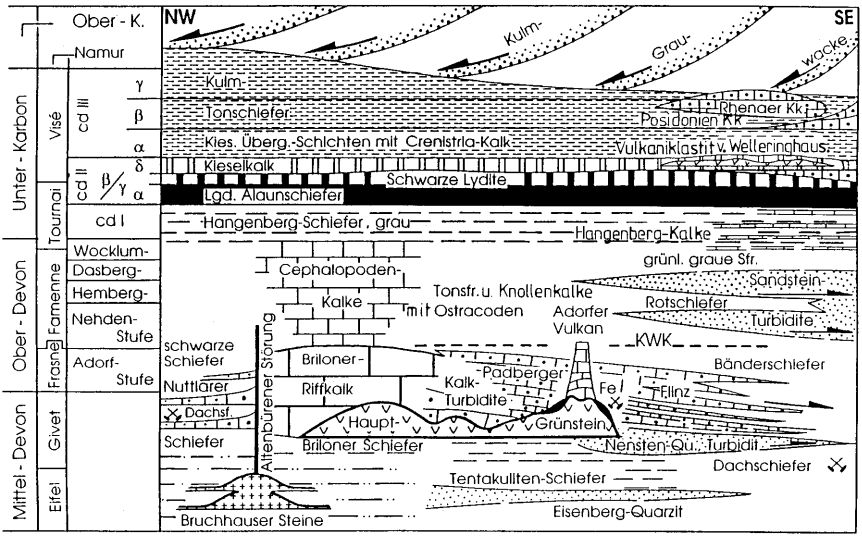


Abb. 21. Faziesentwicklung im nordöstlichen Schiefergebirge (nach MEISCHNER in FRANKE et al. 1996).

Infolge der weiteren Krustenausdünnung (FRANKE 1991) wurde das Rhenohercynische Becken breiter und der nördliche Schelf verlagerte sich langsam nach Nordwesten. Im oberen Mitteldevon befand sich die Schelfkante etwa auf der Linie Attendorn–Brilon.

Die Extensionsbewegungen führten am Schelfrand in der oberen Eifel-Stufe zur Ausbildung einer tiefreichenden Störungszone, die als Altenbürener Störung bezeichnet wird und vermutlich bis in das Oberdevon aktiv war. Entlang dieser Schwächezone konnten rhyolithische Schmelzen aufsteigen, die in den **Bruchhauser Steinen** dokumentiert sind (Naturdenkmal zwischen Willingen und Brilon). An die synsedimentär wirksame Altenbürener Störung sind besonders in der mittleren Givet-Stufe siltig-feinsandige Sedimente mit typischem Turbiditcharakter gebunden (SPEETZEN et al. 1982).

In der Oberen Givet-Stufe setzte die Hauptphase eines submarinen Vulkanismus ein (VENZLAFF 1956, BOTTKE 1965). Dabei wurden große Mengen basaltischer Laven und Tuffe gefördert. Die Förderzentren waren an der Schelfkante in einer E-W-streichenden Zone aufgereiht und liegen heute auf dem NW-Flügel und der NE-Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels oder – stark spezialgefaltet – als **Hauptgrünsteinzug** vor (SUNKEL 1990). Die vulkanischen Produkte bauten viele submarine Schwellen auf, an denen es lokal neben der Ablagerung von Cephalopodenkalken auch zur Bildung von Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs kam (Kap. 2.2.4).

Mit der Stabilisierung des Schelfhanges durch die Vulkanite und dem Nachlassen des starken Sedimenteintrags vom Old-Red-Kontinent konnten sich seit Beginn des Oberen Givets mächtige Korallen-Stromatoporen-Riffe bilden (KREBS 1974, BRINCKMANN 1981). Die Riffe entstanden zum einen auf der Schelfplattform (Warsteiner Riffkomplex), an der Schelfkante (Attendorner und **Briloner Riffkomplex**) und im Becken auf Tiefschwellen (Vulkane des Lahn-Dill-Gebietes). Durch den Vulkanismus und das Riffwachstum wurde der Ablagerungsraum des Rhenohercynischen Beckens intensiv gegliedert und besaß eine bemerkenswerte Faziesvielfalt. Von den Riffen wurde während der Oberen Givet- und der Unteren Adorf-Stufe biogener Schutt in das südöstlich vorgelagerte Becken verfrachtet (EDER et al. 1983) (**Padberger Kalk** bzw. **Flinzkalke**). Die Kalkturbidite verzahnen sich mit hell- und dunkelgrau gebänderten Tonschiefern der Beckenfazies. Diese feinklastischen Sedimente gehören schon zur Cypridinenschieferfazies und werden als **Adorfer Bänderschiefer** angesprochen.

Das Riffwachstum reichte weltweit bis in die Mittlere, stellenweise bis in die Obere Adorf-Stufe. Etwa zeitgleich mit dem Auftreten von schwarzen, bituminösen Kalken und Tonen in den tieferen Ablagerungsräumen starben die meisten Riffe ab. Diese auf vielen Kontinenten verbreiteten Schwarzschiefer und bituminösen Kalksteine werden als **Kellwasserkalke** (KWK in Abb. 21) beschrieben und belegen sauerstoffarme (anoxische) Faziesbedingungen in den damaligen Weltmeeren. Die deutliche Veränderung der Lebensbedingungen in den Ozeanen hat vermutlich zum Absterben der Riffaunen geführt (BUGGISCH 1977, SCHINDLER 1990, WALLISER 1986).

Bis in das höhere Oberdevon wurde der Schelf infolge der weiteren Dehnung des Beckens immer mehr nach Norden und Nordwesten zurückverlegt. Die Riffkomplexe und Tiefschwellen wurden von Tonschiefern, Knollenkalken und Cephalopodenkalken geringer Mächtigkeit überlagert. Dagegen lagerten sich im Bereich der Beckenfazies Tonschiefer mit Ostrakoden, die Cypridinenschiefer und Kalkknoten-Schiefer ab. Zwischen diese Sedimente wurden bis in das höchste Oberdevon Sandsteinturbidite vom weit nach Westen zurückverlagerten Schelf eingetragen (PLESSMANN 1962, EINSELE 1963a, 1963b). Die Maxima der Sandsteinschüttungen lagen in der Nehden- und in der Dasberg-Stufe (RABIEN 1956, WANDT 1981). Das starke Relief des Ablagerungsraumes wurde durch die Sedimentation der Sandsteinturbidite teilweise ausgeglichen.

Karbon

An der Grenze zwischen Oberdevon und Unterkarbon befand sich die Schelfkante im nordwestlichsten Schiefergebirge bei Düsseldorf. Der Eintrag von grobklastischen, silikatischen Sedimenten vom Old-Red-Kontinent kam zum Erliegen und die Schelfsedimentation wurde von einer karbonatischen Plattformsedimentation abgelöst. Diese Kohlenkalkplattform erstreckte sich von den Britischen Inseln über Belgien bis unmittelbar östlich des Rheins.

Auf dem passiven Kontinentalrand des Old-Red-Kontinents hatte sich ein lang-

gestrecktes, in Teilbecken und Schwellen gegliedertes, den Großteil des heutigen nördlichen Mitteleuropas bis Südwestenglands umfassendes Becken herausgebildet (PAPROTH 1960, 1989, FRANKE et al. 1978, MEISCHNER 1971). Die Absenkung in diesem als Kulmbecken beschriebenen Ablagerungsraum kam zum Stillstand und es bildete sich ein schlecht durchlüfteter Sedimentationsraum mit sehr geringen Sedimentationsraten aus. Die charakteristische Abfolge feinklastischer Sedimente baut sich aus graugrünen Tonschiefern (**Hangenbergschiefer**), schwarzen Alaunschiefern (**Liegende Alaunschiefer**), dunkelgrauen bis schwarzen Kieselschiefern (Lydite) sowie bunten Kieselschiefern und Kieselkalken auf. Diese als **Kulmfazies** beschriebene Abfolge ist durch ihre über weite Gebiete extrem gleichförmige Ausbildung charakterisiert.

Die Alaunschiefer gehen in schwarze, feinbankige Kieselschiefer über, die vorwiegend aus Radiolarienschlämmen bestehen (GURSKY 1997). Im höheren Bereich der **schwarzen Lydite** schalten sich schichtweise grobkörnige Karbonatturbidite ein, die aufgrund der wiederbelebten Karbonatproduktion auf einigen beckeninternen Schwellen und auf der Schelfplattform als Kalkdetritus in die tiefer gelegenen Bereiche des Kulmbeckens verfrachtet wurden. Sie werden oft als detritische Beckenäquivalente oder Kalkturbidite (Kalke im Erdbacher Niveau) des **Erdbacher Kalks** (KREBS 1968b, 1971) beschrieben.

Zeitgleich mit der Ablagerung der schwarzen Kieselschiefer (Lydite) und der hellen bis bunten Kieselschiefer und Kieselkalke im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge setzte im tiefen Unterkarbon des Lahn- und Dillbeckens ein weitverbreiteter, ausschließlich basaltischer Vulkanismus ein („Deckdiabas"). Zeugen eines ausgeprägten, sauren bis intermediären Vulkanismus unbekannter Herkunft sind im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge in den Lyditen, Kieselschiefern und Kieselkalken eingelagerte, schmale Tuffitlagen (HOSS 1957).

Die „**Kieselkalke**" bestehen aus einer dünnbankigen Wechsellagerung von Kieselgesteinen und turbiditisch abgelagerten, verkieselten Kalksteinen. Die Kalkturbidite sind vermutlich aus verschiedenen Liefergebieten generell von West/Nordwest nach Ost/Südost in das Kulmbecken transportiert worden (WITTEN 1979).

Bei Welleringhausen sind die Kieselschiefer und Kieselkalke des hohen cd II δ mit z.T. mehr als 50 m mächtigen **Vulkaniklastiten** verzahnt (HEGGEMANN & KULICK 1997). Diese Zeugen eines weit verbreiteten basaltischen Vulkanismus gehören zum „Deckdiabas" des Unterkarbons. Sie dürften die jüngsten vulkanischen Abfolgen des Rheinischen Schiefergebirges darstellen.

Die Kieselkalke werden von einer Wechselfolge aus vorwiegend Alaunschiefern mit Tuffitlagen, Kieselschiefern und Tonschiefern, den **Kieseligen Übergangsschichten** des cd III α (NICOLAUS 1963), überlagert. Im oberen Bereich der Kieseligen Übergangsschichten finden sich die *crenistria*-Kalkbänke, drei Leithorizonte, die im gesamten Kulmbecken Mitteleuropas verbreitet sind. Im Westen

und Nordwesten treten an die Stelle der Kieseligen Übergangsschichten die Kalksteine der Kohlenkalkplattform, während sich im Lahn-Dill-Becken erste Tonschiefer und untergeordnet Grauwacken der nach Nordwesten progradierenden Flyschschüttung ablagerten.

Die von Süden nach Norden fortschreitende, pelitische bis grobklastische Sedimentation ist eine Folge der Hebungs- und Abtragungsprozesse an der Mitteldeutschen Schwelle und belegt die zunehmende Einengung des Kulmbeckens im Zuge der variscischen Faltung (Kap. 1.1). Ab dem Unterkarbon (cd III β) wurde im gesamten Bereich des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges eine Folge von feinklastischen **Kulmtonschiefern** abgelagert. In diese Tonschiefer sind mehrere Schüttungskörper von Kalkturbiditen eingelagert. Von Südosten nach Nordwesten wurde der **Posidonienkalk** im cd III α/β von einem unbekannten Liefergebiet hauptsächlich im Bereich der Waldecker Mulde abgelagert. Von Osten nach Westen ist bei Rhena, westlich von Korbach innerhalb der nördlichen Waldecker Mulde, der **Rhenaer Kalk** im cd III β/γ eingetragen worden (MEISCHNER 1962, EDER et al. 1983). Daneben existiert ein weiterer Schüttungskörper, der vom weit im Nordwesten gelegenen Kohlenkalkschelf vom cd III α bis zum untersten Namur aufgebaut wurde und als Kulmplattenkalk bezeichnet wird.

Mit der Schüttung von **Grauwackenturbiditen** erhöhten sich die Sedimentationsraten deutlich und erreichten bis zu 100 mm /1000 a (JACKSON 1985). Die ältesten Grauwacken wurden in der Wittgensteiner und Waldecker Mulde im untersten cd III β sedimentiert. Sie gehören zur fortschreitenden Flyschfront des variscischen Gebirges. Infolge des langsamen, nordwärts gerichteten Vorbaus dieser Kollisionsfront und damit auch der variscischen Gebirgsfaltung wurde das Kulmbecken zu einem schmalen, subsidierenden Flyschtrog eingeengt und die Turbiditschüttungen verlagerten sich vor der Deformationsfront nach Nordwesten. Während im cd III β nördlich und nordwestlich des Kellerwaldhorstes, im Ederseegebiet, bis zu 800 m mächtige Grauwacken, Konglomerate und Tonschiefer abgelagert wurden (PICKEL 1937), sedimentierten zur gleichen Zeit in der Waldecker Hauptmulde nur etwa 20-25 m mächtige, zum Teil karbonatische Tonschiefer (KULICK 1960). Den Bereich der Waldecker Hauptmulde und des Ostsauerländer Hauptsattels erreichten die grobklastischen Grauwacken erst im cd III γ. Nördlich des Ostsauerländer Hauptsattels, im Nordsauerland, kam es erst mit Beginn des Namurs zur Grauwackensedimentation (KULICK 1960).

Zu dieser Zeit entstanden im Oberkarbon nichtmarine, paralische Sumpfmoore in einem subtropisch-feuchten Klima, die mit ihrem Pflanzenreichtum den Rohstoff der reichen Kohlelagerstätten des Ruhrgebietes bilden.

Mit der Auffaltung und Hebung auch der nördlichsten Teile des variscischen Orogens an der Grenze zwischen Oberkarbon und Perm kam die Sedimentation zum Erliegen.

Postvariscische Tektonik

Neben den streichenden variscischen Überschiebungszonen, die besonders in den Sattelkernen eine größere Bedeutung haben, treten am nordöstlichen Schiefergebirgsrand eine Reihe NNW-SSE streichender Querstörungen auf. Besondere Bedeutung für den tekonischen Baustil haben diese Verwerfungen im Bereich des Blattes 4718 Goddelsheim und seiner Nachbarblätter (HEGGEMANN & KULICK 1997).

Hier haben sich infolge der Hebung der Rheinischen Masse im späten Paläozoikum und der jungmesozoischen bis tertiären Bruchtektonik der Hessischen Senke große, staffelförmig angeordnete Abschiebungen (Eisenberger, Westheimer, Wildunger Abbruch) und Grabenzonen (Mengeringhausener Graben) gebildet. Sie befinden sich im Bereich des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, des Kellerwaldhorstes und der Hessischen Senke. Entlang der Störungszonen sind am Schiefergebirgsrand Versatzbeträge von lokal bis zu 200 m (KULICK 1968) entstanden. Schon NICOLAUS (1958) erkannte den Verlauf dieser Querverwerfungen. Von Westen nach Osten sind die wichtigsten Abschiebungen die Altenbürener Störung und in deren weiterem Verlauf die Küstelberg-Glindfelder bzw. Dreislarer Störung, die Referinghausener Störung, die Düdinghausener Störung, die Aartalstörung und der Eisenberger (Korbacher) Abbruch. Die Verwerfungen begrenzen langgestreckte Bruchschollen, die infolge der Tektonik leicht verstellt wurden und z. T. nach Westen hin antithetisch einfallen. An die postvariscisch reaktivierte Altenbürener Störungszone ist die Barytlagerstätte Dreislar gebunden (Kap. 2.4.2).

1.7 Siegener Antiklinorium (MICHAEL THÜNKER)

Das Siegener Antiklinorium (Erklärung siehe Glossar zu Kap. 1.3) ist eine der bedeutendsten geologischen Großstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges. Es kann von der Eifel über das Mittelrheingebiet bis in das Rothaargebirge südwestlich von Bad Berleburg verfolgt werden. Innerhalb der sattelartigen Struktur treten großräumig Schichten der Siegen-Stufe (mittleres Unterdevon) zutage, an die sich randlich Gesteinsserien der Ems-Stufen (oberes Unterdevon) anschließen. Nach Nordosten taucht das Antiklinorium unter jüngere Ablagerungen der Wittgensteiner Mulde ab (Abb. 22). Wegen ihrer beachtlichen Ausdehnung wurde die Struktur früher als „Siegerländer Block" oder „Siegener Block" bezeichnet. Diese Bezeichnungen sollten heute nicht mehr benutzt werden, da sich die Großstruktur weit über das eigentliche Siegerland hinaus erstreckt und auch tektonisch keinen „blockartigen" Charakter besitzt.

Das Siegener Antiklinorium kann in verschiedene **tektonische Einheiten** gegliedert werden. Im östlichen Teilbereich steht eine breite Südostflanke einer schmäleren Nordwestflanke gegenüber. Beide werden durch den **Siegener Schuppensattel** getrennt. Der Schuppensattel ist durch zahlreiche Aufschiebun-

gen gekennzeichnet, an denen Untere und/oder Mittlere Siegener Schichten auf Obere Siegener Schichten geschoben worden sind. Die bedeutendste Aufschiebung, die auch den Schuppensattel nach Nordwesten begrenzt, ist die **Siegener Hauptaufschiebung**. Sie kann im Streichen des Antiklinoriums vom östlichen Siegerland bis in die Eifel und damit über ca. 140 km Länge verfolgt werden. Im Raum Siegen spaltet sie sich in drei nach Nordosten divergierende Äste auf. Südlich von Siegen besitzt die Hauptaufschiebung einen bankrechten Verwurfsbetrag („Sprungweite") von bis zu 3000 m (THÜNKER i. Vorb.).

Die Nordwestflanke des Siegener Antiklinoriums ist im Übergang zu der im Norden anschließenden Attendorn-Elsper-Doppelmulde komplizierter gebaut als die breite Südostflanke, zumal der **Müsener Horst**, eine fast allseits von Randstörungen umgebene Hochscholle im Bereich der Nordwestflanke, einen tektonischen Störkörper darstellt. Die Grenze zur Dillmulde im Südosten ist eindeutig definiert und wird mit der Sackpfeifenüberschiebung gezogen (THÜNKER 1990). Eine ebenso klare Abgrenzung zur Wittgensteiner Mulde (Abb. 22) ist nicht gegeben. Der Übergang ist dort zu suchen, wo einerseits der für die Wittgensteiner Mulde bezeichnende, intensive Faltenbau einsetzt und wo andererseits die aus dem Antiklinorium heraustretenden Faltenachsen stärker nach Nordosten abtauchen.

Die ältesten Schichten des Siegener Antiklinoriums treten nicht, wie zu erwarten wäre, in seinem Kern zutage, sondern an der Nordwestflanke im Bereich des nordwestlich von Hilchenbach gelegenen Müsener Horstes (Abb. 22), wo durch Bruchtektonik im Vergleich zur Umgebung ältere Schichten isoliert herausgehoben worden sind. Die dort ausstreichenden **Schichten der Gedinne-Stufe** des tiefen Unterdevons besitzen eine Mächtigkeit bis zu 1200 m und bauen sich aus roten und dunkelblaugrauen, geschieferten Tonsteinen, hellen Quarziten und vereinzelt roten Sandsteinen auf. Lithologisch unterscheiden sie sich damit deutlich von anderen unterdevonischen Ablagerungen im Siegener Antiklinorium. In jüngster Zeit sind im Müsener Horst einzelne Fossilien (Brachiopoden und Sporen) gefunden worden, die auf ein teilweise noch höheres, obersilurisches Alter einiger Schichtabschnitte schließen lassen (CLAUSEN 1994).

Im Kern des Siegener Antiklinoriums beginnt die erdgeschichtliche Überlieferung mit den ca. 800-1000 m mächtigen **Unteren Siegener Schichten**, in denen geschieferte, sandarme (milde) Ton- und Schluffsteine dominieren. Sandsteine unterschiedlicher Mächtigkeiten gewinnen nur in einzelnen Abschnitten größere Bedeutung. Daher wurde diese Schichtenfolge in den ersten Jahrzehnten der geologischen Erforschung als „Tonschieferhorizont" bezeichnet (u.a. DENCKMANN 1912, QUIRING 1931c). Besonders in den milden, dunkelgrauen bis schwarzen, tonigen Abschnitten der Unteren Siegener Schichten sind zahlreiche Pflanzenreste eingebettet. Tierische Fossilien sind dagegen nur vereinzelt vertreten. Sie erscheinen erst im jüngsten der in sechs Abschnitte unterteilten Unteren Siegener Schichten häufiger.

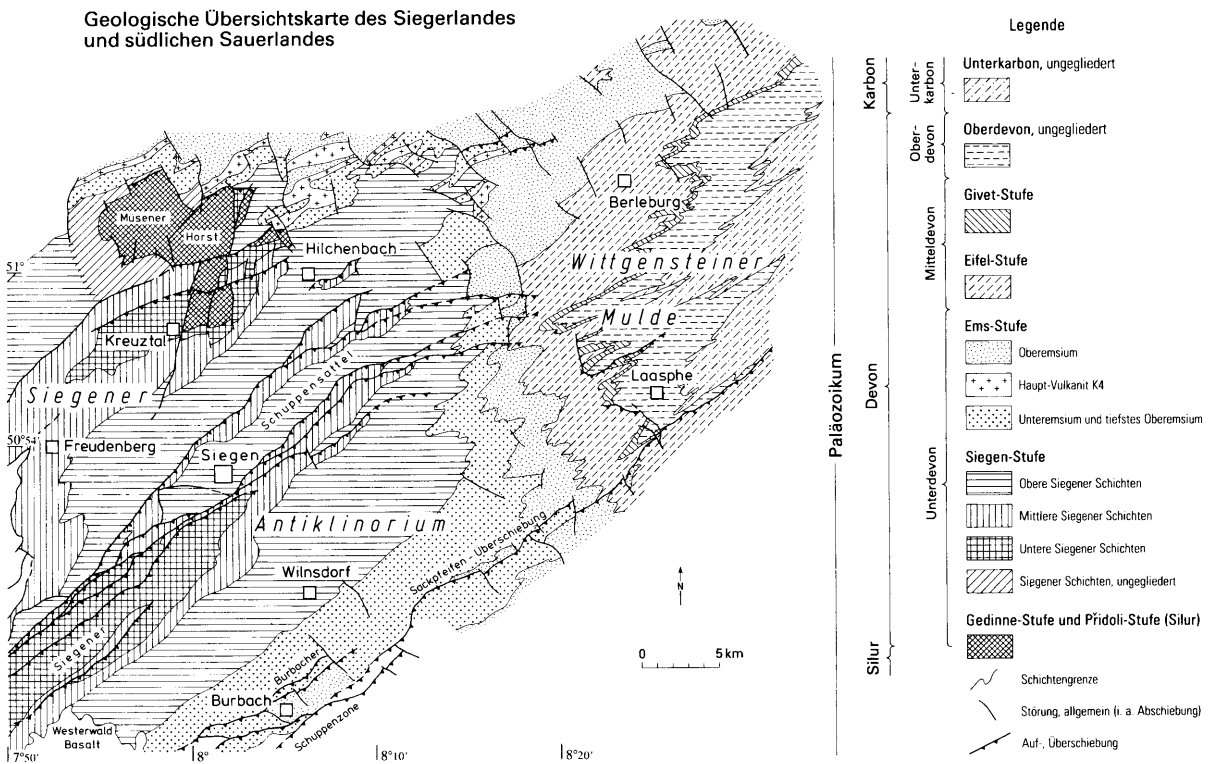


Abb. 22. Geologische Übersichtskarte des Siegerlandes und südlichen Sauerlandes.

Flaserig (Erklärung siehe Glossar zu Kap. 1.3) ausgebildete Ton- und Sandsteine sind das charakteristische Merkmal der **Mittleren Siegener Schichten**, die im zentralen Siegerland in fünf Abschnitte untergliedert werden können. Das Auftreten flaseriger Gesteine beschränkt sich zwar nicht ausschließlich auf die Mittleren Siegener Schichten, ist dort jedoch so auffällig, daß diese Schichten früher die zutreffende Bezeichnung „Rauhflaserschichten" trugen. In den ca. 1000-2000 m mächtigen Mittleren Siegener Schichten wechseln sich mehrfach überwiegend sandig ausgebildete Schichten mit tonigen Horizonten ab. Allen Schichten ist eine gute Sonderung zwischen der tonigen und der sandigen Kornfraktion zu eigen. Die Sandsteine verwittern häufig mit rötlich-braunen Farbtönen. Versteinerungen konzentrieren sich auf eng begrenzte Fundpunkte, die aus Fossilzusammenschwemmungen während der Sedimentation hervorgingen. Besonders kennzeichnend sind dickschalige Brachiopoden (z.B. Acro- und Euryspiriferen), daneben Muscheln sowie Einzelkorallen.

Die dunkelblaugrauen Tonsteine der **Oberen Siegener Schichten** weisen im Vergleich mit den bisher genannten Ablagerungen einen höheren Schluff- und Feinsandgehalt auf; die Sandsteine sind außerdem feinkörniger und häufig gebändert. Als typische Kennzeichen gelten zum einen die schlechte Korngrößensonderung sowohl innerhalb der tonigen als auch der sandigen Gesteine, zum anderen die auffallend olivgrünbraunen Verwitterungsfarben. Die Oberen Siegener Schichten, die früher auch „Herdorfer Schichten" genannt wurden, treten wie alle jüngeren Ablagerungen nicht mehr im Kern, sondern nur noch an den Flanken des Antiklinoriums auf. Die dort enthaltene Faunengemeinschaft zeigt mit derjenigen aus den Mittleren Siegener Schichten große Übereinstimmung, jedoch treten unter den Brachiopoden wieder vermehrt Spiriferen der Gattung *Rhenorensselaeria* auf. Die Untergliederung der bis über 2000 m mächtigen Abfolge ist regional unterschiedlich, da auf der Nordwestflanke des Siegener Antiklinoriums die Oberen Siegener Schichten lithologisch anders aufgebaut sind als auf der Südostflanke.

Ohne eine erkennbare Schichtlücke und in unverändert tonig-sandiger und wie bisher fast karbonatfreier Ausbildung (Fazies) ummanteln Gesteine der **Unterems-Stufe** das Siegener Antiklinorium. Auf der Südostflanke des Antiklinoriums treten im östlichen Teil zwei bis 400 m mächtige Schichtpakete mit bemerkenswert hellen, quarzitischen Sandsteinen auf, aus denen auch der Gebirgsrücken der Kalteiche überwiegend aufgebaut ist. Dieser erhebt sich mehr als 500 m über NN und bildet die Wasserscheide zwischen Sieg und Lahn. An der Nord- und Nordwestflanke des Antiklinoriums (nördlich und nordwestlich von Hilchenbach) sind an der Basis der Oberems-Stufe vulkanische Gesteine (sog. Quarzkeratophyre) von rötlicher Farbe in die Sedimentabfolge eingelagert. Wegen ihrer großen Mächtigkeit bis ca. 300 m werden diese Vulkanite als „Hauptvulkanit" bzw. „Hauptvulkanitkomplex" bezeichnet. Sie bestehen aus submarin ausgeflossener Lava mit zahlreichen pyroklastischen Einschaltungen, z.B. Ignimbriten (Schmelztuffen), Tephra (vulkanisches Auswurfmaterial) und aus Ablagerungen hochexplosiver Vulkantätigkeit (vergleichbar mit dem Mount St. Helens). Nach

Süden sind Gesteine vulkanischer Herkunft – allerdings viel geringer mächtig – noch vereinzelt bis zur Sackpfeifenüberschiebung (Abb. 22) anzutreffen.

Die Schichten der **höheren Oberems-Stufe** und alle darüberliegenden unterscheiden sich beträchtlich von den älteren Schichten nicht nur bezüglich ihrer Gesteinsausbildung, sondern auch in faunistischer Hinsicht: Sie sind überwiegend tonig ausgebildet, wechselnd stark karbonathaltig, wesentlich geringmächtiger entwickelt und führen zum Teil ein breites Spektrum verschiedenster Fossilien, so Trilobiten, viele Brachiopodenarten, Muscheln, Schnecken, Seelilien, Einzelkorallen etc. (u.a. DAHMER 1923).

Der **Ablagerungsraum** der im rechtsrheinischen Teil des Siegener Antiklinoriums ausstreichenden Schichten läßt sich folgendermaßen skizzieren. Während der Zeitspanne von ca. 400 bis 385 Mio Jahren vor heute (Gedinne- bis einschließlich untere Ems-Stufe) war der betrachtete Raum von einem Meer bedeckt, das damals große Teile West- und Mitteleuropas einnahm. Das von Südengland über das Rheinische Schiefergebirge bis nach Polen reichende Meeresbecken wurde im Norden von einem Festland, dem Old-Red-Kontinent, begrenzt. Flüsse transportierten vom Festland Verwitterungsschutt bestehend aus Ton, Sand und Kies in das vorgelagerte Meeresbecken, wo es als Ausgangsmaterial für die sich absetzenden Sedimente diente. Dort, wo die Flüsse in das Meer mündeten, bildete sich ein großes, vielfältig gegliedertes Delta aus, das sich im Unterdevon auf dem breiten Schelfsaum weit in Richtung auf das offene Meer vorschob. Bereits im Delta und auf der angrenzenden Schelfzone setzte sich die Hauptmasse des eingetragenen Verwitterungsschuttes ab. Zahlreiche Untersuchungen der vielfältigen Sedimentstrukturen (u.a. WALLISER & MICHELS 1983) lassen heute keinen Zweifel mehr daran, daß es sich tatsächlich um Deltaablagerungen handelt, die unter extremen Flachwasserbedingungen, im Gezeitenbereich oder bei verschieden starken Meeresströmungen enstanden. Über lange Zeit hinweg müssen die Anlieferung von Abtragungsschutt und die Absenkung des Schelfbodens ausgeglichen gewesen sein, denn anders lassen sich die großen Mächtigkeiten (hohen Sedimentationsraten) der Gedinne- bis einschließlich der Unteremsschichten nicht erklären. Die Lage des am stärksten absinkenden Schelfgebietes veränderte sich dabei kaum; es befand sich etwa im Bereich des heutigen Siegener Antiklinoriums.

Erst nach Beginn des Oberems begann sich der Ablagerungsraum einschneidend zu verändern. Das Meer schob seine Küstenlinie durch eine rasche Transgression nordwärts, wodurch das bisher im Bereich des östlichen Siegener Antiklinoriums gelegene Delta ertrank. Der betrachtete Ablagerungsraum lag zwar weiterhin auf dem Schelf, doch war er deutlich küstenferner, wodurch tonige, karbonathaltige Sedimente dominierten und Sandeinschüttungen nur noch vereinzelt auftraten.

Vermutlich schon während der Sedimentation waren im Bereich des heutigen Siegener Antiklinoriums Störungen wirksam, die den Ablagerungsraum in einzelne

Schollen gliederten. Diese frühzeitig angelegten Störungen folgen meist der Nord-Süd-Richtung und sind besonders im Müsener Horst, aber auch am nordöstlichen Außenrand des Antiklinoriums zu finden. Während der im Oberkarbon einsetzenden **variscischen Gebirgsbildung** waren die schollenbegrenzenden Störungen zum Teil noch aktiv, denn der Faltenbau ist beiderseits unterschiedlich entwickelt (LUSZNAT 1970). Wie im übrigen Rheinischen Schiefergebirge führte die variscische Gebirgsbildung auch im Siegener Antiklinorium zur Faltung und Schieferung der Gesteine und ist für die zahlreichen großen und kleinen Störungen verantwortlich, an denen die Schichten gegeneinander versetzt sind. Gegen Ende der Gebirgsbildung hob sich im Oberkarbon das entstandene Faltengebirge aus dem Meer heraus. Die unmittelbar darauf einsetzende Verwitterung schuf wahrscheinlich schon im nachfolgenden Perm ein weitgehend eingeebnetes Rumpfgebirge. Auch in der Folgezeit blieb das Siegener Antiklinorium wohl ununterbrochen Festland und unterlag damit weiterhin der Verwitterung und Abtragung. Daher kann über die weitere erdgeschichtliche Entwicklung dieses Raumes – insbesondere während der langen Zeitspanne des Mesozoikums – keine Aussage gemacht werden.

Erst wieder aus dem jüngeren Tertiär sind im Siegener Antiklinorium vulkanische Gesteine (Olivin-Tholeiit-Basalte) überliefert, die vom Basaltvulkanismus im benachbarten Westerwald abzuleiten sind. Während der vom Miozän bis zum Pliozän (vor etwa 20 bis 5 Mio Jahren) dauernden Vulkantätigkeit drangen Ausläufer des Westerwaldvulkanismus im südlichen Siegerland empor. Als Aufstiegswege dienten Störungen (Abschiebungen), die – vermutlich schon variscisch angelegt – im Tertiär aktiv waren und es dem Basalt durch ihren Zerrungscharakter ermöglichten, an einzelnen Stellen schlotartig aufzusteigen. Zu flächenhaften Basaltergüssen, wie im benachbarten Westerwald, dürfte es im Bereich des Siegener Antiklinoriums aber vermutlich nicht gekommen sein. Weitere Hinweise auf postvariscische Tektonik ergeben sich aus hydrothermalen Buntmetallvererzungen, die an jüngere Strukturen gebunden sind (Kap. 2.4.2).

Für den östlichen Bereich des Siegener Antiklinoriums liegen folgende, modern kartierte und vom Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen (Krefeld) herausgegebene Karten vor:

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000 mit Erl.:

Bl. 4914 Kirchhundem, 2. Aufl. (1991). Bearbeiter: CLAUSEN, C.-D.
Bl. 5014 Hilchenbach, 2. Aufl. (1970). Bearbeiter: LUSZNAT, M.
Bl. 5015 Erndtebrück (1978). Bearbeiter: LUSZNAT, M.
Bl. 5112 Morsbach (1968). Bearbeiter: VOGLER, H.
Bl. 5113 Freudenberg, 2. Aufl. (1968). Bearbeiter: LUSZNAT, M.
Bl. 5115 Ewersbach (1990). Bearbeiter: THÜNKER, M.
Bl. 5114 Siegen, 2. Aufl. (i. Vorb.). Bearbeiter: THÜNKER, M.

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000 mit Erl.:

Bl. C 5114 Siegen (1985). Bearbeiter: CLAUSEN, C.-D., V. KAMP, H., MÜLLER, H., THÜNKER, M., VOGLER, H. & LUSZNAT, M.
Bl. C 5110 Gummersbach (1983). Bearbeiter: CLAUSEN, C.-D., GRABERT, H., HILDEN, H. D., V. KAMP, H., KÜHN-VELTEN, H., VOGLER, H. & LUSZNAT, M.

2 Hydrothermale Mineralisationen

2.1 Überblick

(THOMAS KIRNBAUER, JENS SCHNEIDER & SUSANNE PETRA SCHWENZER)

Das rechtsrheinische Schiefergebirge ist Teil der Externzone der mitteleuropäischen Varisciden, deren Entstehung als Folge plattentektonischer Rift-, Subduktions- und Kollisionsprozesse in Kap. 1.1 skizziert wird. Postvariscisch wurde das Gebirge zu einem Mittelgebirgsrumpf abgetragen und – wie die gesamte mitteleuropäische Kruste – von verschiedenen Hebungs-, Senkungs- und Einengungsvorgängen betroffen, die zur bruchtektonischen Verformung führten und das Rheinische Schiefergebirge in ein Muster zahlreicher, gegeneinander verstellter, z.T. auch verschobener Schollen zerlegten (z.B. Kap. 1.2).

Im Gebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges lassen sich hydrothermale Mineralisationen für einen Zeitraum von etwa 400 Millionen Jahren nachweisen. Die im Laufe dieses langen Zeitraums entstandenen Mineralisationen unterscheiden sich nicht nur durch ihr Alter, sondern auch z.T. erheblich in bezug auf Form, Inhalt und Masse bzw. Volumen der abgesetzten Minerale sowie durch ihre Genese. Weitere Unterschiede ergeben sich aus den Druck- und Temperaturverhältnissen während der Bildung und der Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen (p-T-X-Bedingungen).

Möglichkeiten der Altersbestimmung und -eingrenzung von Mineralisationen

Da radiometrische Datierungen einzelner Mineralphasen aus dem Rheinischen Schiefergebirge bislang kaum vorliegen, besitzen indirekte Methoden der Altersbestimmung und -eingrenzung eine große Bedeutung. Informationen zu den relativen Altersbeziehungen zwischen einer Mineralisation und datierbaren geologischen oder tektonischen Ereignissen lassen sich häufig aus den Verbandsverhältnissen gewinnen.

Im Rheinischen Schiefergebirge liefern vor allem die Altersbeziehungen zwischen einer Mineralisation und den variscischen Deformationsgefügen brauchbare Alterskriterien. Gangmineralisationen beispielsweise, in denen zwei Schieferungsgefüge ausgebildet sind, müssen vor dem Beginn der zur Ausbildung der älteren Schieferung führenden Deformation bereits vorhanden gewesen sein. Ein Gang, der parallel zum dominierenden Schieferungsgefüge im Nebengestein liegt und durch die zweite Deformation gefaltet worden ist, muß vor der zweiten Deformation entstanden sein. Gangmineralisationen jedoch, die variscisch deformierte (geschieferte oder gefaltete) Nebengesteine diskordant durchsetzen, müssen nach der Orogenese (postorogen) entstanden sein. Da die Nebengesteine der hydrothermalen Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge überwiegend devonisch-karbonischen oder höheren Alters und damit vor der variscischen Oro-

genese gebildet worden sind, liefert die Altersbeziehung zwischen Mineralisation und einem paläontologisch eingestuften oder radiometrisch datierten Nebengestein nur in wenigen Fällen brauchbare Ergebnisse, jedoch ergeben sich in Sonderfällen aus den Beziehungen zwischen den Abtragungsprodukten einer Mineralisation und dem Sediment aussagekräftige Beobachtungen, da das Alter des Sediments Hinweise auf das Mindestalter der Mineralisation gibt. Gerölle von Pseudomorphosen- und Kappenquarzen in oligozänen Sedimenten in der Fazies der Vallendarer Schotter bildeten lange Zeit eine wichtige Zeitmarke für das Alter der Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge des Taunus (Kap. 2.4.1). Auch paläontologisch gestützte Datierungen von Karstsedimenten können dazu beitragen, das Alter einer Mineralisation einzugrenzen (z.B. Kap. 2.4.3). Ein besonders beeindruckendes Beispiel zeigt das Titelbild: Unterkretazische Schnecken, wahrscheinlich bereits pyritisiert, wurden in Karstsedimenten von idiomorphem Galenit umwachsen, woraus sich für die Galenitbildung ein Unterkreidealter oder jüngeres Alter ergibt.

Moderne Technologien ermöglichen heute die radiometrische Datierung von Mineralen und Gesteinen sowie – insbesondere in Fällen hydrothermaler Bildungen – vergleichende Isotopen- und Spurenelementuntersuchungen. Alle diese Methoden setzen jedoch voraus, daß die Paragenese für die Untersuchung geeignete Minerale enthält. Grobe Alterseinstufungen lassen sich unter günstigen Bedingungen aus vergleichenden Bleiisotopenanalysen ablesen, die sich jedoch nicht zur direkten Datierung von Vererzungen eignen (HAACK 1993). Direkte, radiometrische Altersbestimmungen hydrothermaler Mineralisationen des Rhenohercynikums mit anderen Methoden konnten mangels geeigneter, datierbarer Minerale bisher nur in wenigen Fällen durchgeführt werden: JAKOBUS (1992) datierte mit der K/Ar-Methode Gangmuskovite aus dem Taunus. Außerdem gelangen mit der Rb/Sr-Methode Datierungen hydrothermal überprägter Nebengesteine (J. SCHNEIDER et al. 1997a), wodurch auf das Bildungsalter der Mineralisation geschlossen werden kann (Kap. 2.2.3 u. 2.4.1).

Da es nur sehr wenige radiometrische Datierungen von Mineralisationen aus dem Rheinischen Schiefergebirge gibt, lassen sich flächendeckend Alterseinstufungen der Mineralisationen derzeit nur aufgrund des Bezugs der Mineralisationen zur gefügeprägenden variscischen Orogenese vornehmen, wobei in diesem Band drei Altersgruppen unterschieden werden:

1. Präorogene Mineralisationen (Mineralisationen älter als die Orogenese).
2. Syn- bis spätorogene bzw. „variscische" Mineralisationen (Mineralisationen während der Orogenese).
3. Postorogene bzw. postvariscische Mineralisationen (Mineralisationen jünger als die Orogenese).

Im folgenden werden die in diesem Band behandelten Mineralisationen, nach diesem Kriterium gegliedert, kurz vorgestellt.

Präorogene Mineralisationen

Die Genese von Mineralisationen vor der variscischen Gebirgsbildung steht in engem Zusammenhang mit der durch Krustendehnungsprozesse (Extension) gekennzeichneten Entwicklung des rhenohercynischen Beckens vom Unterdevon bis in das Unterkarbon (Kap. 1.1). Während sich auf dem infolge fortgesetzter Extension und thermischer Subsidenz im Verlauf des Devons nordwestwärts wandernden Schelf am nördlichen, passiven Plattenrand des Old-Red-Kontinents ein mehrere 1000 m mächtiger Stapel von Sedimenten bildete, wurden in den tieferen Meeresbereichen im Süden geringermächtige, hemipelagische Sedimente abgelagert. Die Ausdünnung der Kruste ermöglichte hier ab dem Unter-, vor allem ab dem Mitteldevon einen intensiven, bimodalen Vulkanismus (Kap. 1.3). Bei der kompaktiven Entwässerung von Sedimenten wurden große Fluidmengen (Hydrothermen) freigesetzt, die für einen erhöhten Wärmefluß in der Kruste sorgten und somit die für eine Lagerstättenbildung nötige thermische Energie lieferten (Abb. 23 oben).

Ab dem Mitteldevon (Eifel-Stufe, ca. 390 Mio Jahre) läßt sich im Rheinischen Schiefergebirge entlang synsedimentär aktiver Störungszonen, in denen große Volumina metallhaltiger, aszendenter Fluide fokussiert wurden, eine intensive Hydrothermaltätigkeit nachweisen, die zur Bildung mehrerer, **submarin-hydrothermaler Mineralisationen** (Kap. 2.2.1) führte, deren prominentestes Beispiel das ehemals wirtschaftlich sehr bedeutende, stratiforme Sulfid-Baryt-Lager von Meggen im Sauerland ist (Abb. 27 auf S. 98).

Ebenfalls sicher präorogenen Alters und möglicherweise derselben Extensionsphase zugehörig sind **sulfidführende Barytgänge** (Kap. 2.2.2) im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, die in Metavulkaniten in der Vordertaunus-Einheit sowie in Metasedimenten nördlich anschließender Schuppenstrukturen auftreten. Aufgrund strukturgeologischer Befunde müssen die Gänge jünger als ca. 425 Mio (Erstarrungs- bzw. Abkühlungsalter der Metavulkanite) bzw. 400 Mio Jahre (Sedimentationsalter der Metasedimente) und älter als 325 Mio Jahre (Höhepunkt der Deformation) sein.

Darüber hinaus legen vergleichende Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen nahe, daß auch die Genese der zahlreichen, bislang als synorogen angesehenen **Sideritgänge** (Kap. 2.2.3) in den Schelfsedimenten des Siegener Antiklinoriums in einen vergleichbaren Zeitraum (400±20 Mio Jahre) fällt (Abb. 27 auf S. 98). Geochemische Indizien lassen zudem vermuten, daß zumindest ein Teil der bislang als synorogen angesehenen „variscischen" **Buntmetallvererzungen** (Kap. 2.3.1), u.a. die Sulfidphase der Siegerländer Sideritgänge, präorogene Gangbildungen sind: Zum einen liegen die Bleiisotopenzusammensetzungen „variscischer" Buntmetallerze im gesamten Rhenohercynikum und der stratiformen, um 380 Mio Jahre alten Massivsulfiderze aus Meggen und vom Rammelsberg in einem analytisch abgrenzbaren Feld (Abb. 24). Der übergreifend homogene, geochemische Charakter der Erzminerale deutet auf deren Bildung aus chemisch nahezu

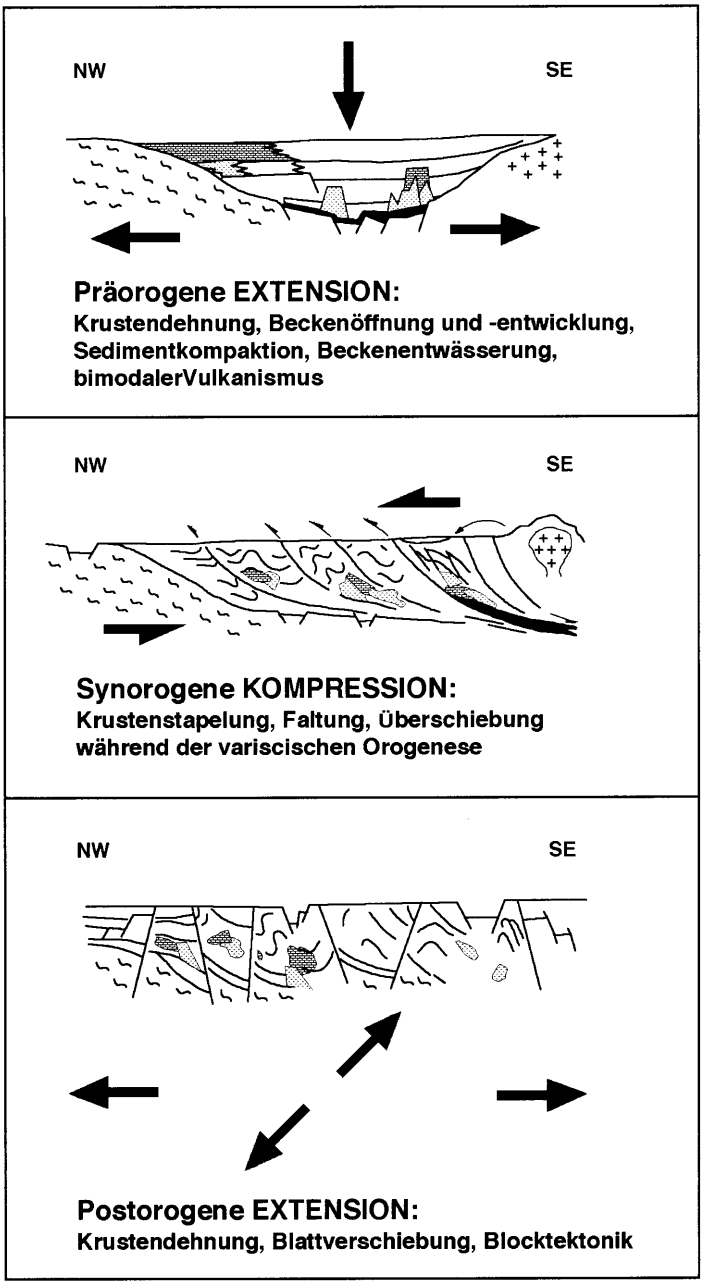


Abb. 23. Schematische Darstellung übergreifender, geotektonischer Prozesse während der geologischen Entwicklung des Rhenohercynikums (umgezeichnet und ergänzt nach HEIN & BEHR 1996).

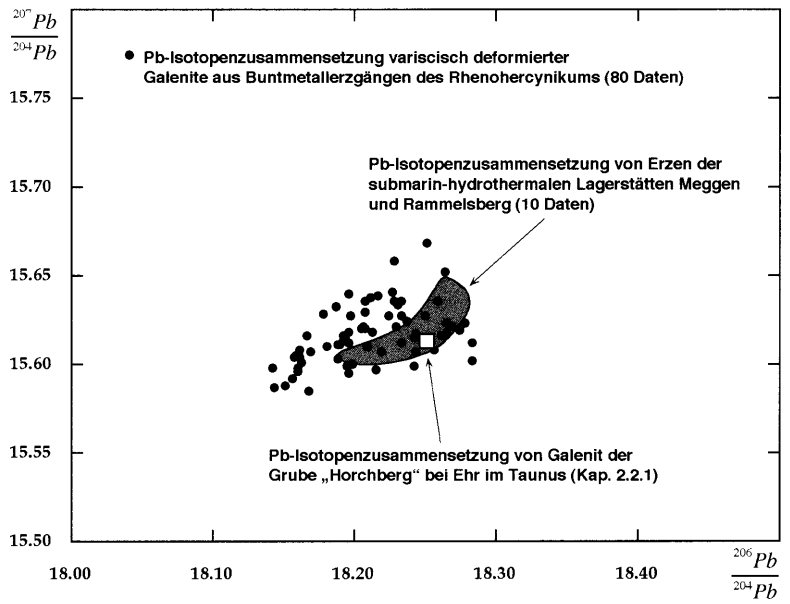


Abb. 24. Bleiisotopenzusammensetzung variscisch deformierter Galenite des Rheinischen Schiefergebirges und von Erzen der stratiformen Sulfid-Baryt-Lager vom Rammelsberg (Harz) und Meggen (Sauerland). Daten aus WEDEPOHL et al. (1978), LARGE et al. (1983), KRAHN (1988), C. M. BRAUNS (1995) und J. SCHNEIDER (1998).

gleichartigen Hydrothermen hin und läßt für beide Mineralisationstypen eine einheitliche, präorogene Mineralisationsperiode erwarten. Zum anderen zeigen Untersuchungen des Kohlenwasserstoffinventars, daß dieses in Siderit und Quarz der Hauptphase sowie in Sphalerit, Chalkopyrit und Quarz der Sulfidphase identisch und methanbetont ist (Kap 2.3.1, Abb. 40 auf S.143). Die Annahme, daß die „variscischen" Buntmetallmineralisationen präorogene Bildungen sind, wird vor allem durch an verschiedenen Gangstücken bereits makroskopisch zu beobachtende Deformationsgefüge unterstützt: Sulfide („Dichterze") und Gangarten aus verschiedenen Revieren (z.B. Holzappel, Mittelrhein, Hunsrück und dem Siegerland-Wied-Distrikt) sind ganz offensichtlich variscisch verfaltet; auch sind beispielsweise Sulfide in schieferungsparallelen Schnüren angeordnet. Einen tektonisch stark beanspruchten Galenit (sog. Bleischweif) zeigt Taf. V, 1. Da moderne erzmikroskopische Untersuchungen sowie Datierungen dieser von uns zumindest teilweise als präorogen angesehenen Mineralisationen noch ausstehen, werden sie in diesem Band – der derzeitigen Lehrmeinung folgend – zu den syn- bis spätorogenen Bildungen gestellt (Kap. 2.3.1).

Ein Pendant zu den Gangvererzungen und Sulfid-Baryt-Lagern in Schelf- und Beckensedimenten bilden präorogene Mineralisationen, die an vulkanische

Schwellen innerhalb tieferer Beckenbereiche des rhenohercynischen Ozeans gebunden sind. Im Zusammenhang mit der Förderung basaltischer Magmatite vor allem an der Wende Mittel-/Oberdevon und im Unterkarbon (Kap. 1.3) steht die Bildung von Roteisenerzen, Eisenkieseln, Mangan- und Nickelerzen, die in der Lahn- und Dillmulde, dem Ostsauerländer Hauptsattel und dem Kellerwald, aber auch im Harz, verbreitet sind.

Während die Genese der überwiegend mittel- bis oberdevonischen **Roteisenerze vom Typus der Lahn- und Dillerze** (Kap. 2.2.4), die an die Flanken der submarinen Vulkangebäude gebunden sind, von LIPPERT und FLICK als Produkt diagenetischer Alterationsprozesse beschrieben werden, steht die Bildung von Eisenkieseln und Manganerzen des Typs „Nanzenbach" (H. HUCKRIEDE 1993) in engem Zusammenhang mit der magmatischen Aktivität im Unterkarbon. Durch die submarinen, basaltischen Schmelzen wurden große Volumina an Poren- und Meerwasser aufgeheizt. Die Einwirkung dieser Hydrothermen auf die Magmatite führte zu intensiven, geochemischen und mineralogischen Alterationen (z.B. Serpentinitisierung, Chloritisierung), bei denen Kieselsäure, Eisen, Mangan, Kupfer und Nickel mobilisiert wurden und sich Hämatit-Quarz-Mineralisationen (**Eisenkiesel**, Kap. 2.2.5) und komplexe, oxidisch-karbonatische **Manganvererzungen vom Typ „Nanzenbach"** (Kap. 2.2.6) bildeten. – Gleichfalls oxidisch-karbonatische **Manganerze des Typs „Laisa"** (Kap. 2.2.6) hingegen sind an das Beckentiefste gebunden und werden auf mehrstufige Anreicherungsprozesse bei Veränderung der Redoxbedingungen zurückgeführt (H. HUCKRIEDE 1993).

Nickel, Eisen und Kupfer wurden im Zusammenhang mit magmatischen Gängen und Lagergängen und deren Alteration in schlierenförmigen, kleinen Linsen oder als **feinverteilte Ni-Sulfiderze** gebildet. Diese in metadoleritischen und ultramafischen (pikritischen) Gängen auftretenden Nickelerze waren im vorigen Jahrhundert zeitweise Gegenstand eines lokal bedeutsamen Nickelerzbergbaus im Dillgebiet (Kap. 4.1, Halt 4) und im hessischen Hinterland (RIEMANN 1878, LASPEYRES 1893, STOPPEL 1988, THEUERJAHR 1997).

Syn- bis spätorogene Mineralisationen

Seit dem Oberdevon wurde das rhenohercynische Becken nach Süden unter das rasch aufsteigende Hochgebiet der Mitteldeutschen Kristallinschwelle subduziert und durchlief nunmehr das Stadium synorogener Flyschsedimentation (Kap. 1.1). Mit der beginnenden variscischen Gebirgsbildung verlagerte sich das geotektonische Milieu vom extensionalen Regime (Krustendehnung) in ein fortschreitendes, kompressives Stadium der Krustenstapelung und -deformation (Abb. 23 mitte), wobei die vulkanosedimentären Gesteinsabfolgen des Rhenohercynikums schwach metamorph überprägt wurden.

Hydrothermale, eindeutig **synorogene Mineralisationen** (Kap. 2.3.2) treten am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges und bevorzugt in der Vordertaunus-Einheit auf und lassen sich anhand strukturgeologischer Merkmale zeitlich zwi-

schen erster Deformation (D 1) und zweiter Deformation (D 2) einordnen. Sie zeichnen sich durch einen silikatbetonten und sulfidarmen Mineralbestand (u.a. mit Fluorit und Axinit) aus, dessen Elementinhalt wahrscheinlich metamorphogen aus dem Nebengestein freigesetzt wurde.

HEIN (1993) und H.-J. BEHR et al. (1993) nehmen – auf der Basis eines von OLIVER (1986) für die Appalachen entwickelten Modells – an, daß im Zusammenhang mit der variscischen, im Verlauf von 20 Mio Jahren nach Norden wandernden Orogenfront (AHRENDT et al. 1978) große Fluidmengen durch Kompaktion, Diagenese und Metamorphose freigesetzt wurden, die dem herrschenden Beanspruchungsmuster folgend nach Norden in das Vorland entwichen. Diesem Modell zufolge sollen die von uns als höchstwahrscheinlich präorogen eingestuften Sideritgänge (Kap. 2.2.3) und die zumindest teilweise ebenfalls als präorogen angesehenen Buntmetallerzgänge (Kap. 2.3.1) entstanden sein. Belege hierfür könnten K/Ar-Datierungen an Hellglimmern aus synorogenen Überschiebungs- und Störungsletten sowie Gängen von „Weißem Gebirge" liefern, die Alter von ca. 320 Mio Jahren und damit das Metamorphosealter ergaben (HEIN & BEHR 1996).

Nach dem Höhepunkt der Orogenese wurden unter zerrenden, extensionalen Bedingungen beim Aufstieg des Gebirges mehrere Mineralparagenesen gebildet (Kap. 2.3.3 - 2.3.6). Hierzu zählen Füllungen **alpinotyper Zerrklüfte** (Kap. 2.3.3), die ihr Hauptverbreitungsgebiet im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge

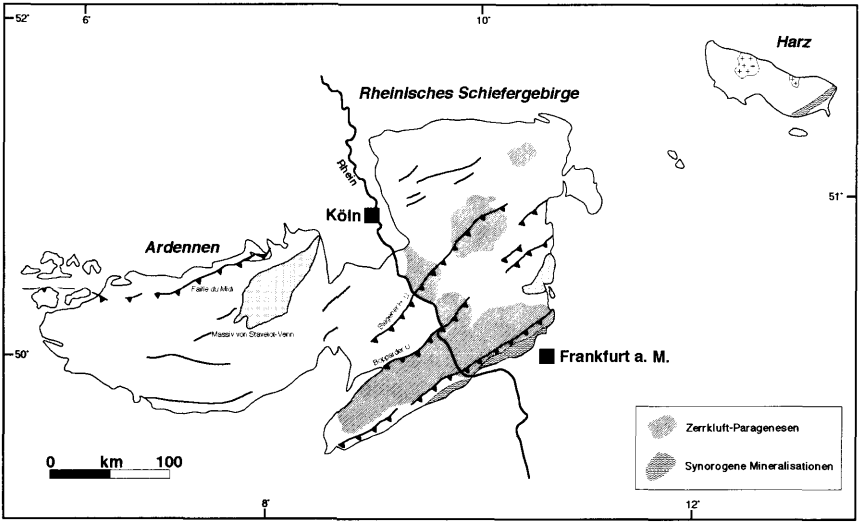


Abb. 26. Verbreitung wichtiger syn- und spätorogener, hydrothermaler Mineralisationen im Rhenohercynikum (umgezeichnet und ergänzt nach HEIN & BEHR 1996).

birge besitzen (Abb. 26) und Stufen mit Bergkristallen bis zu mehreren dm Länge geliefert haben. Bedingt durch geochemisch außergewöhnliche Anreicherungen der Elemente Fluor und Beryllium kam es in speziellen Metarhyolithen der Lahnmulde zu einer artenreichen Zerrkluftmineralisation (**Fluoritparagenese**, Kap. 2.3.4), darunter Rutil, Anatas und Brookit. Aus dieser Paragenese werden die Be-Silikate Bertrandit und Bavenit beschrieben, die bislang aus dem Rheinischen Schiefergebirge nicht bekannt waren.

Antimonparagenesen (Kap. 2.3.5) mit Sulfosalzen sowie Bildungen der etwas jüngeren **Eisenglanzphase** (Kap. 2.3.6), die beide im Siegerland-Wied-Distrikt als jüngere Mineralisationen die Sideritgänge überprägen, werden von WAGNER aufgrund von Gefügemerkmalen und mikrothermometrischen Untersuchungen als spätvariscische Vererzungen unter dem Einfluß starker tektonischer Extension identifiziert. Von verschiedenen Autoren ist in den vergangenen Jahren diese Dehnung auf einen sogenannten orogenen Kollaps (Krustendehnung infolge isostatischen, gravitativen „Zerfließens") im Spätstadium der Orogenese zurückgeführt worden. HENK (1997) konnte jedoch zeigen, daß die orogene Krustenverdickung im mitteleuropäischen Variscikum keinesfalls ausreichend für einen gravitativen Kollaps war, der eine erneute, postorogene Krustendehnung erklären könnte.

Postorogene Mineralisationen

Im Anschluß an die Gebirgsbildung im Unterkarbon war das Rheinische Schiefergebirge als Hochgebiet der Abtragung unterworfen (Abschnitt 1). Unter dem Einfluß intensiver Extension (Dehnung) wurde das Krustensegment seither – gemeinsam mit weiten Teilen Mitteleuropas – in ein bislang nur ungenügend bekanntes Muster einzelner Bruchschollen zerlegt (Abb. 23 unten), an deren Grenzen hydrothermale Fluide zirkulieren und vulkanische Schmelzen aufsteigen konnten. Relativ gut untersucht ist der Zusammenhang zwischen postvariscischer Bruchtektonik und hydrothermaler Mineralisation bislang erst im Taunus (ANDERLE 1984).

Verschiedenen großtektonischen Ereignissen wird ein besonderer Einfluß auf die postvariscische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges zugeschrieben. Zu ihnen zählt der bereits im Perm einsetzende Zerfall von Pangäa, der zur Bildung intramontaner Becken (so dem benachbarten Saar-Nahe-Becken) führte, die Öffnung des Nordatlantiks im Oberen Jura, die Bildung der Alpen ab der Kreide und die Entstehung des Oberrheingrabens (im Tertiär). Das rezent wirksame tektonische Regime äußert sich in gelegentlichen Erdbeben entlang aktiver Störungszonen, so am 29.11.1997 in der Idsteiner Senke (Taunus) (BLUM 1998), aber auch in störungsgebundenen Thermal- und Mineralquellen.

Somit blicken wir auf einen über 300 Mio Jahre langen Zeitraum zurück, in dem sich Fluide bilden, unter extensionalen Bedingungen in der Oberkruste zirkulieren und ihre Elementfracht in vielfältig ausgebildeten Mineralisationen absetzen konnten, die sich deutlich in Form, Inhalt und Struktur von den Mineralisationen

des vorhergehenden variscischen Zyklus unterscheiden. Typische, gleichsam diagnostische Merkmale postvariscischer Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge sind fehlende variscische Deformationsgefüge, eine meist grobkristalline Ausbildung von Erz- und Gangartmineralen sowie häufig idiomorph und in bedeutender Größe ausgebildete Kristalle in Drusen. So zeichnen sich postvariscische Pb-Zn-Erzgänge beispielsweise durch grobkristallinen Galenit („Glasurbleierz"), eisenarmen Sphalerit (als orange, gelb, rot und hellbraun gefärbte Honigblende, selten als kollomorph gebildete Schalenblende) und zonar gebaute Quarzkristalle aus, während – im Gegensatz dazu – für die „variscischen" Pb-Zn-Mineralisationen (Kap. 2.3.1) feinkristallin-dicht ausgebildeter Galenit, Fe-reicher und dunkelbrauner Sphalerit und Milchquarz charakteristisch sind. Typisch für postvariscische Mineralisationen sind weiterhin die Dominanz der Gangarten (mit meist idiomorph entwickelten Quarz-, Karbonat- und Barytkristallen) vor Sulfiden und von Galenit vor Sphalerit sowie die häufige hydrothermale Brecciierung des Nebengesteins, die zur Bildung von Kokardenerzen und „Sternquarzen" führte. Neben gangförmigen Bildungen sind metasomatische Körper und Imprägnationslagerstätten verbreitet. Weitere Charakteristika werden u.a. von C.-D. WERNER (1966), der den in den vergangenen Jahren synonym gebrauchten Begriff „saxonische Mineralisation" prägte, SCHAEFFER (1984), v. GEHLEN (1987) und KRAHN (1988) aufgelistet.

Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge (Kap. 2.4.1) bilden die mächtigsten postvariscischen Gänge im Rheinischen Schiefergebirge. Der bedeutendste von ihnen ist der Usinger Quarzgang (Taunus), der Mächtigkeiten bis zu 80 m und eine Länge von über 5 km aufweist und der nicht nur große, ausgezeichnet kristallisierte Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt (Taf. VI, 1 und 2), sondern auch außergewöhnlich prachtvolle Kappenquarz- und Rauchquarzstufen geliefert hat. Für den Usinger Gang konnte erst kürzlich mittels Rb/Sr-Datierung ein Rotliegendalter ermittelt werden, während sich Kappenquarze im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge in unterkretazischen Sedimenten gebildet haben.

Im Gegensatz zu „variscischen" Blei-Zink-Mineralisationen (Kap. 2.3.1) ist die bergwirtschaftliche Bedeutung der **postvariscischen Buntmetallmineralisationen** (Kap. 2.4.2) sehr viel geringer, sieht man von Imprägnationen in Sedimenten des Buntsandsteins (Maubach, Mechernich) ab. Verbreitet sind meist silberarmer Galenit, Fahlerze und Chalkopyrit, während Sphalerit in seiner Bedeutung zurücktritt. Gangförmiger **Baryt** (Kap. 2.4.2) findet sich in weiten Bereichen des rechtsrheinischen Schiefergebirges und wird heute noch in der Grube „Dreislar" bei Medebach (Sauerland), die in Sammlerkreisen für schön auskristallisierte und mit Chalkopyrit besetzte Barytstufen bekannt ist, abgebaut.

Mit **Goldvorkommen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge** beschäftigt sich der Beitrag von B. JÄGER (Kap. 2.4.4). Die bekannteste Primärgoldlagerstätte vom Eisenberg bei Korbach (Taf. VII, 2) – mit einer weltweit nur an wenigen Stellen ausgebildeten Gold-Selen-Mineralisation – wurde, wie auch

zahlreiche Waschgoldvorkommen (Edergold), bereits im Mittelalter ausgebeutet. Obwohl ihr Vorkommen schon seit langem Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen ist, ist ihre Genese nicht hinreichend geklärt. JÄGER unterscheidet erstmals fünf verschiedene Mineralisationstypen und kann für zwei von ihnen eine geologische Alterseinstufung vornehmen.

Vor allem im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge treten zudem **schichtgebundene Bunt- und Edelmetallmineralisationen** (Kap. 2.4.3) auf, die an unterkarbonische Schwarzschiefer gebunden sind. Neben den in Kap. 2.4.4 behandelten Goldmineralisationen handelt es sich im wesentlichen um teils bauwürdige Kupfervererzungen (z.B. Marsberg) mit einer Vielzahl von Sulfiden, neben denen auch ihre supergenen Umwandlungsprodukte (Karbonate, ged. Kupfer) früher bebaut wurden. Diese Lagerstättenbildung geht auf komplexe Prozesse zurück, die eine Anreicherung der erzbildenden Elemente aus den paläozoischen Nebengesteinen bewirkt haben. Die dabei mobilisierten Metalle stammen möglicherweise aus oberdevonischen Rotsedimenten und wurden hauptsächlich in kohlenstoffreichen, karbonischen Schwarzschiefern abgesetzt, die als geochemische Fallen fungierten. Gangförmige Reichvererzungen reichen bis in die Ablagerungen des Zechsteins (Perm).

Ausschließlich aus „Massenkalken", dort aber in weiter Verbreitung, sind **metasomatische Dolomitisierungen** (Kap. 2.4.5) bekannt, die gangförmig und in großen, unregelmäßig ausgebildeten Verdrängungszonen auftreten. Neben Dolomit gehören zahlreiche weitere Ca-Mg-Fe-Mn-Karbonate, untergeordnet auch Quarz und Sulfide, zur Paragenese. Unter geeigneten klimatischen Bedingungen während des Mesozoikums und Alttertiärs entstanden bei der Verwitterung dieser hydrothermal gebildeten Karbonate die in der Lagerstättenkunde als **Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark"** (Kap. 2.4.6) bekannten oxidischen und hydroxidischen Mineralisationen, deren bedeutendste Lagerstätte in der Lindener Mark bei Gießen abgebaut wurde.

Wohl ähnlichen Alters sind Anreicherungen von **Phosphorit** (Kap. 2.4.7) in der Lahn- und Dillmulde über „Massenkalken" und in Metavulkaniklastiten („Schalstein"). In Anlehnung an AHLBURG wird eine Gliederung in zwei Vererzungstypen herausgearbeitet: primärer (autochthoner) Phosphorit im zersetzten Nebengestein und sekundärer (allochthoner) Phosphorit in Karsthohlräumen. Mineralogische Besonderheit ist ein faserig ausgebildeter Apatit, der 1866 von Staffel bei Limburg als „Staffelit" beschrieben wurde (Taf. VII, 4).

Jungtertiäre und rezente Mineralisationen (Kap. 2.4.8) sind – insbesondere im Zusammenhang mit Thermal- und Mineralquellen – von verschiedenen Lokalitäten am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges bekannt. Sie sind Ausdruck des vorherrschenden Streßfeldes in der mitteleuropäischen Kruste. Hauptphasen dieser bislang erst aus Wiesbaden beschriebenen Paragenese, die in Klufthohlräumen, aber auch in Imprägnationszonen auftritt, sind Baryt, Pyrit/Markasit und

SiO_2 in verschiedenen Modifikationen. Baryt tritt in zentimeter- bis dezimeterlangen Kristallen, in tertiären Sanden in der Wetterau auch in Form sogenannter Barytrosen, auf.

Stellung der Mineralisationen im mitteleuropäischen Rahmen

Für das Rheinische Schiefergebirge liegen derzeit nur wenige radiometrische Datierungen hydrothermaler Mineralisationen und Tonmineralneubildungen an Störungen vor (BONHOMME et al. 1983, JAKOBUS 1992, HEIN 1993, NIERHOFF 1994, BRANNATH 1995, ROTTKE 1996, J. SCHNEIDER 1997a, KLÜGEL 1997).

Faßt man alle Möglichkeiten der Alterseinstufung zusammen, ergibt sich für Mineralisationen in Mitteleuropa folgendes Bild: Während die präpermische Lagerstättenbildung eng an den variscischen Zyklus geknüpft ist, sind die Ursachen postorogener Hydrothermalaktivität weit weniger deutlich nachzuvollziehen. Das geotektonische Regime in Mitteleuropa nach der variscischen Orogenese war durch intensive Krustendehnung entlang ehemaliger Plattengrenzen geprägt (HENK 1997). Die postorogene Tektonik äußerte sich in Europa übergeordnet durch extensionale Blattverschiebungen (divergente strike-slip-Bewegungen) sowie vertikale Zerblockung (Abb. 23 unten). Abschiebungen und konjugierte Scherbruchsysteme in NW-SE- und SW-NE-Richtung führten zur Ausbildung von pull-apart-Strukturen (GAITZSCH & SCHNEIDER 1995). Entlang reaktivierter, variscischer Strukturelemente entwickelten sich NE-SW-streichende Becken, in denen zwischen etwa 300 und 275 Mio Jahren ein bedeutender Intraplattenvulkanismus stattfand (LIPPOLT & HESS 1989, GOLL et al. 1995).

Permische Hydrothermalaktivität, die an vielen Stellen des europäischen Variscikums nachgewiesen wurde, wird mit dieser großtektonischen Situation in Zusammenhang gebracht. Ein Teil der dabei entstandenen Mineralisationen geht auf postorogene Granitplutone zurück, deren Platznahme z.B. in Cornwall zwischen 290 und 270 Mio Jahren erfolgte (HALLIDAY 1980, DARBYSHIRE & SHEPHERD 1985). U/Pb-Alter um 270 Mio Jahre wurden auch in Uranlagerstätten des französischen Variscikums bestimmt (LEROY & HOLLIGER 1984, CATHELINEAU et al. 1990, PAGEL 1990). Innerhalb des Rhenohercynikums sind postorogene Granite nur aus dem Harz bekannt (Brocken- und Rambergpluton), bei deren Platznahme vor etwa 290 Mio Jahren postmagmatische Quarzgänge u.a. mit Wolframit, Chalkopyrit und Scheelit entstanden (LÜDERS et al. 1993). Viele Mineralisationen können jedoch nicht auf magmatische Tätigkeit zurückgeführt werden, weil sie entweder erheblich jünger als benachbarte Intrusionen sind oder diese gänzlich fehlen. Wahrscheinlich stehen sie mit Extension infolge postorogener Plattenbewegungen in Verbindung. Besonders das Intervall Perm bis mittlerer Jura war eine Periode weitverbreiteter Hydrothermalaktivität ohne sichtbaren Zusammenhang mit magmatischen Intrusionen in die Oberkruste.

Eine Kalifeldpat-Fluorit-Paragenese aus den Gängen von Wölsendorf/Oberpfalz ergab ein Rb/Sr-Alter von etwa 270 Mio Jahren, das um etwa 30 Mio Jahre jün-

ger ist als der benachbarte Flossenbürger Granit (LIPPOLT et al. 1985). FÖRSTER & HAACK (1995) fanden ein U/Pb-Alter von etwa 271 Mio Jahren für die älteste Pechblende-Generation der Uranlagerstätte Aue-Niederschlema im Erzgebirge und J. SCHNEIDER & HAACK (1997) und J. SCHNEIDER et al. (1997) ein Rb/Sr-Alter von etwa 272 Mio Jahren für ein hydrothermales Ereignis am Pseudomorphosenquarzgang von Usingen im Taunus (Kap. 2.4.1). Daneben deuten Bleiisotopenuntersuchungen auf ein gleiches Bildungsalter für benachbarte Quarz-Buntmetallerz-Gänge (J. SCHNEIDER, unveröff. Daten).

Jünger als obere Trias (etwa 210 Mio Jahre) sind die Pb-Zn-Mineralisationen im Bereich der linksrheinischen Eifeler Nord-Süd-Zone: Hier treten Imprägnationslagerstätten in Sedimenten des Buntsandsteins bis Keupers sowie Gangvererzungen im Devon des Eifeler Antiklinoriums auf (WEMMER 1909, VOIGT 1950, ECHLE & GUSSONE 1985, FRIEDRICH et al. 1993, GERMANN et al. 1994), deren identische Bleiisotopenverhältnisse – wie auch ähnliche Kohlenwasserstoffinventare – eine gemeinsame Genese belegen (KRAHN 1988, J. SCHNEIDER 1994, JOCHUM et al. 1994, J. SCHNEIDER & HAACK 1996, JOCHUM 1998). Vergleichbar sind die Pb-Zn-Gang- und Verdrängungsmineralisationen im unterkarbonischen „Kohlenkalk" entlang der Faille-du-Midi-Überschiebungszone entlang des Ardennennordrandes, deren wichtigste Vorkommen an der NW-Flanke des Stavelot-Venn-Sattels im Raum Aachen–Stolberg–Eupen liegen (KRAHN et al. 1986, KRAHN 1988, REDECKE 1992, JOCHUM 1998). Rechtsrheinisch finden sich vergleichbare Mineralisationen im mitteldevonischen „Massenkalk" und unterkarbonischen „Kohlenkalk" sowie im Ruhrkarbon (Kap. 2.4.2, SCHRIEL 1952, 1954a, 1954b, PILGER 1953a, 1961, SCHAEFFER 1974, 1983a, 1984, 1986).

Die im Zeitraum Trias bis Ende Jura in ganz Europa nachweisbare Dehnungs- und Bruchtektonik geht auf die beginnende Öffnung des Nordatlantiks und der Prototethys (Mittelmeer) zurück (LANCELOT 1980, BERNOULLI & LEMOINE 1980). Mineralisationen dieser Epoche sind europaweit durch Altersdatierungen belegt. MITCHELL & HALLIDAY (1976) erweitern die frühmesozoische Mineralisationsperiode auf Vorkommen in Südwestkanada und Nordamerika (Appalachen) und postulieren für den Zeitraum Trias bis Jura eine einheitliche, nordatlantische Erzprovinz bis weit hinter die Kontinentalränder beiderseits des Ozeans. Triassische und jurassische K/Ar-Alter liegen aus Frankreich, Spanien, aber auch aus Deutschland, vor und wurden an hydrothermal überprägten Nebengesteinen von Mineralisationen ermittelt (z.B. BELLON et al. 1974, ESQUEVIN et al. 1976, BONHOMME 1982, BONHOMME et al. 1980, 1983, HALLIDAY & MITCHELL 1984, SCHMITT et al. 1984, BROCKAMP & ZUTHER 1985, BROCKAMP et al. 1987, 1994). U/Pb-Altersbestimmungen an Pechblenden französischer und erzgebirgischer Uranlagerstätten datieren Vererzungs- und Umlagerungsprozesse im unteren Jura (LEROY & HOLLIGER 1984, LANCELOT et al. 1984, RESPAUT et al. 1991, LEVEQUE et al. 1988, FÖRSTER & HAACK 1995). Für die bedeutendste postvariscische Buntmetallerzlagerstätte im Harz (Grube „Hilfe Gottes" bei Bad Grund) wurde ein

Rb/Sr-Alter von etwa 180 Mio Jahren bestimmt (Lias, Unterer Jura, BONEß 1987, HAACK & LAUTERJUNG 1993). Für die Hauptmineralisation der Fluoritgänge bei Rottleberode und Straßberg im Unterharz deutet sich ein ähnliches Alter an (J. SCHNEIDER, unveröff. Daten). WERNICKE & LIPPOLT (1995, 1997) und HAGEDORN & LIPPOLT (1989, 1994) bestimmten im Schwarzwald und im Harz mit der von ihnen entwickelten (U+Th)/He-Methode an Hämatit sowie mittels K/Ar- und Rb/Sr-Untersuchungen unterschiedliche Mineralisationsalter in Jura und Kreide. Hydrothermale Adulare aus verschiedenen Gangsystemen im Harz zeigen permische, triassische sowie kretazische Rb/Sr-, K/Ar- und Ar/Ar-Alter zwischen 270 und 90 Mio Jahren (MERTZ et al. 1989, HAGEDORN & LIPPOLT 1993).

Spätmesozoische und känozoische Hydrothermaltätigkeit in Mitteleuropa wird im Zusammenhang mit erneuter Blattverschiebung bei gleichzeitig einsetzender Kompression – im Zuge der beginnenden alpidischen Orogenese – gesehen (BETZ et al. 1987, ZIEGLER 1987). Dies führte u.a. zur pultartigen Heraushebung des Harzes entlang der NW-SE-streichenden Harznordrandstörung. BOULADON & GRACIANSKY (1985) verzeichnen für Südwesteuropa Vererzungsprozesse während der Öffnung des Golfs von Gascogne in der Kreide und im Oligozän. Auch in kreidezeitlichen bis tertiären Sedimenten, die als Füllungen von Karsthohlräumen devonischer Riffkalke im Sauerland auftreten, sind junge, möglicherweise miozäne Verdrängungs- und Imprägnationsmineralisationen mit Baryt, Calcit, Strontianit und Buntmetallsulfiden bekannt (Kap. 2.4.2, SCHAEFFER 1983a, 1983b, 1984). Jungtertiäre bis rezente, gangförmige und imprägnative Mineralisationen am Rande des Rheinischen Schiefergebirges stehen im Zusammenhang mit aktiven Hydrothermalsystemen (Thermalquellen) und wurden erstmals zusammenfassend von KIRNBAUER (1997a) beschrieben (Kap. 2.4.8).

Fazit

Trotz jahrzehntelanger, intensiver Forschungstätigkeit und einer Vielfalt strukturgeologischer, mineralogischer und geochemischer Daten sind die Erkenntnisse zu Genese und Alter der hydrothermalen Mineralisationen im Rhenohercynikum noch immer lückenhaft und teilweise widersprüchlich. Seine minerogenetische Entwicklung wird von zahlreichen Autoren in diskrete Phasen hydrothermaler Aktivität eingeteilt, die mit übergeordneten, geotektonischen Ereignissen in ganz Europa und zum Teil auch in Übersee korreliert werden.

Jedoch zeigen neue Ergebnisse von WERNICKE & LIPPOLT (1997a, 1997b), daß die Bildung von Gangmineralisationen nicht unbedingt ein geologisch kurzfristiges Ereignis sein muß: So lassen sich an einzelnen, gangförmigen Mineralisationen im Schwarzwald hydrothermale Aktivitäten über – aus makros- und mikroskopischen Beobachtungen unerwartet – lange Zeiträume belegen. Für eine Mineralisation im Südschwarzwald konnten so Fluidaktivitäten für den Zeitraum zwischen ca. 234 Mio Jahren (Keuper, Trias) und ca. 126 Mio Jahren (Unterkreide), für eine Mineralisation im Mittleren Schwarzwald zwischen ca. 183 Mio Jahren (Oberer Lias, Unterer Jura) und 116 Mio Jahren (Unterkreide) nachgewiesen wer-

den. Noch unbekannt ist, ob es während dieser Zeiträume zu mehrfachen (multiplen) Fluidschüben kam oder ob eine kontinuierliche hydrothermale Abscheidung erfolgte. Derartig detaillierte Untersuchungen an Mineralisationen des Rheinischen Schiefergebirges stehen bislang aus.

2.2 Präorogene Mineralisationen

2.2.1 Submarin-hydrothermale Mineralisationen in Sedimenten

(THOMAS KIRNBAUER & JENS SCHNEIDER)

Submarin-hydrothermal gebildete Vererzungen, die in feinkörnigen, meist pelitischen Sedimenten euxinischer Fazies auftreten und massive Sulfide (vor allem Pyrit, häufig auch Melnikovit-Pyrit) mit z.T. erheblichen Buntmetallgehalten sowie massiven, meist separat oder randlich auftretenden Baryt führen, sind weltweit bekannt. Die massiven Erzkörper werden auch als sedimentär-hydrothermale Sulfiderzlager und als **sed**imentär-**ex**halative Mineralisationen (SEDEX) bezeichnet.

Im weltweiten Maßstab zählen submarin-hydrothermale Mineralisationen zu den bedeutendsten Buntmetallerzlagerstätten (z.B. GUILBERT & PARK 1986), da in ihnen sehr große Buntmetallerzmengen konzentriert sind, die gegenüber Gangvererzungen in der Regel leicht gewinnbar sind. Erzkörper in Kanada und Australien besitzen ursprüngliche Buntmetallsulfidgehalte von mehreren hundert Mio t (GUSTAFSON & WILLIAMS 1981). Die größte Vererzung dieses Typs in Europa liegt bei Navan in Irland und weist einen Gehalt von 70 Mio t Pb-Zn-Erz auf (MILLS et al. 1987).

Vorkommen und Verbreitung

Innerhalb des Variscikums sind submarin-hydrothermale Mineralisationen in devonischen Sedimenten auf die rhenohercynische Zone beschränkt. In ihr treten die beiden bedeutendsten Massivsulfiderz-Baryt-Körper Deutschlands, in denen über ein Drittel aller Zn- und Pb-Gehalte der bekannten Lagerstätten des Rhenohercynikums konzentriert ist (WALTHER 1981), auf: Meggen im Rheinischen Schiefergebirge und Rammelsberg im Harz. Weitere Vorkommen von geringerer bergwirtschaftlicher Bedeutung im rechtsrheinischen Schiefergebirge befinden sich im Sauerland und im Lahn-Dill-Gebiet (Abb. 27). Zusammenfassende Darstellungen deren Geologie und Lagerstättenkunde stammen von KREBS & GWOSDZ (1985) und W. WERNER (1988, 1989a, 1989b, 1990a).

Das bis 1992 in Abbau stehende Sulfid-Baryt-Lager von **Meggen** (Abb. 28) liegt an der Südostflanke der Elsper Mulde im Sauerland und kann auf eine streichende Länge von fast 4 km verfolgt werden (W. E. SCHMIDT 1921, FREBOLD 1927, H. EHRENBERG et al. 1954, ZIMMERMANN & AMSTUTZ 1971, WEISSER 1972, W. FUCHS 1977, CLAUSEN 1978, TUFAR 1979, KREBS 1981, DORNSIEPEN 1985, W. WERNER 1988, 1989a). Durch die variscische Deformation wurde der Meggener Erzkörper

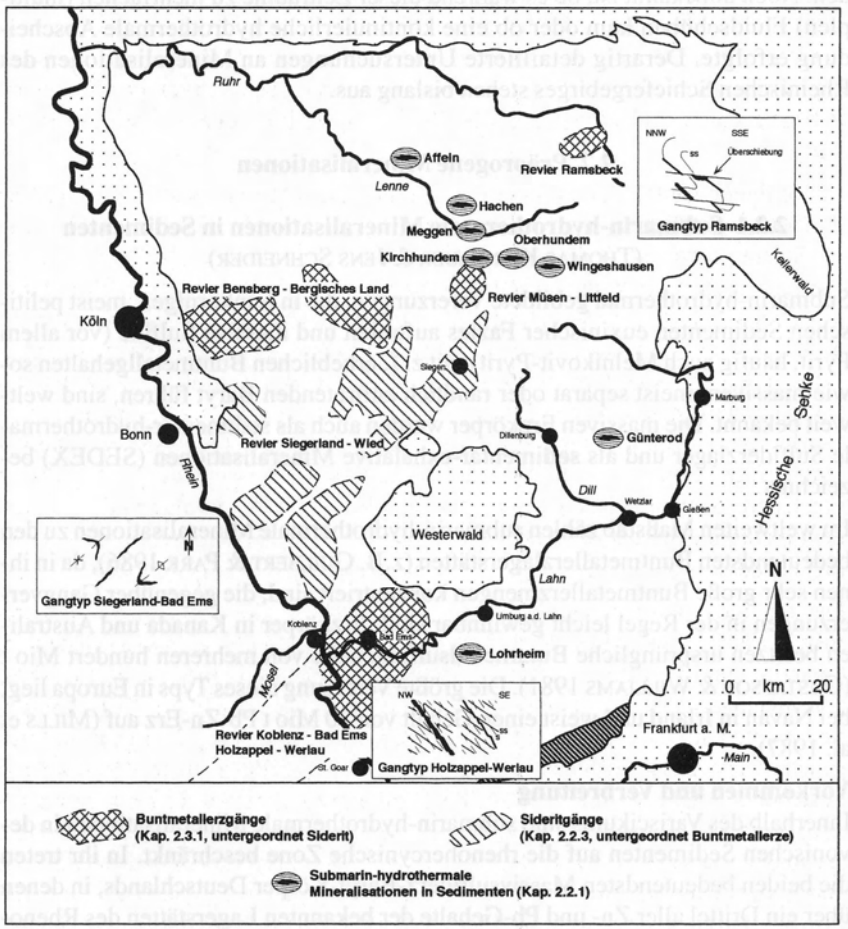


Abb. 27. Verbreitung präorogener Buntmetall- und Sideritgänge sowie submarin-hydrothermaler Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge.

in zwei Teile zerlegt, das „Alte Lager" im SE (in der Meggener Mulde) und das „Neue Lager" im NW, das an die überkippte SE-Flanke der Elsper Mulde gebunden ist, wobei der Sulfid-Baryt-Körper in Schiefer des Oberen Givets (Mitteldevon) eingeschaltet ist und im unmittelbaren Hangenden von einer 2-3 m mächtigen Kalksteinschicht („Lagerkalk") des Givet/Adorf (Mittel-/Oberdevon) begleitet wird. Bei durchschnittlich 3,5-4 m und max. 6-8 m Mächtigkeit schätzt man den Sulfidgehalt auf ca. 50 Mio t und den Barytgehalt auf ca. 10 Mio t.

Im Kern der Elsper Mulde wurde durch Bohrungen eine weitere, submarin-hy-

drothermale Mineralisation nachgewiesen, die hier ausschließlich aus Pyrit besteht und in Schwarzschiefer des oberen Givets eingeschaltet ist (KREBS 1981, W. WERNER 1988). Der Sedimentationsraum, das **Hachener Becken**, war vom Ablagerungsraum des südöstlich liegenden Meggener Lagers durch das Meggener Riff getrennt, so daß eine genetische Beziehung zum Meggener Lager vermutet wird.

Zu weniger bedeutenden, submarin-hydrothermalen Mineralisationen kam es bei **Plettenberg-Affeln** in der Lüdenscheider Mulde. Als Erzfalle für Fe-, Zn- und Pb-Sulfide sowie Ba-Sulfat fungierte hier ein 1,5 km breiter, NNW-SSE-streichender Graben im Mittleren und Oberen Givet (W. WERNER 1988). Von **Oberhundem**, ca. 10 km südöstlich Meggen an der NW-Flanke des Siegener Antiklinoriums gelegen, ist ein 1-1,5 m mächtiger, Pb- und Zn-reicher Pyrithorizont in siltigen Schiefern des Oberen Ems bekannt, der durch die Grube „Auerhahn" erkundet und im Rahmen eines Explorationsprogrammes in den 80er Jahren dieses Jahrhunderts erneut untersucht wurde (KREBS & GWOSDZ 1985, W. WERNER 1988, H. MÜLLER 1994). Der lagen- und linsenförmig konzentrierte Pyrit wird von Cherts begleitet, die als exhalativ angesehen und in Verbindung mit den Lennevulkaniten gebracht werden. Weitere, kleine Vorkommen beschreibt W. WERNER (1988) aus der Umgebung von **Kirchhundem** und **Wingeshausen**.

Das einzige bislang bekannte, submarin-hydrothermale Sulfid-Baryt-Vorkommen in der Dillmulde liegt bei **Günterod** und ist in eine Folge von Sandsteinen, Quarziten und Ton- bzw. Schwarzschiefern des höheren Unterdevons (Ems-Stufe) eingelagert, die – als allochthone Scholle – bis 170 m mächtigen Debris-Flow-Sedimenten mitteldevonischer Schlammstromrutschmassen (Olisthostrome) eingeschaltet ist. Bei einer Mächtigkeit bis zu 9 m läßt sich das zu über 95% aus Baryt bestehende Lager im Streichen lediglich auf einer Länge von 100-300 m verfolgen; seine Ausdehnung zur Teufe hin ist nicht genau bekannt, liegt aber nach den Befunden mehrerer Schrägbohrungen bei höchstens 100 m. Folglich werden die Barytvorräte auf 13500-160000 t geschätzt. Verschiedene Untersuchungs- und Prospektionsarbeiten in diesem Jahrhundert haben das durch einen Stollen aufgeschlossene Vorkommen als unbauwürdig erkannt (H. HUCKRIEDE 1992); frühere Bearbeitungen stammen von GWOSDZ et al. (1974), STOPPEL (1979, 1988) und W. WERNER (1988).

Im Nordflügel der Hahnstättener Mulde in der südwestlichen Lahnmulde treten in der Umgebung von **Lohrheim** auf einer streichenden Länge von über 5 km tektonisch stark beanspruchte Sulfid- und Barytlinsen auf. Diese sind durch Bergbau auf Eisenerze des Eisernen Hutes im 19. Jahrhundert, Abbauversuche auf Pyrit und Baryt vor allem in der Zeit während und kurz nach dem 1. sowie zur Zeit des 2. Weltkriegs, mehrere Dutzend Lagerstättenbohrungen und eine geochemische Prospektion in den 70er Jahren dieses Jahrhunderts bekannt (STIFFT 1831, AHLFELD 1924, ISERT 1968, VAN DEN BOOM 1986, W. WERNER 1988, EMMERMANN et al. 1993). Sulfid-Baryt-Lager wurden u.a. in den Gruben „Best", „Best I", „Fortu-

na", „Hinterwald", „Juliane", „Phoenix", „Rothenberg", „Waldsaum", „Weinschrank" und „Willkomm" angefahren bzw. abgebaut.

Die Mineralisationen treten in einem relativ schmalen, mit etwa 35-45° nach SE einfallenden Tonschieferpaket auf, das mit diskordanter Grenze effusive, saure Vulkanite (Metarhyolithe) und deren Abtragungsschutt („Keratophyrschutt") zum Liegenden und verkarsteten „Massenkalk" – Einsetzen des Riffwachstums im Givet (Oberes Mitteldevon) – zum Hangenden hat (FLICK 1977). Die schwarzen, bituminösen, mit Pyrit imprägnierten Tonschiefer werden in der Literatur als Alaun- und Kieselschiefer bezeichnet und besitzen – wie die Metarhyolithe – vermutlich Eifelalter (Unteres Mitteldevon); durch die mesozoisch-tertiäre Verwitterung bedingt sind die Schiefer tiefgründig zersetzt. Während der variscischen Orogenese waren die inkompetenten Tonschiefer zwischen zwei starren, kompetent reagierenden Blöcken eingekeilt (Vulkanite im NW, „Massenkalk" im SE), so daß sie, wie die in ihnen auftretenden Baryt-Pyrit-Körper, stark verformt und zerschert wurden. Sulfidische Erze treten lokal auch am Kontakt Metavulkanit–Alaunschiefer und in den obersten Lagen des Metavulkanits auf sowie, sofern die Alaun- und Kieselschiefer tektonisch unterdrückt sind, auch zwischen Metavulkanit und „Massenkalk". Die Gesamtvorräte werden auf 0,5 bis 1,5 Mio t Pyrit und Baryt geschätzt.

Paragenese und Ausbildung

Das Lager von **Meggen** weist eine deutliche, horizontale Zonierung auf, wobei im Zentrum der Erzlinse, nahe den ehemaligen Austrittsstellen der Hydrothermen, Pyrit von Sphalerit und Galenit begleitet wird; randlich geht der Buntmetall-haltige Sulfiderzkörper – bei abnehmenden Mächtigkeiten – in einen reinen Pyriterzkörper über. Gleichzeitig ist eine Abnahme der Gehalte an Zn, Pb, Cu, Cd, Sb, As, Co und Ni zum Lagerrand hin nachweisbar, während die Gehalte an S, Ba, Fe und Mn in dieser Richtung zunehmen (KREBS 1981, THEIN 1985). Das Sulfiderz setzt sich im wesentlichen aus Eisensulfiden (ca. 70%, davon 90% Pyrit und 10% Melnikovit-Pyrit, ±Markasit), Sphalerit (ca. 10-15%) und Galenit (ca. 1-2%) zusammen; Durchschnittsanalysen (jeweils Gew.-%) ergaben 36% S, 7-8% Zn, 1-1,6% Pb, 0,03-0,04% Cu und 1% $BaSO_4$ (CLAUSEN 1978, KREBS 1981).

Der gesamte Sulfiderzkörper ist durch eine feinkörnige bis massige und vorherrschend gebänderte Ausbildung charakterisiert. Sphalerit und Galenit treten z.T. feinstkörnig mit Pyrit verwachsen oder in diesem eingeschlossen auf; akzessorisch kommen Chalkopyrit, Fahlerze und Boulangerit vor. Die Sulfide werden von geringen Mengen an Baryt, Quarz und Calcit begleitet und schließen an verschiedenen Stellen tonige Sedimente ein, wodurch gebänderte Texturen entstehen („Banderze"). GEER (1989) stellte eine Abscheidungsfolge Pyrit I → Pyrit II → Pyrit III → Sphalerit I → Galenit → Chalkopyrit → Pyrit IV → Sphalerit II → Karbonate fest.

Randlich, im NE und im SW, wird das Sulfiderzlager von einem 300-1500 m brei-

ten Barytsaum mit durchschnittlichen Mächtigkeiten von 1,5-3 m (max. 4-5 m) umgeben, der den Sulfidkörper in einer schmalen Überlappungszone sowohl über- als auch unterlagern kann und lateral in pelagische Kalksteine („Lageräquivalent") übergeht (Abb. 28). Der Baryt im randlichen Bereich der Lagerstätte ist sowohl fein- als auch grobkörnig ausgebildet, besitzt eine graue bis dunkelgraue, z.T. auf Bitumengehalt zurückgehende Farbe und kann gleichfalls Bänderung aufweisen; gelegentlich sind Kristalle und kugelige Aggregate von Pyrit eingeschlossen (EHRENBERG et al. 1954, KREBS 1981).

Die schwache, variscische Überprägung führte u.a. zu einer Rekristallisation der Sulfide und einer teilweisen Schieferung des Baryts. Jüngeren, wohl postvariscischen Alters und auf die Mobilisation des primären Mineralbestandes zurückgehend sind frei kristallisierte Sulfide, Karbonate, Sulfate und Quarz, die von BODE & GÖHLKER (1984) beschrieben werden.

Sowohl aus dem Liegenden als auch dem Hangenden des Meggener Sulfidlagers sind Pyrit, Baryt und als syngenetisch angesehener Siderit in Lagen, Knollen und Linsen bekannt, die als Vor- und Nachläufer der Mineralisation gedeutet werden (EHRENBERG et al. 1954, WEISSER 1972, TUFAR 1979, KREBS 1981, W. WERNER 1989a).

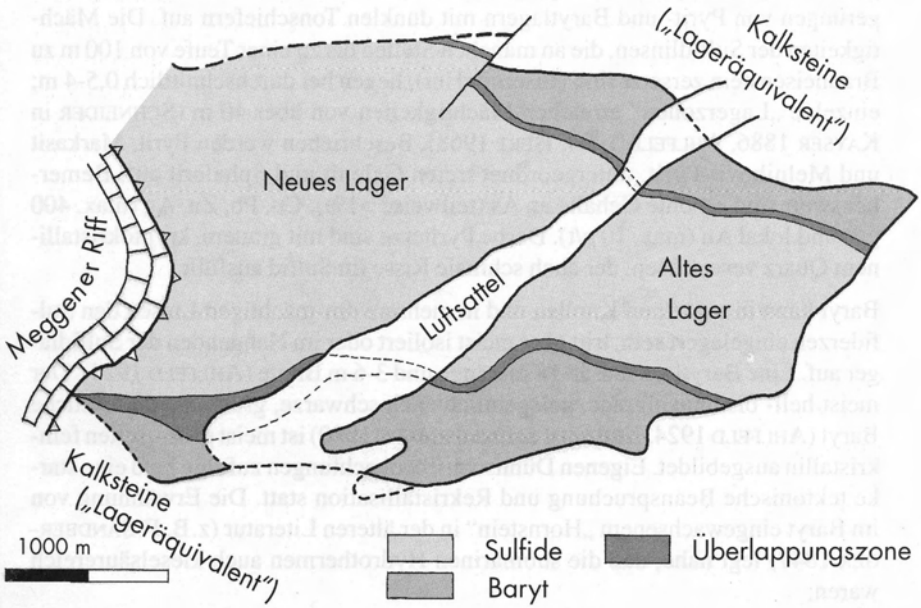


Abb. 28. Präorogene (entzerrte) Karte des Meggener Erzlagers (umgezeichnet nach KREBS 1981).

In der sedimentären Rutschmasse von **Günterod** tritt Baryt überwiegend in grobkristalliner (mit Korn- und Kristallgrößen bis zu 8 cm), seltener in feinkristalliner Ausbildung auf. Sulfide sind mit <5 Vol.-% nur untergeordnet an der Mineralisation beteiligt. H. HUCKRIEDE (1992) unterscheidet Baryt in schichtparallelen Lagen bzw. Linsen, isolierte Barytschollen und -kristalle sowie Barytzemente (in Sandsteinen). In Quarzit-Tonschiefer-Wechsellagen findet sich – häufig kataklastisch zertrümmerter – Baryt in schichtparallelen Linsen von nur wenigen m Länge und Mächtigkeiten bis zu 25 cm. Im Gegensatz dazu kommt Baryt in Nebengesteinsfragmente führenden, schwarzen Tonschiefern in Form isolierter Blöcke mit bis zu 0,6 m Durchmesser sowie in einzelnen Kristallen und Kristallbruchstücken vor. Die Kristalle müssen bei der Verfestigung des Sediments bereits vorhanden gewesen sein. An primären Sulfiden werden Pyrit (framboidal und grobkristallin bis 5 mm), Melnikovit-Pyrit, Sphalerit und Chalkopyrit sowie akzessorisch oder als Einschlüsse Galenit, Chalkosin, Digenit, Covellin, Fahlerze und ged. Wismut beschrieben; in den mineralisierten Sedimenten sind die Gehalte an Ba, Pb, Zn und Ag z.T. deutlich erhöht (STOPPEL 1979, W. WERNER 1988, H. HUCKRIEDE 1992). Rekristallisationsgefüge von Baryt und Relikte primärer Pyritframboide zeigen eine sekundäre Überprägung des Mineralbestandes aus bisher unbekannten Gründen an (H. HUCKRIEDE 1992).

Bei **Lohrheim** treten Sulfide und Baryt in tektonisch zerscherten, linsenförmigen, massigen Körpern, als Imprägnationen, in „Schnüren" sowie als Wechsellagerungen von Pyrit- und Barytlagern mit dunklen Tonschiefern auf. Die Mächtigkeiten der Sulfidlinsen, die an manchen Stellen bis zu einer Teufe von 100 m zu Brauneisenstein zersetzt sind (Eiserner Hut), liegen bei durchschnittlich 0,5-4 m; einzelne „Lagerzonen" erreichen Mächtigkeiten von über 40 m (SCHNEIDER in KAYSER 1886, AHLFELD 1924, ISERT 1968). Beschrieben werden Pyrit, Markasit und Melnikovit-Pyrit, untergeordnet treten Galenit und Sphalerit auf. Bemerkenswert sind erhöhte Gehalte an As (teilweise >1%), Cu, Pb, Zn, Ag (max. 400 g/t) und lokal Au (max. 10 g/t). Derbe Pyriterze sind mit grauem, kryptokristallinem Quarz verwachsen, der auch schmale Risse im Sulfid ausfüllt.

Baryt kann in einzelnen Knollen und in mehrere dm-mächtigen Linsen den Sulfiderzen eingelagert sein, tritt aber meist isoliert oder im Hangenden der Sulfidlager auf. Eine Barytlinse besaß 18 m Länge und 3-6 m Breite (AHLFELD 1924). Der meist hell- bis dunkelgraue, gelegentlich auch schwarze, grünliche und rötliche Baryt (AHLFELD 1924, KRIMMEL & EMMERMANN 1980) ist meist grob-, selten feinkristallin ausgebildet. Eigenen Dünnschliffbeobachtungen zufolge fand eine starke tektonische Beanspruchung und Rekristallisation statt. Die Erwähnung von im Baryt eingewachsenem „Hornstein" in der älteren Literatur (z.B. F. SANDBERGER 1847) legt nahe, daß die submarinen Hydrothermen auch kieselsäurereich waren.

Unbekannt ist das Alter von Quarz-Baryt- und Quarz-Pyrit-Sphalerit- und Arsenopyrit-Gängen. In schmalen Gängen tritt eine jüngere, postvariscische

Barytmineralisation auf, die Cinnabarit führt und durch flächenreiche Barytkristalle in Hohlräumen charakterisiert ist (Abb. 29, F. SANDBERGER 1847, HENGLEIN 1922, AHLFELD 1924, F. BRAUN 1932, EMMERMANN et al. 1993, eigene Beobachtungen).

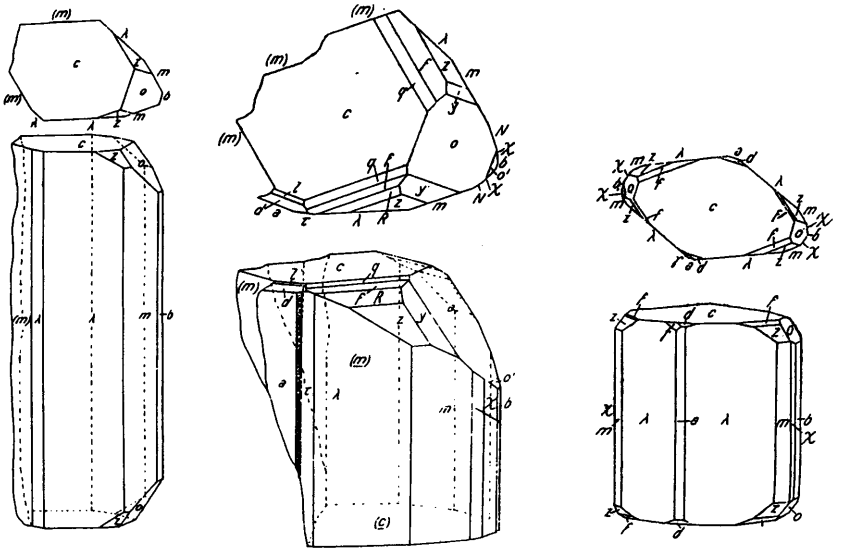


Abb. 29. Flächenreiche Barytkristalle von der Grube „Willkomm" bei Lohrheim (Lahnmulde) (aus HENGLEIN 1922).

Genese und Alter

Submarin-hydrothermale Mineralisationen gehen auf Ausscheidungen metallhaltiger Hydrothermen in kleineren Meeresbecken und -depressionen (Becken 2. und 3. Ordnung, LARGE 1980, KREBS & GWOSDZ 1985) zurück, die aufgrund der hohen Dichte der Fluide als morphologische Fallen fungieren. So entstand das Meggener Lager in einer ovalen, riffgeschützten Lagune mit einer Fläche von ca. 10 km^2 (KREBS 1981, W. WERNER 1989a). Silifizierte Bereiche im Liegenden der Erzkörper (Stockwerksmineralisationen) kennzeichnen oft die ehemaligen Zufuhrkanäle der Hydrothermen (z.B. „Kniest" im Liegenden des Rammelsberger Lagers, KRAUME 1955, HANNAK 1978). Riffschutt, turbiditische Einlagerungen, tonige und siltige Sedimentlagen im Sulfiderzkörper („Banderze") sowie Rutschungsstrukturen im gebänderten Pyrit belegen die gleichzeitige bzw. abwechselnde (oszillierende) Bildung von Sulfiden und Sedimenten und damit ein gewisses Relief im Ablagerungsraum (EHRENBERG et al. 1954, KREBS 1978, 1981, W. WERNER 1989a). Schließt man die Mineralisationen im Liegenden und Han-

genden des Meggener Lagers (Vor- und Nachphase) mit ein, läßt sich eine episodische, submarine, hydrothermale Aktivität von der Eifel- bis zur Frasne-Stufe, mithin also für einen Zeitraum von annähernd 13 Mio Jahren, belegen (W. WERNER 1989a).

Schwefelisotopenuntersuchungen an Meggener Erzen (BUSCHENDORF et al. 1963, NIELSEN 1985, GEER 1988) legen nahe, daß Sulfid- und Barytschwefel unterschiedlichen Quellen entstammen: Während die Schwefelgehalte der Sulfide auf H_2S-reiche, hydrothermale Fluide zurückgeführt werden, lieferte das Meerwassersulfat den Schwefel für den Baryt, da die Schwefelisotopie des Baryts mit derjenigen des Meerwassersulfats identisch ist. Für die Schwefelausfällung werden sowohl die thermochemische Sulfatreduktion (TSR) als auch – möglicherweise – die biologische Sulfatreduktion (BSR) verantwortlich gemacht (NIELSEN 1985).

Strukturell befand sich das Meggener Riff an der Grenze zwischen dem Schelf des Old-Red-Kontinents und dem südlich anschließenden, offen-marinen Bereich (KREBS 1972). Der Aufstieg der Hydrothermen wurde allerdings durch eine synsedimentär aktive, NNW-SSE-streichende Störung kontrolliert, die das Meggener Becken im Westen begrenzte (W. WERNER 1988, 1989a).

Eine genetische Sonderstellung nimmt das Baryt-Sulfid-Lager von Günterod ein. Während GWOSDZ et al. (1974), STOPPEL (1979) und W. WERNER (1988) – u.a. gestützt auf geochemische Daten – das Vorkommen als synsedimentäre Mineralisation in autochthoner (ortsständiger) Lagerung ansehen, deutet es STOPPEL (1988) als „gangähnliches Vorkommen", das von einer als spätvariscisch angesehenen, flachen Überschiebung gekappt wird. H. HUCKRIEDE (1992) weist jedoch nach, daß das Günteroder Barytlager auf eine primäre, synsedimentäre Mineralisation zurückgeht, die durch einen Schlammstrom umgelagert wurde und somit in allochthoner (ortsfremder) Lagerung vorliegt. Vermutlich entstand das Lager im höheren Unterdevon (Oberems) am Nordwestrand der Lahnmulde als submarin-hydrothermale Mineralisation in klastischen Sedimenten. Dieses Gebiet trat im Mitteldevon durch rasche Hebung als Hochschwelle in Erscheinung, wodurch das Abgleiten großer Mengen vulkanosedimentärer Gesteine als Olistholithe ermöglicht wurde, die bis in den Bereich des Dillbeckens gelangten.

Die Sulfid-Baryt-Mineralisationen von Lohrheim sind an eine SW-NE-streichende, synsedimentäre Störungszone gebunden, entlang der im Ems (oberes Unterdevon) und im Eifel (unteres Mitteldevon) saure Schmelzen eine über 10 km lange Kette von Vulkaninseln aufbauten (Kap. 1.3). In einem Becken 3. Ordnung wurde das submarine Relief mit schwarzen, bituminösen Alaunschiefern Schiefern und hydrothermalen Bildungen aufgefüllt (EMMERMANN et al. 1993). W. WERNER (1988) deutet die Mineralisation als Übergangstyp zwischen submarin-hydrothermalen Mineralisationen vom Typ Meggen und Massivsulfid-Lagerstätten vom Typ Rio Tinto. Schwefelisotopendaten legen nahe, daß die Bildung des

Lohrheimer Barytschwefels auf biologische Sulfatreduktion zurückgeht (KRIMMEL & EMMERMANN 1980).

Weltweit sind submarin-hydrothermale Mineralisationen in Sedimenten an unter Subsidenz und Extension stehende Becken gebunden, in denen synsedimentär wirksame Störungssysteme aszendenten Hydrothermen Wegsamkeiten ermöglichen, wobei die Temperaturen der Hydrothermen von ca. 100 bis 250 °C reichen (W. WERNER 1989b) und keine unmittelbare Beziehung der Mineralisationen zum Vulkanismus besteht.

Ein entsprechendes tektonisches Regime war im Gebiet des heutigen Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Wende höchstes Unterdevon/tiefstes Mitteldevon und der Wende höchstes Mitteldevon/tiefstes Oberdevon gegeben: Seit langem ist bekannt, daß der passive Kontinentalrand durch intrakontinentale Rifts und Gräben gegliedert war (LANGENSTRASSEN 1983, W. WERNER 1988, 1989a), wobei die Horstbereiche von früheren Bearbeitern als „Schwellen" und die Gräben als „Tröge" bezeichnet worden sind. Verschiedentlich wurde der Versuch gemacht, die an vielen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge durch detaillierte geologische Kartierung (z.B. rasche Faziesänderungen und Mächtigkeitssprünge in Sedimenten) nachweisbaren, synsedimentären Störungen zu meist NNW-SSE-streichenden Großstrukturen zusammenzufassen, die von den Bearbeitern als Lineamente bezeichnet werden (PILGER 1972, KREBS & GWOSDZ 1985, W. WERNER 1988, 1989a).

Massenbilanzen und Elementverteilungen belegen, daß die metallhaltigen Lösungen auf die kompaktive Entwässerung unter- und mitteldevonischer Beckensedimente zurückgehen, die aus den entwässerten Sedimenten Metallionen, aber auch Barium lösten (W. WERNER 1988, 1989a, 1989b, 1990a). Die submarin-hydrothermalen Mineralisationen des rechtsrheinischen Schiefergebirges bildeten sich also aus Kompaktionswässern noch lange vor der kompressiven, orogenen Phase und besitzen deshalb, u.a. belegt durch Faltung einzelner Lager, ein präorogenes Alter.

2.2.2 Barytgänge (THOMAS KIRNBAUER)

Zu Beginn der variscischen Deformation bereits vorhandene, also präorogene Gangmineralisationen wurden im Rheinischen Schiefergebirge erstmals von ANDERLE & KIRNBAUER (1993) nachgewiesen. Es handelt sich um variscisch deformierte Barytgänge, die von Quarz, Sulfiden und Sericit (feinkörniger Muskovit) begleitet werden.

Vorkommen und Verbreitung

Bislang sind zwei Vorkommen variscisch deformierter Gangbaryte bekannt. Sie treten im Vordertaunus bei Wiesbaden-Naurod (Bl. 5815 Wehen) und im Westtaunus bei Ehr westlich Marienfels (Bl. 5712 Dachsenhausen) auf.

Das von STIFFT (1831) erstmals beschriebene Barytvorkommen von **Naurod** liegt in der Vordertaunus-Einheit. Es stand von 1846 bis 1885 in Abbau, wobei insgesamt ca. 4700 t Schwerspat gewonnen wurden. Der bedeutendste Betrieb fand auf der Grube „Rohberg" statt, die durch mehrere Schächte sowie einen über 300 m langen Stollen erschlossen war. Die auf Nebentrümern des Hauptvorkommens angelegten Gruben „Leyermann" und „Kellerskopf" standen nur kurzfristig in Förderung; in der Nachbargrube „Adolphus" kam es lediglich zu Aufschlußarbeiten. Eine ausführliche Beschreibung des Vorkommens und Literaturhinweise finden sich in ANDERLE & KIRNBAUER (1993, 1995).

Das Barytvorkommen bei **Ehr** liegt zwischen dem Südwestende der Lahnmulde und dem Rhein in einer nicht benannten Schuppenstruktur, die durch die Biebricher Aufschiebung im NW und die Katzenelnbogener Aufschiebung im SE begrenzt wird. Bergbau und Abbauversuche – sowohl im Tagebau als auch im Tiefbau mit drei bis zu 160 m langen Stollen – sind für die Zeit zwischen 1789 und 1934 belegt. Seit der Mitte des letzten Jahrhunderts baute hier die Grube „Horchberg", die 1851 auf Baryt und 1865 zusätzlich auf Pb, Ag, Cu und Zn verliehen wurde, ab (Akten des HStA Wiesbaden, Abt. 351, W. BAUER 1841, HOLZAPFEL 1892, EINECKE 1906, SCHÖPPE 1911, ISERT 1968).

Paragenese und Ausbildung

Bei **Naurod** treten gang- und linsenförmige Barytkörper nahe der Hunsrück-Taunus-Störung (BEHR & HEINRICHS 1987) auf, die Metavulkanite der Vordertaunus-Einheit im SE und Graue Phyllite der Taunuskamm-Einheit im NW voneinander trennt. Nebengestein der Mineralisation ist ein grünschieferfaziell überprägter Metavulkanit (Sericitgneis) silurischen Alters (Kap. 1.2). Die mineralisierte Zone erstreckt sich über ein Gebiet von etwa 800 m im Streichen (NE-SW) und 200 m senkrecht dazu. Sie liegt innerhalb einer mehrere hundert Meter breiten, sinistralen Scherzone (NPZ-Scherzone, KLÜGEL 1997), die sich entlang der Störung entwickelt hat. Die Störung ist von der Barytmineralisation nicht betroffen (Abb. 30).

Die Barytgänge und -linsen besitzen durchschnittliche Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,0 m (max. 4-5 m). Die mächtigsten Trümer („Hauptlager", „Hangendes Trum") streichen etwa 60° und fallen mit 50-80° nach NNW ein. Sie schneiden damit die SW-NE-streichende Hauptschieferung (s_1/s_2) im spitzen Winkel, streichen aber parallel zur benachbarten Hunsrück-Taunus-Störung. Geringermächtige Gangtrümer, die der Hauptschieferung im wesentlichen folgen, begleiten die Hauptmineralisation im SE („liegende Trümer") bis zu einer Entfernung von 200 m (Abb. 31).

Der weiße bis hellgraue Baryt (Baryt I) ist i.d.R. dicht bis feinkristallin-zuckerkörnig ausgebildet. Nur stellenweise nimmt er eine typisch spätige Ausbildung an. Nicht selten kann eine Lagen- bzw. Paralleltextur beobachtet werden. Baryt I wird von Quarz und Sericit begleitet. Quarz (Milchquarz) tritt innerhalb der Gangmineralisation in bedeutender Menge auf und verdrängt Baryt I teilweise.

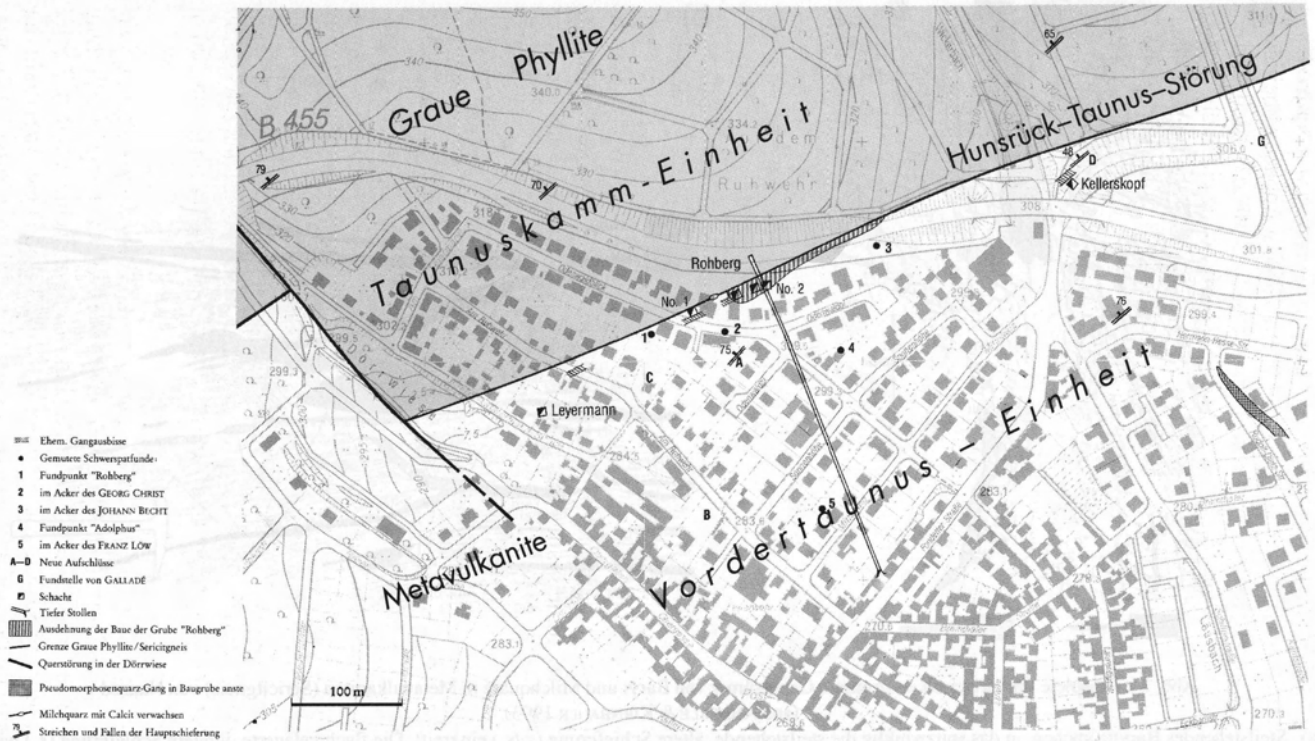


Abb. 30. Geologische und bergbauliche Verhältnisse im Ortsbereich von Naurod (aus ANDERLE & KIRNBAUER 1993, ergänzt).

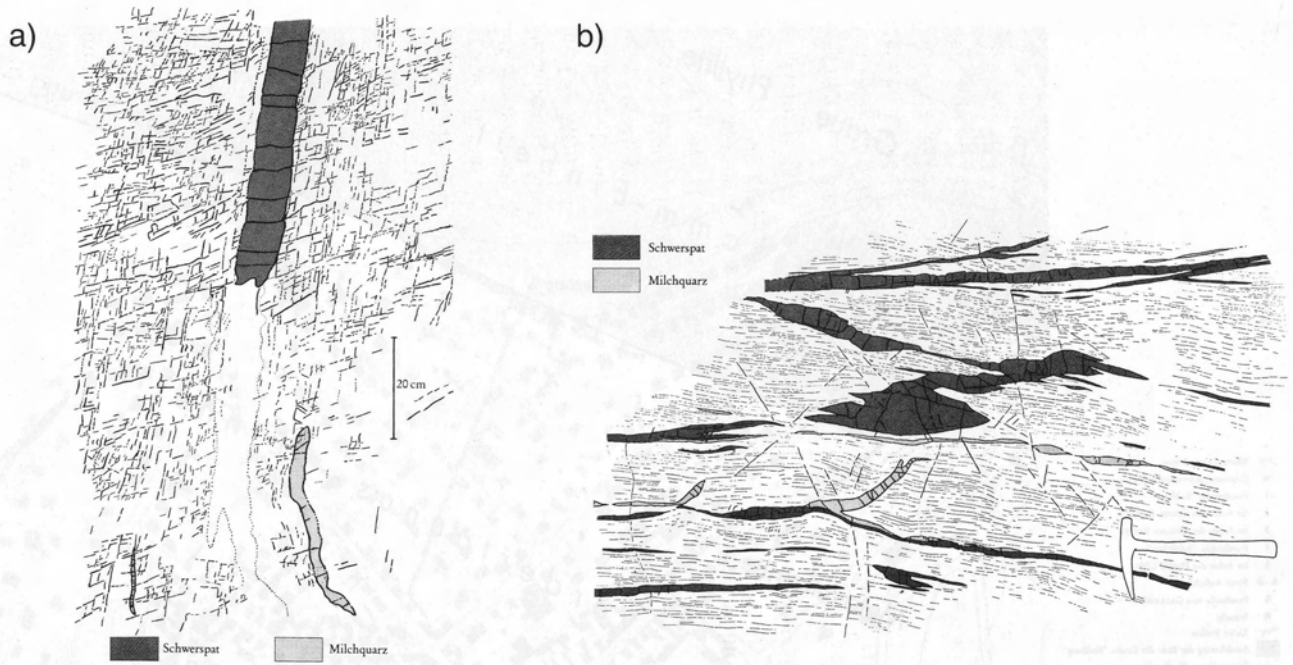


Abb. 31. Beispiele für variscisch deformierte Gangtrümer von Baryt und Milchquarz in Metavulkaniten (Sericitgneis) von Naurod (aus ANDERLE & KIRNBAUER 1993).

a) Steilstehendes Baryttrümchen, in das spitzwinklig die steilstehende, ältere Schieferung (s_1/s_2) eingreift. Die flach gelagerte, jüngere Schieferung (s_3) wird im Baryt gebrochen. Der untere Teil des Baryttrümchens ist durch Korrosion (Verkarstung) beseitigt worden. Blick auf vertikale Aufschlußwand nach NE in Streichrichtung.

b) Baryt- und Milchquarztrümer, größtenteils parallel zu s_1/s_2, diese jedoch an manchen Stellen im spitzen Winkel in konjugierter Anordnung schneidend. Blick nach NW in Richtung des steil nach NW einfallenden Schieferungsgefüges.

Seidig glänzende, lindgrüne bis grünlich-gelbe Sericitschmitzen mit Längen bis zu 10 cm treten in Baryt I und in Quarz auf. Sie sind parallel zum Salband oder spitzwinklig dazu orientiert.

Jüngere Bildungen sind Hämatit, Sulfide, Baryt II und Manganomelan. In Baryt I treten winzige, postdeformativ gesproßte Hämatitkristalle sowie spärlich Galenitkristalle, die bis mm-groß werden, auf. Pb-Isotopenuntersuchungen (mdl. Mitt. J. SCHNEIDER, Gießen) zeigen, daß der Bleiglanz eine Isotopenzusammensetzung besitzt, die charakteristisch für postvariscische Mineralisationen im Taunus ist. Funde von Malachit belegen zudem die ehemalige Anwesenheit eines oder mehrerer Kupfersulfide. Ebenfalls postvariscischen Alters sind z.T. prachtvoll ausgebildete Baryt II-Kristalle (Meißelspäte) bis mehrere cm Länge, die sich auf Kluft- und Karstoberflächen von Baryt I gebildet haben und im letzten Jahrhundert begehrte Sammelobjekte darstellten. Manganomelan kann Baryt II überziehen.

Nebengestein des Baryts in der Grube „Horchberg" bei **Ehr** sind geschieferte, tonig-schluffige bis feinsandige Metasedimente des Unterems (Unterdevon). Im Bereich der Grube treten auf einer Breite von mindestens 36 m mehrere (vermutlich weniger als zehn) parallel liegende Baryttrümer auf, die NE-SW streichen. Sie fallen mit 50-70° steiler als die Schichtung des Nebengesteins (45°) nach SE ein. Die Mächtigkeiten der nur auf wenige Meter bis Zehnermeter aushaltenden Gangmittel betragen 0,4-1,2 und max. 2,5 m (W. BAUER 1841, HOLZAPFEL 1892, ISERT 1968). Möglicherweise verlaufen Gangtrümer und Schieferung spitzwinklig zueinander, da W. BAUER (1841) für die Schieferung einen flacheren Wert (67,5°) angibt als für die Mineralisation (65,5°). HOLZAPFEL (1892) bezeichnet den Hauptgang als „Lagergang"; HANNAK (1957) sieht ihn als „Schieferungsgang" an. Die Mineralisation befindet sich – wie der benachbarte Gang der Grube „Heinrich" (s.u.) – im Hangenden der Biebricher Aufschiebung.

Eigenen Beobachtungen zufolge ist der Baryt (Baryt I) der Grube „Horchberg" – bereits makroskopisch deutlich erkennbar – geschiefert. Er wird von Quarz (Milchquarz) begleitet, von dem er in der Teufe zunehmend verdrängt werden soll (HOLZAPFEL 1892). Der weiße bis hellgraue, gelegentlich gelbliche Baryt I ist dicht und z.T. zuckerkörnig ausgebildet. Spätige Partien innerhalb der Grundmasse gehen auf rekristallisierte Barytkristalle zurück, die bis 2 cm Länge erreichen. Die Gangmasse kann bis 5 cm große, kantige und z.T. sericitisierte Nebengesteinsklasten einschließen. Begleiter von Baryt I sind feinkörniger, in schieferungsparallelen Schnüren und Schlieren auftretender Galenit (Taf. IV, 1) sowie Sphalerit und Chalkopyrit in eingesprengten Kristallen. Der variscisch deformierte Galenit von Ehr unterscheidet sich in der Pb-Isotopenzusammensetzung deutlich vom Nauroder Bleiglanz und zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der niedriger radiogenen Isotopensignatur des Rammelsberger Erzes (Abb. 24 auf S. 88, mdl. Mitt. J. SCHNEIDER, Gießen). Wie beim Nauroder Vorkommen können korrodierte Oberflächen des Baryts I von einem jüngeren Baryt II, wohl postvariscischen Alters, besetzt sein. Baryt II tritt in idiomorphen Kristallen (Meißel-

späte) in Längen von <1 cm auf und kann von Eisen-Mangan-Oxiden/Hydroxiden überzogen werden.

Genese und Alter

Das höhere Alter des Baryts I von **Naurod** gegenüber den beiden variscischen Deformationen D 1 und D 2 wird durch zahlreiche, mikroskopisch und teilweise makroskopisch sichtbare Deformationsgefüge innerhalb der Gangfüllung belegt (ANDERLE & KIRNBAUER 1993). Die ältere Hauptdeformation (D 1) führte zur Kornformregelung (Auslängung) von Baryt I und Quarz und erzeugte dadurch die makroskopisch sichtbare Lagen- bzw. Paralleltextur (Bänderung), Deformationsbänder in Baryt I sowie undulöse Auslöschung in Baryt I und Quarz. Die jüngere Deformation D 2 führte zu s_3-Gefügen im Sericit (innerhalb von Baryt I), zur Runzelung von Sericitbestegen auf den Salbändern und zur Brechung von s_3 in Baryt I. Scherbänder und S-C-Gefüge im Baryt I dokumentieren zusätzlich eine sinistrale Seitenverschiebung (parallel s_1/s_2) zwischen den beiden Hauptdeformationen. Die variscischen Deformationsgefüge lassen auf Temperaturen von 200-300 °C und einen maximalen Druck von ca. 6 kbar schließen.

Der Nauroder Baryt ist somit eine variscisch überprägte, mehrfach deformierte, hydrothermale Bildung. Das hydrothermale Ereignis ist auf jeden Fall älter als die ältere Deformation D 1, so daß ein Mindestalter von ca. 325 Mio Jahren (Oberkarbon, AHRENDT et al. 1978) angegeben werden kann. Das maximale Alter ergibt sich aus dem Erstarrungs- bzw. Abkühlungsalter des Metavulkanits, in dem die Barytgänge aufsetzen. Vergleichbare Metavulkanite („Sericitgneise") in der Vordertaunus-Einheit besitzen U/Pb-Alter von ca. 425 Mio Jahren (Silur, SOMMERMANN et al. 1992). Die Nähe der Mineralisation zur benachbarten Hunsrück-Taunus-Störung und die zu dieser parallele Streichrichtung der wichtigsten Barytgänge legen einen genetischen Zusammenhang zwischen hydrothermaler Mineralisation und Störung nahe. ANDERLE & KIRNBAUER (1993) nehmen deshalb an, daß sich die Störung – in einer präorogenen Extensionsphase – als Abschiebung ausgebildet hat, wobei das Ba durch hydrothermale Lösungen aus den Edukten des „Sericitgneises" mobilisiert wurde. Durch Rückrotation der heutigen Streichrichtungen ergeben sich präkinematische Streichrichtungen von NNE bis ESE.

Auch die Dünnschliffbeobachtungen am Baryt von **Ehr** (gemeinsam mit HANS-JÜRGEN ANDERLE) belegen Deformationsgefüge im Baryt I und im Quarz, so undulöse Auslöschung, Subkornbildung und Rekristallisationssäume an Korngrenzen. Bereits makroskopisch erweist sich Baryt I als unzweifelhaft geschiefert und damit als älter als die Deformation D 1. Die hydrothermale Bildung von Baryt I und Galenit besitzt ein Maximalalter von ca. 390 Mio Jahren (Sedimentation des Nebengesteins, Ems) und ein Mindestalter von ca. 325 Mio Jahren (Deformation im Oberkarbon, AHRENDT et al. 1978).

HANNAK (1957) zählt die Mineralisation der Grube „Horchberg" bei Ehr zum Typus der „Schieferungsgänge" (Kap. 2.2.4) und sieht sie als Teilstück des „Werlauer Gangzuges" an. Zukünftige Untersuchungen müssen klären, ob weitere Mi-

neralisationen, die bislang als „variscisch" und damit synorogen angesehen worden sind, nicht ebenfalls präorogenen Alters sind. Eine dieser möglicherweise präorogenen Mineralisationen könnte der Gang der Grube „Heinrich" bei Berg (Bl. 5712 Dachsenhausen) sein, der von HANNAK (1957) ebenfalls den „Schieferungsgängen" zugeordnet wird. Der Gang tritt in derselben Schuppenstruktur wie die Mineralisation der Grube „Horchberg" im Hangenden der Biebricher Aufschiebung auf. Der 60° streichende und mit 50° nach SE einfallende Gang wurde auf 50 m Länge in einer Mächtigkeit von 0,3 m erschürft und führt Galenit, Chalkopyrit und Baryt (HOLZAPFEL 1892).

2.2.3 Sideritgänge (CHRISTOPH MICHAEL BRAUNS & JENS SCHNEIDER)

Hydrothermale, gangförmige Sideritmineralisationen ($FeCO_3$) sind im gesamten Rheinischen Schiefergebirge bekannt. Diese Gänge sind nicht monomineralisch, sondern enthalten Siderit, Quarz, einige weitere Karbonate und Buntmetallsulfide in wechselnden Anteilen. So bildet Siderit zwar oft das Hauptmineral, tritt aber auch lokal, z.B. im Gebiet an der unteren Lahn, zurück und wird dann neben Quarz zur beibrechenden Gangart von Buntmetallerzen (Kap. 2.2.4).

Die ehemals größte wirtschaftliche Bedeutung besaßen die Sideritgänge des Siegerland-Wied-Distriktes, die als manganreiches Eisenerz (Spateisenstein) bergmännisch gewonnen wurden und deswegen vor allem im 19. Jahrhundert eine der wichtigsten Rohstoffquellen der deutschen Eisenerzeugung bildeten. Der mit Unterbrechungen vermutlich über 2000 Jahre lang betriebene Erzbergbau in diesem Gebiet entwickelte sich seit Anfang des 18. Jahrhunderts zu seiner größten Blüte und kam 1965 mit der Schließung der Grube „Georg" bei Horhausen endgültig zum Erliegen. Darstellungen des Siegerländer Bergbaues mit Hinweisen auf die ältere Literatur geben z.B. GLEICHMANN (1972, 1985) und KOCH (1972, 1982).

Eine erste zusammenfassende Beschreibung der Erzgänge im Siegerland und seiner Nachbargebiete stammt von BORNHARDT (1910, 1912). Die letzte ausführliche geologisch-petrographische Monographie über die Sideritgänge des Siegerland-Wied-Distriktes legten FENCHEL et al. (1985) vor.

Vorkommen und Verbreitung

Die größte Ansammlung von Sideritgängen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges findet sich im Siegerland und nordöstlichen Westerwald (Siegerland-Wied-Distrikt), wo sie innerhalb eines Gebietes von etwa 3000 km^2 mit insgesamt mehr als 220 Mio Tonnen Erzinhalt die größte bekannte Ansammlung gangförmiger, hydrothermal gebildeter Sideritvorkommen der Welt bilden. BORNHARDT (1910) stellt die geographische und stratigraphische Verbreitung der Eisenspat- und Buntmetallerzgänge des Rheinischen Schiefergebirges im Überblick dar. Während demnach das Auftreten Siderit-betonter Gänge mit bauwürdigen Vorkommen ausschließlich auf unterdevonische Nebengesteine beschränkt ist, finden sich Buntmetallerz-führende Gänge im Siegerland und in benachbarten Ge-

bieten (Sauerland, Bergisches Land, Lahn- und Dillmulde, Taunus, Untere Lahn) durchgehend in Nebengesteinen des tiefsten Unterdevons bis ins Oberkarbon. Auch hier bildet Siderit die älteste Gangart, solange die Gänge im Unterdevon entwickelt sind (BÖKER 1906). In Buntmetallvererzungen, die in stratigraphisch jüngeren Schichten des Oberdevons und Unterkarbons (z.B. in der Lahn- und Dillmulde) aufsetzen, fehlt Siderit hingegen völlig (ODERNHEIMER 1864) oder kommt in geringen Mengen als untergeordnete Neubildung vor.

Ausbildung, Ganginhalte und Paragenesen

Eine umfassende, statistische Neuaufnahme der Siegerländer Gänge und ihrer Orientierung durch WETTIG (1974) bestätigte weitgehend die Beobachtungen früherer Bearbeiter zu Streichrichtungen und Ganginhalten (z.B. BORNHARDT 1910, BAUER 1956, LANGENBACH 1962). Danach streichen die Erzgänge überwiegend E-W („Mittagsgänge") und N-S („Morgengänge"), davon abweichende Gangrichtungen finden sich nur in NE-SW-orientierten „Quergängen". Tektonisch bedingte Zerscherungen an Seitenverschiebungen und Aufschiebungen prägen vielen Gängen nachträglich NNE-SSW- bzw. WSW-ENE-gerichtete, sekundäre Gesamtstreichrichtungen auf. Die Gänge sind mit wenigen Ausnahmen steil zwischen 60 und 90°C nach E oder N einfallend, wobei auch hier zwischen primären und tektonisch verursachten, sekundären Einfallsrichtungen zu unterscheiden ist (FENCHEL et al. 1985). Ihre Mächtigkeiten schwanken sehr stark in Abhängigkeit von der Rheologie der Nebengesteine: Größere Mächtigkeiten entwickeln sich vorwiegend in Sandsteinen. Die Gangmittel können aber schnell schmaler werden, sich zerschlagen und schließlich ganz verlieren, sobald sie in milde Tonschiefersequenzen ablaufen. Die Mächtigkeiten liegen meist unter 2 m, in vielen Erzmitteln auch bei 5 bis 10 m. Einzelne Gangtrümer zeigen als Ausnahmefälle Mächtigkeiten bis zu 20 oder 30 m (BORNHARDT 1910, FENCHEL et al. 1985, so der „Stahlberger Stock" der Grube „Stahlberg" bei Müsen).

Für die Gänge im Siegerland-Wied-Gebiet werden mehrere, aufeinanderfolgende Vererzungsphasen unterschieden, deren primäre Mineralparagenesen sich abgesehen von einigen lokalen Unterschieden im gesamten Distrikt weitgehend einheitlich darstellen. Ein ausführliches, in Einzelheiten jedoch mittlerweile überholtes Paragenesesschema der primären Mineralführung geben FENCHEL et al. (1985), eine neuere, zusammenfassende Darstellung der paragenetischen Abfolge innerhalb der Hauptmineralisation findet sich bei HEIN (1993). Abb. 32 gibt Aufschluß über die relative Abfolge und Masse der wichtigsten auftretenden Erzminerale und deren Gangarten. Nur die Bildungen der „Hauptphase" und „Sulfidphase" waren von größerer wirtschaftlicher Bedeutung. Nach WETTIG (1974) treten in den oberen Bereichen vieler Siegerländer Ganglagerstätten und der Nachbargebiete Pb-Zn-Cu-Sulfiderze auf, die mit zunehmender Teufe von Siderit abgelöst werden und schließlich in eine taube „Quarzwurzel" übergehen. Dabei entfällt der Großteil ehemals bauwürdiger Gangfüllungen im Siegerland mit durchschnittlich 45% auf Siderit (GIES et al. 1985), neben dem beibrechende

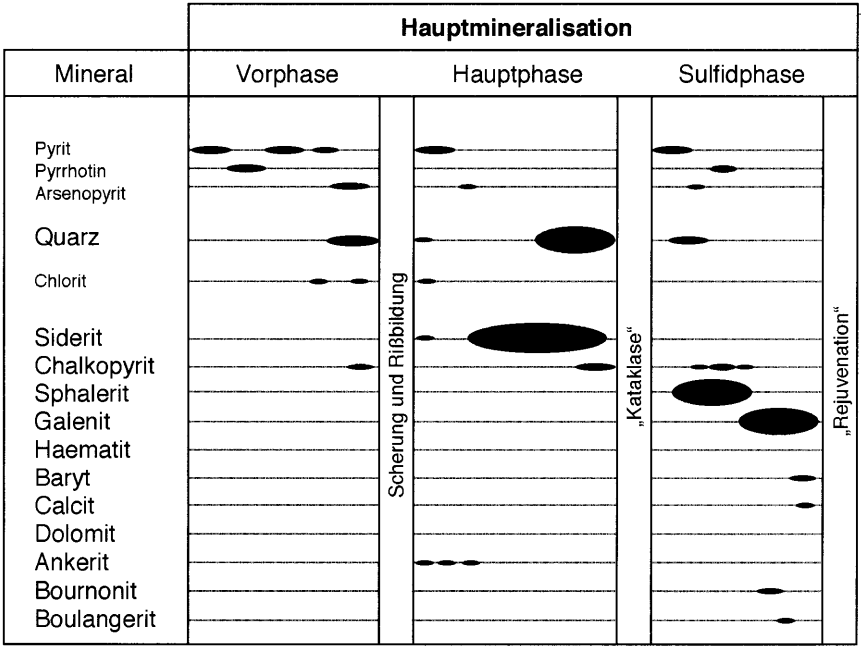


Abb. 32. Paragenetisches Schema der primären Hauptmineralisation im Siegerland-Wied-Distrikt (nach WETTIG 1974, HEIN 1993).

Buntmetallsulfide (Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Fahlerze, Nickelsulfide) lokal als Fördererze Bedeutung besaßen (Taf. V, 2).

In einigen Vorkommen (z.B. Grube „Neue Haardt" bei Weidenau) wurden auch Bildungen der „Eisenglanzphase" bebaut, von der die Hauptmineralisation überprägt wird (Kap. 2.3.4). Alle jüngeren, unter dem Begriff „Nachphasen" zusammengefaßten Zyklen (FENCHEL et al. (1985) sind nur lokal ausgebildet und spielten für Gangmineralisation und Bergbau meist nur eine untergeordnete Rolle.

Die Ausscheidung des bauwürdigen „Hauptsiderits" erfolgte zusammen mit Quarz, Chalkopyrit und Pyrit während der sog. Hauptphase (FENCHEL et al. 1985, HEIN 1993). BORNHARDT (1910) beschrieb erstmals ausführlich die auftretenden Varietäten des Siderits und unterschied fünf verschiedene Erscheinungsformen, die sich auf zwei strukturell unterschiedliche Typen reduzieren lassen (FENCHEL et al. 1985):

a.) Lagenförmig aufgebauter, feinkörniger Siderit mit Paralleltextur („Bänderspat").

b.) Siderit mit richtungsloser, körniger Textur („spangelige" Ausbildung).

Der überwiegend salbandparallel gebänderte Spat des Typs a.) zeigt Wechselfolgen von dunkelgraubraunen mit hellen Sideritpartien. Die Ausbildung der dunklen Partien führte LANGENBACH (1962) auf feinstverteiltes Nebengesteinsmaterial zurück. Auch finden sich mit grauem Siderit neufixierte Bruchstücke hellen Siderits. Dies gibt neben der gebänderten Struktur des Spats Hinweise auf seismotektonische, episodische Bewegungen im Gangraum. Auch die Einschaltung von Gangletten innerhalb einzelner Lagen wurde beobachtet. Nach FENCHEL et al. (1985) repräsentiert die Hauptmenge des „Bänderspats" eine im Vergleich zum körnigen Siderit etwas ältere Bildung, da er von „spangeligem" Siderit sehr oft durchschlagen wird oder auftretende Brüche durch diesen verheilt werden. Auch bevorzugt der „Bänderspat" demnach oft in symmetrischer Ausbildung die Nähe der Salbänder.

Eine weitaus größere Verbreitung findet der körnige, gelbbräunlich gefärbte Siderit des Typs b.), der auch den Großteil der ehemals bauwürdigen Gesamtmenge an Siderit ausmacht. Er füllt viele Gänge vollständig aus und tritt auch in Ganganschwellungen bevorzugt auf. Die bis zu 10 cm großen Kornkomponenten zeigen zuweilen eine Streckung in ihrer Hauptwachstumsrichtung senkrecht zu den Salbändern (KRUSCH 1912, 1936). Blättrig-nadelige Ausbildungen schaffen zuweilen drusige Zwickel, die mit feinkörnigem, jüngeren Siderit gefüllt sind (FENCHEL et al. 1985).

Offene Spalten und Drusenräume mit Sideritkristallen wurden nur ganz selten angetroffen. Von der Grube „Bollnbach" bei Herdorf wurden 1-2 m lange Ganghohlräume beschrieben, die mit über zollgroßen, hahnenkammförmigen Sideritrhomboedern ausgefüllt waren (BORNHARDT 1910). Freigewachsene Sideritkristalle finden sich ferner in geringen Mengen als junge Bildungen auf Querklüften und stellen vermutlich Remobilisate dar (Kap. 2.3.3).

Die Karbonatchemie des Siegerländer Siderits ist relativ einheitlich. Analysen von HÜTTENHAIN (1932) ergaben 77,2 Mol.-% $FeCO_3$, 15,7 Mol.-% $MnCO_3$, 5,9 Mol.-% $MgCO_3$ und 1,2 Mol.-% $CaCO_3$ (Durchschnitt von 300 Analysen).

Siderite des Siegerland-Wied-Distriktes weisen nach KRAPP (1953) Mn-Gehalte zwischen 6 und 9 Mol-% auf. Detaillierte Untersuchungen des gleichen Bearbeiters am Florz-Füsseberger-Gangzug (FENCHEL et al. 1985) ergaben eine systematische Verringerung der Mn-Gehalte in streichender Richtung von SSW nach NNE. Eine Veränderung mit der Teufe konnte nicht festgestellt werden. Analysen der Karbonatkationen Fe, Mn, Ca und Mg in Siderit aus Gängen im gesamten rechtsrheinischen Schiefergebirge (KRAPP 1953, HANNAK 1965, HANNAK & GUNDLACH 1967, HEIN 1993) ergaben lateral und vertikal durchweg konstante Molverhältnisse innerhalb einzelner Erzbezirke. Neuere Untersuchungen von HEIN (1993) zeigen überregionale, systematische Variationen des Fe/Mn-Verhältnisses in Gangsideriten, das sich von etwa 0,6 im Süden des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Erzbezirk Holzappel-Werlau-Bad Ems) auf einen Wert von 9,5

im Bereich des Bensberger Buntmetallerzreviers im Bergischen Land erhöht.

Siegerländer Siderit weist flächendeckend sehr homogene Kohlenstoff ($\delta^{13}C$)- und Sauerstoff ($\delta^{18}O$)-Isotopenzusammensetzungen (STAHL 1971, HEIN 1993), sowie Seltenerdelement-Verteilungsmuster (HEIN 1993) auf. Siderite der Gänge im Hunsrück und an der unteren Lahn zeigen gegenüber Siegerländer Sideriten etwas kleinere $\delta^{13}C$- und $\delta^{18}O$-Werte, intern jedoch eine homogene Datenverteilung. Auch ihr Seltenerdelement-Verteilungsmuster unterscheidet sich geringfügig, aber signifikant von den Siegerländer Gängen (HEIN 1993). BRAUNS (1995) führte systematische Strontiumisotopenuntersuchungen an Siegerländer Sideriten durch. Danach besitzt dieser unabhängig vom auftretenden Strukturtyp im gesamten Bezirk ein isotopisch nahezu homogenes Strontium krustaler Herkunft mit $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen um 0,7160, das auch innerhalb eines Vorkommens keine systematischen, teufenabhängigen Veränderungen zeigt. Die Strontiumkonzentrationen sind mit 0,4-4,1 ppm im Vergleich zu anderen Lokalitäten (z.T. >500 ppm) ungewöhnlich niedrig. Die geringe Streuung der Sr-Isotopenverhältnisse des Siderits kann daher auf Kontamination durch die Nebengesteine zurückzuführen sein, deren Sr-Konzentrationen um bis zu zwei Größenordnungen höher liegen (BRAUNS 1995). Entsprechende Untersuchungen an Sideriten aus dem Distrikt Untere Lahn/Hunsrück stehen aus. Das Kohlenwasserstoffinventar Siegerländer Siderite weist, analog zu den „variscischen" Buntmetallerzen (Kap. 2.3.1), vorherrschend Methan und nur unbedeutende Gehalte höhermolekularer Aromate (Benzol und Toluol) auf (JOCHUM 1988).

Relative Altersbeziehungen zwischen Gangbildung, Tektonik und Magmatismus

Nach BORNHARDT (1910) ist das maximale Alter der Gangbildung im Siegerland-Wied-Distrikt mit dem Diagenesealter der Gedinne-Formation (tiefstes im Siegerland nachgewiesenes Unterdevon) und ihr Mindestalter durch den Sedimentationsbeginn des oberen Mitteldevons festgelegt. Spätere strukturgeologische Untersuchungen zur Öffnung der Gangspalten und ihrer Einbindung in die variscische Gebirgsbildung revidierten diese nur ungenaue Altersauffassung (SCHENK 1934, 1936, GIESECKE 1955, PHILIPP 1955, KNEUPER 1955, 1956, THIENHAUS 1954, 1956, BAUER 1956, LANGENBACH 1962, WETTIG 1974, FENCHEL et al. 1985).

Alle bisherigen Bearbeiter stimmen darin überein, daß die Öffnung der Gangspalten zweifellos im Zuge der variscischen Orogenese vor etwa 325-305 Mio Jahren stattgefunden hat. Hauptargumente hierfür sind das bevorzugte Auftreten von Sideritgängen in Zonen „axialer Unruhe", d.h. in Gebieten mit unterschiedlichem Faltenachsenabtauchen und im Bereich von Flexurzonen sowie die Ausbildung sogenannter Ganghaken (Abb. 33). Die Autoren fassen die Gangspaltenbildung als ein tektonisches Ereignis auf, das eng an die variscische Faltung gebunden ist. Danach handelt es sich bei den entstandenen Gängen um Dehnungsfugen (Schrägabschiebungen), die im Endstadium der Faltung gefügesymmetrisch zum Faltenbau bei zunehmender bruchhafter Verformung aufrissen. Die

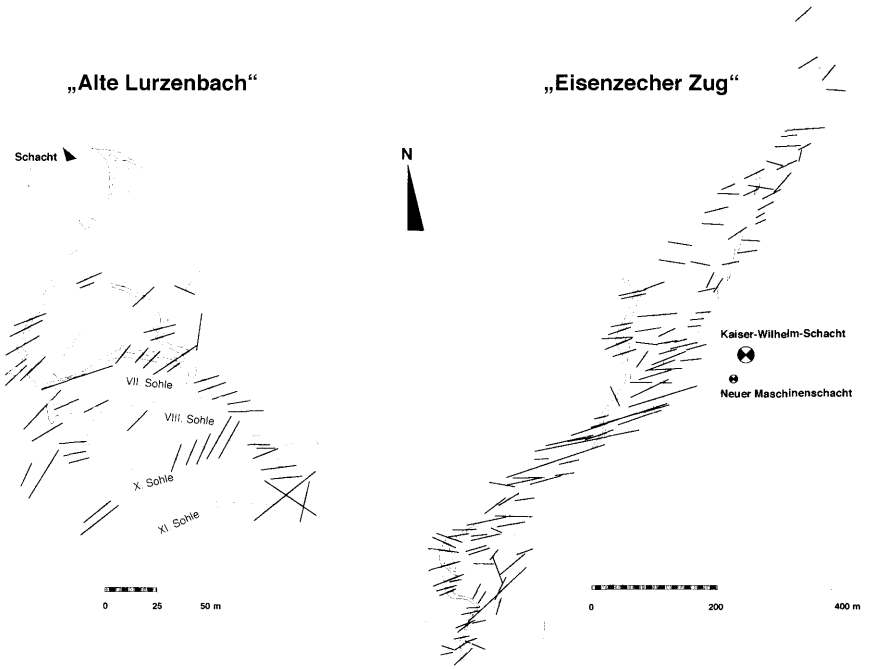


Abb. 33. Ausbildung von „Ganghaken" am Beispiel der Grube „Alte Lurzenbach" bei Gosenbach (links) und „Geschieben" am Beispiel der Grube „Eisenzecher Zug" bei Eiserfeld (rechts, nach BORNHARDT 1910).

anschließende Ausfüllung der Gänge vollzog sich rhythmisch, zeitgleich mit der Öffnung der Gänge. Als Beleg für diese Vorgänge wird der Bänderspat herangezogen. Die im Anschluß an die Sideritausscheidung stattfindenden Bewegungen sind durch die sog. Geschiebe (Abb. 33) dokumentiert, die nach FENCHEL et al. (1985) immer noch dem gleichen Beanspruchungsplan folgen. Auch HEIN (1993) schließt sich dieser Auffassungen an und deutet die Sideritgänge als synkinematische Scherzonenmineralisationen. Demnach wurde bislang für die Platznahme der Vererzungen aufgrund der gefügekundlichen Befunde übereinstimmend ein Alter von etwa 315 Mio Jahren angegeben.

Neben der Einbindung der Sideritgänge in die variscische Tektonik liefert jedoch auch ihre Beziehung zu magmatischen Gesteinen Informationen zum relativen Mineralisationsalter. Vielerorts auftretende Kontakte tertiärer Basalte mit Sideritgängen haben hierfür keine Bedeutung. Paläozoische Magmatite, die weiteren Aufschluß über die Alterseingrenzung der Sideritvererzungen geben können, stellen die in Schichten der Ems-Stufe (Unterdevon) eingeschalteten Vulkanite und deren Tuffe, sowie nicht näher datierte, gangförmige Metabasite („Diabase") dar, die aufgrund ihrer geochemischen Charakteristik von HENTSCHEL (1970) und

FENCHEL et al. (1985) als Vertreter der unterkarbonischen „Deckdiabase" identifiziert wurden. Sideritgänge, die von solchen Metabasitgängen durchsetzt werden, sind aus den Gruben „Werner" bei Bendorf, „Füsseberg" bei Biersdorf, „Peterszeche" bei Burbach und „Mühlenbach" bei Koblenz bekannt (LOTZ 1907, BORNHARDT 1910, 1912, GUNDLACH 1933, QUIRING 1934, BUSCHENDORF & WALTHER 1957). Die hier beobachteten, teils intensiven Umwandlungen des Siderits in Magnetit geben klare Hinweise darauf, daß die Sideritgänge älter als die im Unterkarbon vor etwa 345 Mio Jahren aufgedrungenen „Diabase" sein müssen (WALLISER 1960).

Genese und Alter

Die Vorstellungen zur Lagerstättengenese im Siegerland-Wied-Distrikt wurden seit der Monographie BORNHARDTS (1910, 1912) sehr kontrovers diskutiert. In der Vergangenheit wurde die Erzausscheidung im Siegerland-Wied-Distrikt einem im Zentralteil des Siegener Antiklinoriums verborgenen Pluton zugeschrieben. Diese klassische Theorie der früheren Lagerstättenforschung stützte sich zum einen auf petrographische Untersuchungen an Erzmineralen (HÜTTENHAIN 1932), wonach bestimmte paragenetische Abfolgen in den Siegerländer Gängen als typisch für einen im Abkühlungsstadium befindlichen, granitischen Pluton erachtet wurden, zum anderen auf eine beobachtete magnetische Anomalie, die von WOLFF (1957) und BOSUM et al. (1971) beschrieben wurde. Zahlreiche Hypothesen wurden zum Chemismus des vermuteten, erzbringenden Plutons publiziert (PIETZNER 1957, PILGER 1954 und 1953a, 1953b, WOLFF 1957, SCHERP 1961, GIES 1967a, 1967b, STAHL 1971). QUIRING (1912), HENNING (1927) und SCHERP & STADLER (1973) forderten ein basisches Magma als Stofflieferant für die Gangvererzungen. Auch FENCHEL et al. (1985) deuteten die Sideritmineralisationen als Produkte der Differentiation einer „großflächigen basischen Intrusion", die sich während der variscischen Orogenese im Kruste-Mantel-Grenzbereich (Mohodiskontinuität) in etwa 30 km Tiefe gebildet hatte. Die Autoren vermuteten eine magmatische Differentiation bis hin zu sauren Endgliedern und führten als Beleg dafür quarzdioritische Krustenxenolithe in tertiären Basalten an.

Nachfolgende seismische Untersuchungen (DEKORP 1990) im gleichen Gebiet ließen lediglich Anzeichen für eine kleinräumige Intrusion in etwa 6 km Tiefe südöstlich von Siegen erkennen, konnten jedoch nicht die Existenz eines großflächigen Plutons oberhalb von 10 km Tiefe bestätigen, der als Erzlieferant für die weitverteilten Gangvorkommen herangezogen werden könnte. Auch ist die Vorstellung eines von der Kruste-Mantelgrenze bis durch die devonischen Schelfsedimente über 30 km wirksamen Hydrothermalsystems unwahrscheinlich. Ein Bezug der Siegerländer Gänge zu magmatischer Tätigkeit ist also weder nachweisbar noch plausibel.

Die Vorkommen werden heute als sogenannte intraformationale Lagerstätten (FRIEDRICH & JOCHUM 1997, vgl. Kap. 2.1) gedeutet, aus deren klastischen Nebengesteinen die Komponenten der Ganginhalte mobilisiert wurden. Bereits

BREDDIN (1926a, b, 1934a, b) war der Auffassung, daß der ursprüngliche Eisenkarbonatgehalt der Nebengesteine in den Sideritvererzungen fixiert ist. Diese Vorstellung steht gut im Einklang mit dem Chemismus klastischer Sedimente des Siegener Antiklinoriums (BRAUNS 1995), die hier für Schelfklastika ungewöhnlich niedrige Gehalte an MnO, CaO und CO_2 gegenüber durchschnittlichen, rhenohercynischen Sedimenten (Verarmung um Faktor 5-6) aufweisen (SCHULZ-DOBRICK 1975). Die Dekarbonatisierung der Gesteine kann plausibel mit der Auslaugung durch Hydrothermen erklärt werden.

Einige der jüngsten Beiträge zum Verständnis der Sideritvererzungen im Siegerland (BEHR et al. 1993, HEIN 1993, HEIN & BEHR 1994) bringen die Sideritausscheidung aufgrund mikrochemischer und -physikalischer Untersuchungen von Fluideinschlüssen in Quarz und Siderit der Hauptphase analog FENCHEL et al. (1985) wiederum in direkten Zusammenhang mit der variscischen Orogenese. Danach erfolgte die Mineralisation während der Deformation durch metamorphogene Fluide (tectonic brines, OLIVER 1986, Kap. 2.1), die Metalle und CO_2 aus grünschieferfaziellen Gesteinen mobilisierten und entlang von Druckgradienten in synkinematisch entstehende Gangstrukturen transportierten. Zusammen mit den vorliegenden Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten sowie Temperaturbestimmungen über Chloritthermometrie (HEIN 1993) ergeben sich folgende Bildungsbedingungen (p-T-X) für die Minerale der Hauptphase: Bildungtemperaturen von etwa 220° bis 320°C und Bildungsdrücke von etwa 0,7 - 1,4 kbar. Der Chemismus der beteiligten Hydrothermen zeigt eine Na(-K>-Fe » Mg)-Cl-Charakteristik und eine Salinität von ≤5 Gew.-% NaCl-Äquiv., die Gase sind CO_2-untersättigt.

Nach den Ergebnissen von HEIN (1993) und den Sr-Isotopenanalysen von BRAUNS (1995) muß die Bildung des Siderits aus einer einzigen, chemisch und isotopisch sehr homogen zusammengesetzten und großräumig wirksamen hydrothermalen Lösung relativ hoher Temperatur und niedriger Salinität erfolgt sein.

Widersprüchlich bezüglich des Mineralisationsalters sind die strukturgeologischen Befunde gegenüber der geologischen Position der Gänge zu den unterkarbonischen Metabasiten. Endgültige Klarheit über die Altersstellung der Sideritvererzung verschafften vergleichende Rubidium-Strontium (Rb/Sr)-Isotopenuntersuchungen an den unterdevonischen Nebengesteinen der Gänge, die mit der sehr homogenen Sr-Isotopenzusammensetzung des Siegerländer Siderits in Bezug gesetzt werden konnten (BRAUNS 1995). Grundlage dieser sehr aufwendigen Untersuchungen ist der zeitabhängige Zuwachs radiogenen ^{87}Sr durch den Zerfall von ^{87}Rb in Mineralen und Gesteinen, die Rb und Sr als Spurenelemente führen. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis ihres Strontiums verändert sich im Laufe der geologischen Zeit je nach Höhe ihres $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnisses. Hieraus ergibt sich die Möglichkeit einer Altersbestimmung von geologischen Objekten.

Für Gesteinsproben (Sandsteine und Tonschiefer) der Siegen-Stufe aus Lokalitä-

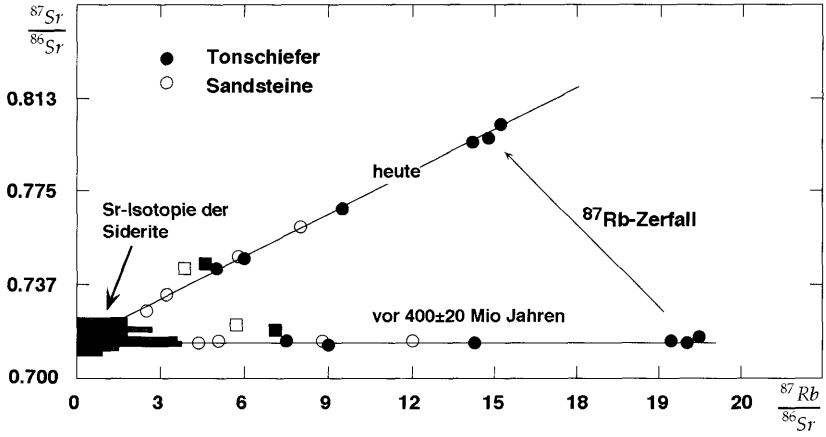


Abb. 34. Rb/Sr-Isotopie von Sedimenten der Siegen-Stufe heute und vor 400 Mio Jahren verglichen mit der Häufigkeitsverteilung der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Isotopenverhältnisse in Gangsiderit (nach BRAUNS 1995).

ten im gesamten Siegerland wurde eine lineare Anordnung im sog. Isochronendiagramm $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$ gefunden (Abb. 34), deren Steigung einem Alter von 400±20 Mio Jahren entspricht. Korrigiert man die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der untersuchten Gesteine für den im Laufe von 400 Mio Jahren durch ^{87}Rb-Zerfall gebildeten Anteil von radiogenem ^{87}Sr, ergibt sich für nahezu alle untersuchten Gesteine eine annähernde Homogenisierung ihres $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisses bei einem Wert von etwa 0,7160, der genau dem häufigsten im Siderit gemessenen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis entspricht. Die Berechnungen zeigen also, daß die Gesteine der Siegen-Stufe nur vor etwa 400 Mio Jahren eine mögliche Quelle für das Strontium im Siderit darstellten, nicht jedoch vor ca. 315 Mio Jahren (Hauptfaltungsphase der variscischen Orogenese). Zu diesem Zeitpunkt war die Sr-Isotopie der Gesteine mit Werten zwischen 0,7190 und 0,7300 bereits viel höher (radiogener) und variabler. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis des Siderits wurde nachträglich nicht durch radiogenen Zuwachs verändert, weil dieser nur vernachlässigbar geringe Rubidiumkonzentrationen aufweist (BRAUNS 1995).

Die von HEIN (1993) postulierten, großräumigen Bewegungen metamorphogener Fluide im Zuge der Orogenese müßten jedoch die Sr-Isotopenzusammensetzung des Siderits maßgeblich beeinflußt haben, weil die Sr-Konzentration der beteiligten Gesteine (20-70 ppm) um Faktoren zwischen 15 und 150 gegenüber dem Siderit (0,4-4,2 ppm) erhöht ist.

Die Bildung der Sideritgänge muß demnach nicht synkinematisch, sondern prävariscisch kurz nach der Diagenese der unterdevonischen Sedimente erfolgt sein. Nur zu diesem Zeitpunkt stimmten die Sr-Isotopenzusammensetzungen der Gangsiderite und ihrer Liefergesteine überein. Klar im Widerspruch zu der Vor-

stellung einer Erzausscheidung während der variscischen Orogenese ab dem höheren Karbon stehen auch die beschriebenen Kontakte von Sideriterzmitteln mit unterkarbonischen Diabasen. Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang, daß sich im Siegener Antiklinorium bereits synsedimentär aktive Störungen nachweisen lassen, die Wegsamkeiten für die Gangbildung bereitet haben könnten. Bohrlochmessungen vom Salton Sea-Geothermalfeld/Kalifornien, das in einer dem rhenohercynischen Schelf ähnlichen, etwa 4500 m mächtigen Sedimentsequenz entwickelt ist, zeigten, daß bereits im Spätstadium der Diagenese sehr hohe Temperaturen erreicht werden (WEISSBERG et al. 1969). Die dort aktiven, metallreichen Na-Ca-K-Cl-Hydrothermen zeigen Temperaturen zwischen 300°C in ca. 1000 m Tiefe und 365°C in etwa 2000-3000 m Tiefe (MCKIBBEN & ELDERS 1985).

Die fast vollständige Homogenisierung des Rb/Sr-Systems vor 400±20 Mio Jahren im lithologisch sehr unterschiedlichen Sedimentstapel (Sandsteine und Tonschiefer) der Siegen-Stufe muß jedoch durch die Einwirkung eines sehr großen Hydrothermalsystems erklärt werden. Im Zuge des Sedimenttransports oder der Diagenese wäre eine solche Isotopenhomogenisierung ausschließlich für sehr feinkörnige Sedimente plausibel (RODDICK & COMPSTON 1976).

Weitere Argumente für die prävariscische, hydrothermale Überprägung ergeben sich aus der sehr starken CO_2-, Ca- und Mn-Verarmung der Gesteine. Hierbei zei-

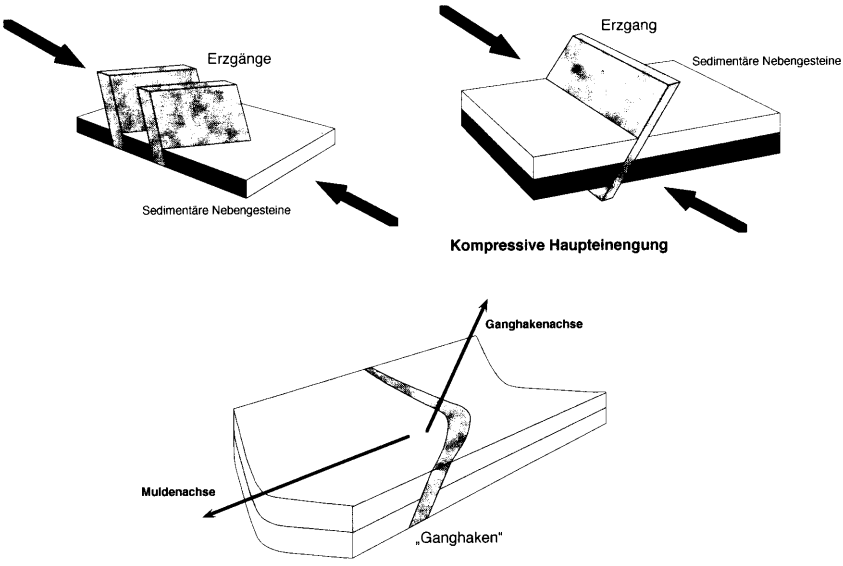


Abb. 35. Alternative Modelle zur Ausbildung von „Ganghaken" und „Zonen axialer Unruhe" (aus BRAUNS 1995)

gen Tonschiefer im Vergleich zu durchschnittlichen Gesteinen des nördlichen Schiefergebirges eine CO_2-Abreicherung von etwa 45%, Sandsteine sind etwa um 90% ärmer. Dies läßt vermuten, daß die karbonatischen Bindemittel der Schelfklastika durch hydrothermale Einwirkung gelöst und als Siderit in Gängen fixiert wurden. Auch die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von HEIN (1993) passen sehr gut zu einem solchen Prozeß. Die Deutung der Sideritgänge als prävariscische Bildungen steht lediglich den strukturgeologischen Befunden entgegen, die sich auf das bevorzugte Auftreten von Erzgängen an Flexurzonen, Gebieten mit unterschiedlichem Faltenachsenabtauchen (Zonen „axialer Unruhe") und die Ausbildung von „Ganghaken" als Hauptbelege für ein synkinematisches Alter der Gänge stützen. Die beobachteten Strukturen belegen jedoch nur, daß die Erzgänge deformiert und damit spätestens während der variscischen Orogenese gebildet wurden. Die gefügekundlichen Untersuchungen im Siegerland-Wied-Distrikt zeigen zunächst, daß die Gänge steil zur ehemaligen Schichtung stehen. Die Entwicklung von „Ganghaken" und „Zonen axialer Unruhe" ist nach RAMSAY (1967) und RAMSAY & HUBER (1987) für Mineralgänge ohne weiteres möglich, wenn diese in bestimmten Orientierungen zur Haupteinengungsrichtung des Sedimentbeckens liegen. Schräg dazu stehende Erzgänge haben die im Siegerland beobachteten Strukturen demnach durchaus erzeugen können (Abb. 35).

2.2.4 Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ

(HANS-JOACHIM LIPPERT & HEINER FLICK)

Das Lahn-Dill-Gebiet steht für über 2000 Jahre Bergbautradition mit dem Schwerpunkt bei den Eisenerzen, die die Grundlage für eine umfangreiche eisenproduzierende und -verarbeitende Industrie in diesem Raum darstellten. Seine größte Bedeutung erreichte der Bergbau kurz nach dem 1. Weltkrieg, als er gut ein Fünftel der deutschen Eisenerzproduktion ausmachte. Nach dem 2. Weltkrieg kam er allmählich zum Erliegen, wobei schon vorher, soweit möglich, die einst zahlreichen, kleinen Gruben zu größeren Einheiten konsolidiert und die verbliebenen kleineren aufgelassen worden waren. Neben den Handelsbeziehungen auf dem globalen Rohstoffmarkt trugen schwierige Abbauverhältnisse sowie geringe Lagerstättengrößen (einige 100000 t bis wenige Mio t) bei gleichzeitig kleinräumigen Qualitäts- und Mächtigkeitsschwankungen zur Unwirtschaftlichkeit bei. Die Schließung der inzwischen als Besucherbergwerk zugänglichen Grube „Fortuna" bei Solms-Oberbiel 1983 bedeutete das endgültige Aus für die Eisenerzförderung im Lahn-Dill-Gebiet. Als weiteres Besucherbergwerk ist inzwischen die ehemalige Grube „Ypsilanta" bei Dillenburg-Oberscheld hergerichtet worden (Kap. 4.1, 4.4).

Die Eisenerze sind an die Produkte des paläozoischen basaltischen Vulkanismus gebunden und sind – ebenso wie diese – im Lahn-Dill-Gebiet weit verbreitet. Sie finden sich darüber hinaus, aber in geringerem Umfang, in anderen Teilbereichen des mitteleuropäischen Variscikums (QUADE 1970, 1976, RÖSLER & WERNER

1979, BOTTKE 1981), so daß von AHLBURG (1911) die Bezeichnung Roteisensteine vom „Typus der Lahn- und Dillerze" zu Recht eingeführt wurde. Ihre Erschließung hat zur geologischen Forschung im Lahn-Dill-Gebiet wesentlich beigetragen.

Vorkommen und Verbreitung

Die Roteisensteinvererzungen begleiten im Lahn-Dill-Gebiet fast überall die submarinen basaltischen Vulkanite des Devons und Karbons (Kap. 1.3). Abbauwürdige Lagerstätten haben sich jedoch zumeist nur in Verbindung mit den Vulkaniten der Givet-Adorf-Phase, und zwar mit den als „Schalstein" (einem auf die nassauischen Bergleute zurückgehenden Ausdruck) bekannten basaltischen Metavulkaniklastiten, gebildet. Entsprechend der Verbreitung dieser Vulkanite (Taf. I) finden sich die Vererzungen in der südwestlichen Dillmulde und von der nordöstlichen bis zur südwestlichen Lahnmulde. Hierbei haben nur die als **Grenzlager** bezeichneten Vererzungen am Top der vulkaniklastischen Abfolgen (an der Mittel-/Oberdevongrenze) wirtschaftliche Bedeutung erlangt.

KEGEL (1934b) hat bereits einen Zusammenhang zwischen Erzmächtigkeiten und „Schalstein"-Mächtigkeiten erkannt. Das bedeutet, daß die Hauptlagerstättenbildung im Bereich der Proximalfazies der submarinen Vulkankomplexe (Kap. 1.3) gelegen hat, da hier die vulkanischen Abfolgen die größten Mächtigkeiten aufweisen. Das macht die Konzentration des Bergbaus auf die zentralen Achsen von Lahn- und Dillmulde (wie z.B. im „Schalstein-Hauptsattel" in der mittleren Lahnmulde) verständlich. Innerhalb dieser Abfolgen werden ebenfalls Roteisensteinbildungen, sog. **Schalsteinlager**, angetroffen, die jedoch kleinräumig und nicht horizontbeständig auf unterschiedlichen Niveaus entwickelt sind und keine bauwürdigen Ausmaße erreichten.

Die mächtigen Vulkankomplexe wurden bei der variscischen Gebirgsbildung im Oberkarbon bevorzugt zu Sätteln ausgeformt, wobei die Versteifung durch kompetente Einschaltungen (größere Anhäufungen von Laven, mächtigere Lagergänge) flache, z.T. deckenartige Überschiebungen (QUADE et al. 1981, NESBOR & FLICK 1987) oder steiler stehende Schuppensättel, z.B. in der südwestlichen Dillmulde (LIPPERT 1997), hervorrief. Diese tektonischen Verhältnisse trugen zu den schwierigen Abbauverhältnissen erheblich bei.

Ausbildung und Fazies

Der Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase schuf ein lebhaftes submarines Relief, das von KREBS (1960b) in Becken und Schwellen folgender Größenordnungen gegliedert wurde: 1. Ordnung = mehrere km, 2. Ordnung = 100-2000 m und 3. Ordnung = wenige m bis einige Zehnermeter. Dieses Relief steuerte die Ausbildung des Grenzlagers am Top der vulkanischen Abfolge ebenso wie die nachfolgende Sedimentation im Oberdevon. Für die Vererzungen ergeben sich daraus folgende Zusammenhänge und Faziesräume am Beispiel der Dillmulde (LIPPERT 1997):

1. Schwellenbereiche (auch 1. Ordnung) aus metabasaltischen Laven und/oder Vulkaniklastiten („Schalstein") der Givet-Stufe, unmittelbar von unterkarbonischem Metabasalt („Deckdiabas") überlagert, mit teilweise zwischengeschaltetem, mehr oder weniger mächtigem Roteisenstein-Grenzlager – dieses oft teils kieselig massig bis hochprozentig schichtig. Bei vollständigem Fehlen des unterkarbonischen Metabasalts folgt über der „Schalstein"-Aufragung Adorf-Flaserkalk, unter Ausfall des Erzes und der Schichten der Dillenburg-Formation.

2. Tiefschwellen (1. Ordnung) mit wechselnd mächtigen Cephalopoden- und Flaserkalken über geringmächtiger Dillenburg-Formation in Schwellenfazies, verzahnt mit schichtig-bankigem, vorwiegend karbonatischem und nur untergeordnet kieseligem Roteisenstein. Auf den Schwellen oder in deren Randbereichen kann das Bodenrelief auch durch Strukturen 2. Ordnung gegliedert sein.

3. Flach geböschte Übergangsbereiche zwischen Schwellen und Becken 1. Ordnung mit allmählich mächtiger werdender Dillenburg-Formation, übergehend in die Fazies der Adorf-Bänderschiefer. Das höhere Oberdevon im Hangenden ist beckenwärts zunehmend in Tonschiefer/Sandsteinfazies ausgebildet. Die vorwiegend karbonatischen, seltener kieseligen Eisenerze sind schichtig-bankig entwickelt.

4. Becken 1. Ordnung mit mächtigen Sandstein/Tonschieferfolgen und geringer bis schließlich fehlender Erzführung.

Für die Ausbildung der verschiedenen Erztypen in den einzelnen Lagerstätten war das untergeordnete Relief (Becken und Schwellen 2. und 3. Ordnung) in Abhängigkeit von den Erzaustrittsstellen verantwortlich. Dort kam es zu kolloidaler Ausfällung von Kieselsäure mit Hämatit, erkennbar an ringförmig angeordneten Eisenkiesel- und hochwertigen Hämatiterzen mit Gelstrukturen und schlierig-lagigem Gefüge. Örtlich wurden strömungsresistente Quellkörper („Kieselschwellen"; Abb. 36) gebildet (LIPPERT 1951), die sich auch reliefbildend auswirkten. Bei Ausfüllung des lokalen Reliefs wurden die Erzabscheidungen nach außen bzw. oben stärker durch das marine Milieu beeinflußt: Sie wurden kieselsäureärmer und karbonatreicher bis hin zu kalkigen Erzen (Flußeisenstein) mit vorzugsweise schichtigem Aufbau (Taf. II, 1). Außerdem traten zunehmend Umlagerungsprozesse hinzu, die zu epiklastischen Erzpartikeln (Taf. II, 4) sowie sedimentären Anteilen führten und deren Produkte lokal auf die Primärerze übergriffen. Weiter beckenwärts entstanden bei sauerstoffärmerem Milieu sideritische, pyritische und chamositisch-thuringitische Erze unter möglicher Beteiligung von Magnetit (QUADE 1970). Ihre Entwicklung in Zusammenhang mit dem Relief des submarinen Vulkangebäudes wurde durch BOTTKE (1965) am Martenberg bei Adorf im Ostsauerland besonders herausgearbeitet (Abb. 37). In anderen Fällen stellen Magnetiterze kontaktmetamorphe Bildungen durch die Intrusionen basaltischer Schmelzen dar (Taf. II, 3). Die durch die lokale Topographie beeinflußte Ausbildung der verschiedenen Erztypen (Erzfazies) läßt sich an der Grube „Fal-

kenstein" bei Oberscheld (Dillmulde) demonstrieren (Abb. 36). Die Einteilung der Erztypen nach Gefüge und Mineralbestand ist in Tab. 5 zusammengestellt.

In Abhängigkeit von den Erzfazies schwanken die Eisengehalte erheblich (Tab. 6). Mit bis über 60% Fe (dichtes Hämatiterz) erreichen die Erze vom Lahn-Dill-

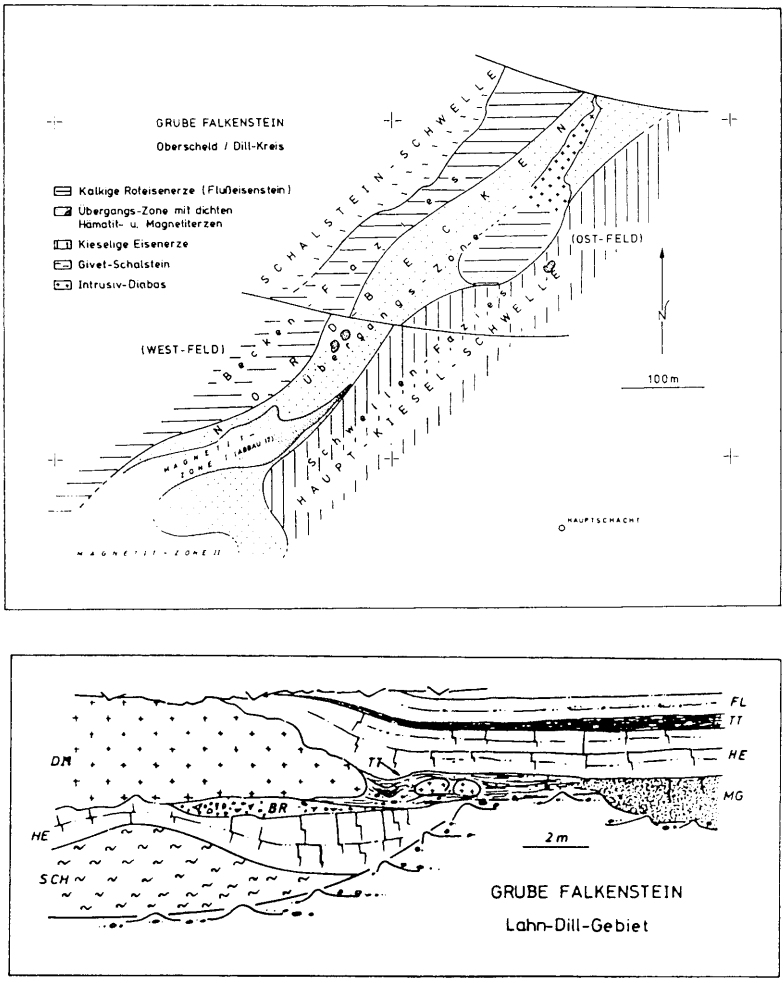


Abb. 36. oben: Fazieskarte für die Eisenerze im Bereich der Grube „Falkenstein" bei Dillenburg-Oberscheld (südwestliche Dillmulde).
unten: kleinräumiger Fazieswechsel der Eisenerze in der Grube „Falkenstein" im Schnitt, SCH = „Schalstein" (basaltischer Metavulkaniklastit), DM = „Diabas-Mandelstein" (Metabasalt) mit Pillows, BR = Tuffbreccie (grobklastisch), TT = Tuff (feinklastisch), HE = Hämatiterz, MG = Magnetiterz, FL = Flußeisenstein (kalkiges Erz). Aus DOUTCH (1977).

Tab. 5. Einteilung von Eisenerzen des Lahn-Dill-Typs (über das Lahn-Dill-Gebiet hinausgehend) nach Gefüge und Mineralbestand (aus QUADE 1970).

1. **primär-sedimentäre Erzfazies**
a) Eisenkieselerze
b) dichte, hochwertige Erze
c) Flaserige, kalkige Hämatiterze („Flußeisenstein")
d) Melnikovit-Pyrit-Erze
e) Sideriterze, selten
f) Chloriterze (Chamositerze)

2. **resedimentierte Erzfazies**
a) epiklastische Hämatiterze („Scheckenerze")
b) epiklastische Chloriterze Erzgeröllschiefer

3. **diagenetische Erzfazies**
a) Magnetiterze (teilweise)
b) Thuringiterze

4. **epigenetische Erzfazies**
a) Magnetiterze (vorwiegend)
b) Sideriterze (vorwiegend)
c) Chloriterze (Al-reich)
d) Brauneisenerze (z.T. Mn-reich)

Tab. 6. Exemplarische Analysen (Gehalte in Gew.-%) von Eisenerzen des Lahn-Dill-Typs (aus QUADE 1970, DOUTCH 1977).

Erztypen	Fe	CaO	SiO_2
Eisenkieselerze	16,61	0,20	74,98
Grube „Waldhausen"	32,61	0,17	51,84
(mittlere Lahnmulde)	42,52	0,19	37,40
Dichte Hämatiterze	65,98	0,94	2,94
Grube „Fortuna"	67,03	0,22	2,94
(östliche Lahnmulde)	60,25	1,27	9,16
„Scheckenerz" und Erzgeröllschiefer	40,75	13,66	10,32
Grube „Fortuna"	38,15	16,91	10,40
(östliche Lahnmulde)	34,19	0,15	33,64
Epigenetische Magnetiterze	63,92	0,69	1,26
Grube „Waldhausen"	51,43	0,60	10,52
(mittlere Lahnmulde)	39,40	0,57	33,48
Epigenetische Sideriterze	35,12	10,76	3,04
Grube „Fortuna"	32,70	10,10	4,76
(östliche Lahnmulde)	38,65	7,28	1,78
Melnikovit-Pyrit-Erze	27,50	0,52	34,34
Grube „Lindenberg"	30,90	0,38	27,80
(mittlere Lahnmulde)	28,05	0,66	33,12
Kalkige Hämatiterze (Flußeisenstein)	54,78	17,68	2,17
Grube „Falkenstein"	48,02	17,98	6,72
(südwestliche Dillmulde)	28,25	51,56	5,50

Typ ungewöhnlich hohe primäre Eisengehalte. Solche Konzentrationen werden sonst erst durch sekundäre Anreicherungen erhalten. Im Schnitt lagen die Gehalte im geförderten Erz bei etwa 35% Fe. Die Kieselsäure-, Karbonat- und Aluminiumgehalte variieren in Abhängigkeit von der Erzfazies, während die Phosphor- und Mangangehalte generell niedrig bleiben.

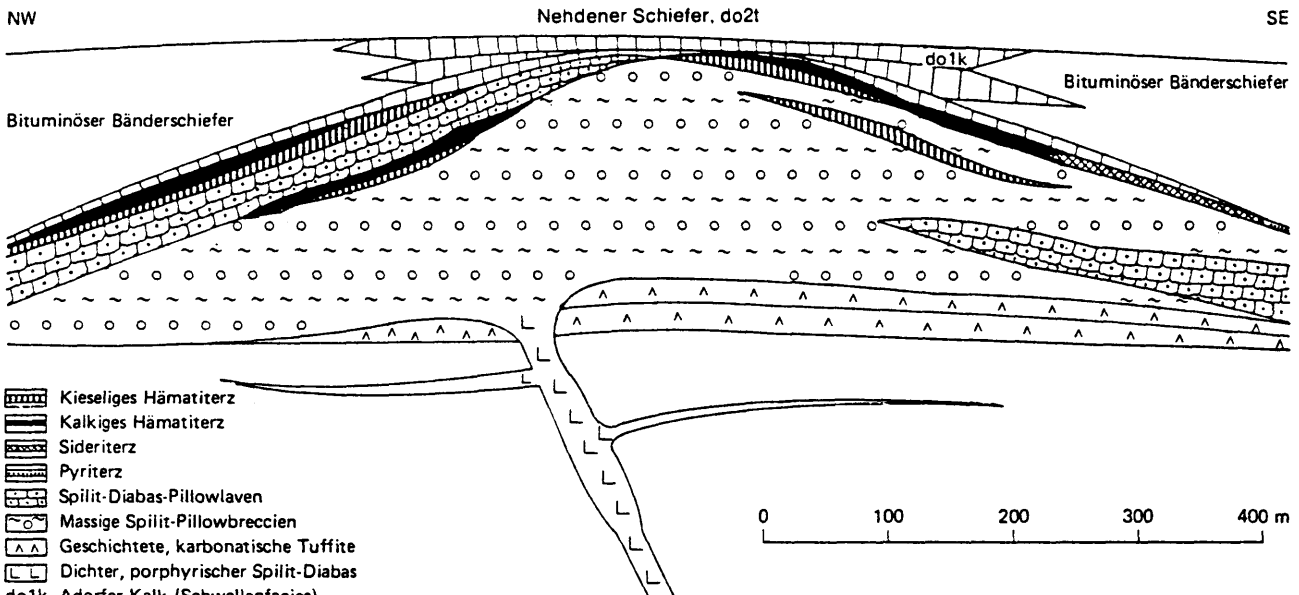


Abb. 37. Verteilung der primären Eisenerzfaziestypen an den Flanken des submarinen Vulkans der Givet-Adorf-Phase vom Martenberg bei Adorf im Ostsauerland (aus BOTTKE 1981).

Genese

Durch die Komplexität der Erzfazies wurden im Laufe der gut 200-jährigen Erforschungsgeschichte seit BECHER (1789) vielseitige genetische Vorstellungen entwickelt. Von den erschlossenen Erztypen abhängige Wechsel im Fördergut oder die Anforderungen des Marktes haben das Gedankengut zusätzlich beeinflußt. Grob umrissen lassen sich epigenetische und syngenetische Deutungen, letztere rein sedimentär oder vulkano-sedimentär, mit weiteren Untergruppierungen unterscheiden (näheres s. QUADE 1970, 1976, RÖSLER & WERNER 1979, BOTTKE 1981, LIPPERT 1997).

Während lange Zeit direkte vulkanische Exhalationen infolge einer magmatischen Differentiation favorisiert wurden, ist inzwischen von einer Entstehung durch diagenetische Alteration (Umwandlung) der basaltischen Vulkanite im marinen Raum auszugehen (beides Untergruppierungen der vulkanogen-sedimentären Deutungen). Diese Bildungsumstände waren von HENTSCHEL (1960) und RÖSLER (1964) bereits gefolgert worden, konnten aber erst durch FLICK et al. (1990) sowie NESBOR et al. (1993) belegt werden. Detaillierte Untersuchungen an den karbonatischen Zementen in den vulkaniklastischen Gesteinen mittels Kathodenlumineszenz ließen dabei einen sechsstufigen Ablauf der Diagenese bis zur leichten Metamorphose während der variscischen Gebirgsbildung unter wechselnden Eh/pH-Bedingungen erkennen (Taf. III, 1).

In Zusammenhang mit den Alterationsvorgängen („Spilitisierung") in den basaltischen Vulkaniten (bei denen aus einem Basalt ein „Diabas" wurde) kam es unter Beteiligung des eingeschlossenen Meerwassers unter reduzierenden Bedingungen zur Mobilisierung von vor allem Eisen und Kieselsäure. Durch die Änderung des Milieus hin zu oxidierenden Bedingungen konnten bei Erreichen des Meeresbodens die Kieselsäure als Gel und das Eisen als Hämatit abgeschieden werden. Diese Vorgänge waren besonders effektiv bei den vulkaniklastischen Gesteinen („Schalstein"), die mit einem hohen Anteil an vulkanischem Glas durch dessen Instabiltät besonders reaktionsfreudig waren. Durch ihr klastisches Gefüge wiesen sie zudem einen großen Porenwasseranteil (eingeschlossenes Meerwasser) auf, der bei der Kompaktion ausgetrieben werden konnte. Das erklärt die Bevorzugung der vulkanischen Abfolgen der Givet-Adorf-Phase mit ihren großen Anhäufungen vulkaniklastischen Materials bei der Lagerstättenbildung, den Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der „Schalsteine" und der Lagerstättengröße sowie die nur geringfügigen Vererzungen in den überwiegend aus Laven aufgebauten unterkarbonischen Vulkanen. Die lagerstättenbildenden Vorgänge setzten ein, sobald die vulkanischen Aktivitäten abflauten und das Material kompaktierte. Auf diese Weise entstanden in vorübergehenden Ruhepausen des Vulkanismus die sog. Schalsteinlager. Die diagenetischen Anreicherungsvorgänge waren entsprechend effektiv erst gegen Ende des Vulkanismus.

Die Verluste an Eisen und Kieselsäure im basaltischen Ausgangsmaterial bei den Alterationsvorgängen reichen aus, um die in den Lagerstätten vorliegenden Men-

gen zu erklären. Hinzu kommen noch zusätzliche Verarmungen an Eisen und Kieselsäure, die bei manchen Vorkommen (wie am Gänsberg bei Weilburg in der mittleren Lahnmulde und Nanzenbach in der südwestlichen Dillmulde) mit einer Karbonatisierung im Topbereich und einer Bleichung des Gesteins verbunden sind. Dort wird auch erkennbar, daß die verbreitete Violettfärbung der im Liegenden der Vererzung auftretenden Vulkaniklastite, die für die Bergleute als „Edler Schalstein" einen Leithorizont bei der Suche nach dem Erz darstellten, nicht auf eine Eisenanreicherung, sondern lediglich auf den Umschlag vom reduzierenden in das oxidierende Milieu zurückzuführen ist. Durch diesen Farbumschlag ins Violette wurden die schlotförmigen Aufstiegswege des beladenen Porenwasserstroms nachgezeichnet (Taf. II, 2).

Solche Schlote erinnern an die rezent aus der Tiefsee bekannt gewordenen „Schwarzen Raucher" (black smokers), doch gibt es mehrere Unterschiede. So bestehen die ausgeschiedenen Minerale bei den Schwarzen Rauchern aus Sulfiden, die zudem von Hydrothermen erheblich höherer Temperaturen abgesetzt werden. Für die Bildung der Lahn-Dill-Erze kann nach Sauerstoffisotopendaten (WEDEPOHL 1988) mit einer Temperaturobergrenze von 150 °C gerechnet werden. Eine Temperaturuntergrenze von 30-40 °C ergibt sich aus rezenten reinen Kieselsäureabscheidungen an Ozeanböden (HERZIG et al. 1988). Weiterhin sind die Lahn-Dill-Erze auf den aufsteigenden Kompaktionsstrom des Porenwassers zurückzuführen, während für die Schwarzen Raucher in Konvektionszellen durch die Spalten und Klüfte der submarinen Basalte zirkulierendes Meerwasser verantwortlich gemacht wird. Für solche Meerwasser-Konvektionszellen waren die paläozoischen Vulkangebäude im Rhenoherzynikum zu klein, außerdem gab es die Zirkulation behindernde, feinkörnige Sediment- oder Aschentuffeinschaltungen.

Alter

Nachdem die syngenetische Entstehung der Roteisensteine vom Lahn-Dill-Typ außer Zweifel steht, kann das Alter der Vererzungen mit dem des basaltischen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase und der Unterkarbon-Phase 1 korreliert werden. Das entspricht den Zeiträumen von etwa 382-375 und 359-347 Mio Jahren vor heute (Tab. 1 auf S. 19). Der eindeutige Höhepunkt der Vererzung war die Wende vom Mittel- zum Oberdevon vor ca. 376 Mio Jahren, als die Grenzlagervererzungen entstanden. Wie durch feinstratigraphische Untersuchungen mittels Mikrofossilien (Conodonten und Ostrakoden) belegt werden konnte, war die Lebensdauer der einzelnen Vulkankomplexe individuell sehr verschieden, so daß bei den einen bereits im Mitteldevon und den anderen erst im Oberdevon die Förderung endete und die Erzabscheidung einsetzte. In der Dillmulde begann mit allmählichem Abklingen des Vulkanismus die Erzbildung im hohen Mitteldevon und endete im tiefen Oberdevon. Da in der Dillenburg-Formation einzelne Eisenerzbänke von effusiven Metabasalten begleitet werden, muß die Erzbildung dort vor dem Ende des Vulkanismus eingesetzt haben. Hinweise für die Nachklänge des Vulkanismus nach der Bildung des „Grenzlagers" finden sich auch in der Lahnmulde.

2.2.5 Eisenkiesel des Unterkarbons (ULRICH F. HEIN)

Als Eisenkiesel wird in der Mineralogie grobkristalliner Quarz bezeichnet, der durch Eisenoxide gelb, braun oder rot gefärbt ist (RAMDOHR & STRUNZ 1978). In der deutschsprachigen, geologischen Literatur werden daneben auch feinkristalline, kieselsäurereiche Roteisenerze „Eisenkiesel" genannt (DENCKMANN 1895, GUNDLACH 1933). Diese Gesteine sind in der Umgebung von Herborn besonders gut aufgeschlossen und werden im folgenden beschrieben.

Geologie und regionale Verbreitung

Eisenkiesel sind an untermeerische Metabasalte des tieferen Unterkarbons („Deckdiabas", cd 1-2) gebunden und in deren gesamten Verbreitungsgebiet in der Lahn- und der Dillmulde (LIPPERT 1970), aber auch in streichender Erstreckung im Kellerwald (DENCKMANN 1901, HORN et al. 1973) und im Harz (Oberharzer Diabaszug, Elbingeröder Komplex, MOHR 1978) bekannt.

Eisenkiesel treten als Einschaltungen im „Deckdiabas" auf, wo sie in kleineren, eng begrenzten Linsen (cm- bis dm-stark) oft mit wulstiger Oberfläche entwickelt sein können oder auch bank- oder lagenweise (bis zu mehreren Metern mächtig) auf der Stromoberfläche einzelner Lavaergüsse ausgebildet sind. Die Bänke sind meist massig, eine Schichtung ist nur schwer zu erkennen. Charakteristisch ist ein Eisenkiesellager auf der höchsten Stromoberfläche des „Deckdiabases" im unmittelbaren Kontakt zu den überlagernden Kulmkieselschiefern, aber auch aus den tieferen Partien dieser Kieselschiefer werden noch einzelne Eisenkiesellinsen beschrieben (DEHMER et al. 1989).

Eisenkiesel sind sehr verwitterungsbeständig und als Härtlinge in Zügen und Linsen streichend über Kilometer im Gelände zu verfolgen, wobei ihre Zusammensetzung und Ausbildung variiert. Vertikal wie lateral entwickeln sich farblose Lydite zu den Hämatit-führenden, typischen roten Varietäten, die in gebänderte Manganerze (Rhodochrosit, Braunit) übergehen können (Kap. 2.2.6, H. HUCKRIEDE 1996). Lokal treten Siderit und Baryt auf. Auch die höchsten Partien der unterlagernden Metabasalte können unter Erhaltung des Gesteinsgefüges verkieselt sein. In mächtigeren basaltischen Ergüssen ist diese Verkieselung häufig mit einer Karbonatisierung tieferer Partien zeitgleicher subvulkanischer Stöcke gekoppelt, die wiederum mit lokalen Ni-Mineralisationen verknüpft sein kann (LASPEYRES 1893, MOSEBACH 1932).

Eine detaillierte Aufstellung von Eisenkieselfundstellen auf der TK 25 Bl. 5215 Dillenburg gibt LIPPERT (1970). Den markantesten Aufschluß von Eisenkieseln stellt der Wilhelmstein 2 km WSW von Bahnhof Hirzenhain (Bl. 5216 Oberscheld) dar.

Petrographie und Mineralogie

Die Eisenkiesel sind meist als derber Jaspis entwickelt, d.h. aus einem feinkörnigen Gemenge von mikrokristallinem Quarz und wechselnden Anteilen von Hämatit (>10% Fe_2O_3) zusammengesetzt. Die massigen, richtungslosen Gefüge las-

sen sich mikroskopisch in konzentrische Aggregate aus alternierenden Quarz- und Hämatitlagen auflösen. Nebengemengteile sind Calcit und Chlorit. Je nach Eisengehalt variieren die Farben von hellgrau über gelbrötlich bis hell- und dunkelrot. Gelegentlich ist Hämatit auch unter Zurückdrängen des Quarzes zu einem hochprozentigen Eisenerz angereichert. Typisch für die derben Partien sind bis zu einem Zentimeter mächtige, bogenförmige Schrumpfrisse, die unterschiedlich orientiert sein können. Schichtparallele, konkav nach oben gewölbte Risse finden sich in lang aushaltenden Eisenkieselzügen und -lagern. In isolierten Linsen sind dagegen eher radiale, aber auch konzentrische Schrumpfrisse anzutreffen, die netzwerkartig verbunden sein können und dann eine Brecciierung vortäuschen. Lokal sind in größeren Eisenkiesellinsen geschichtete Partien zu beobachten, die durch einen Lagenbau idiomorpher bis hypidiomorpher Quarzkristalle (>1 mm, oft faseriger Internbau) in einer feinstkörnigen Quarz-Hämatit-Grundmasse verursacht sind. Dieses lagige Gefüge entspricht keiner sedimentären Schichtung, sondern es ist durch Rekristallisation eines oxidischen Fe-Si-Gels entstanden, die zur Ausbildung von Schrumpfungsporen parallel zum Lagenbau führte. In den Schrumpfrissen und -poren sind mehrere, z.T. mikrokristalline, lagige Quarzgenerationen entwickelt. Eine späte Generation ist grobkristallin und in Drusen häufig in zonar gebauten Kristallen zu beobachten.

Diese frühen Gefüge werden vielfach von bilateral-symmetrischen, mit Quarz mineralisierten Klüften oder Breccien durchschlagen, die während der variscischen Faltung der Gesteine gebildet wurden. Sie führen als Nebengemengteile metamorphe Neubildungen wie Kalifeldspat, Epidot (z.T. Ce-reich), Chlorit und Hydrogrossular. Lokal ist auch Andradit beschrieben (GLAVERIS 1967).

Bildungsbedingungen

Eisenkiesel stellen ein kieselsäurereiches Äquivalent der mittel-/oberdevonischen Roteisenerze vom Typus Lahn-Dill dar (Kap. 2.2.4), deren Bildung wie folgt erklärt wird: Infolge des untermeerischen Vulkanismus kam es zum Aufbau von hydrothermalen Konvektionszellen, in denen Meerwasser in die Basaltlaven gesaugt und aufgeheizt wurde. Diese hydrothermalen Lösungen lösten Kieselsäure, Eisen, aber auch Mangan aus den Basalten und transportierten sie zur Stromoberfläche, wo die gelösten Spezies infolge der Abkühlung am Meeresboden gefällt wurden.

Dieses Modell einer exhalativ-sedimentären Mineralbildung wird durch Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen der Schrumpfporen und -risse sowie der Gänge und Breccien bestätigt (HEIN et al. 1993, HEIN et al. 1994). In den frühen Poren finden sich Einschlüsse, die bei 130-150 °C gebildet wurden und eine Salzlösung von 8,5 Gew.-% NaCl äquiv. enthalten, also fast dreimal soviel Salz wie das Meerwasser. Ähnliche Salzkonzentrationen sind aus rezenten, marinen Hydrothermalsystemen bekannt. Zusätzlich führen die Quarze Einschlüsse von reinem Methan, das dort thermisch freigesetzt wurde, wo die hydrothermale Konvektion auch die unterlagernden Sedimente erreichte.

Abbau, Verwendung

Aufgrund der geringen Eisengehalte der Eisenkiesel sind bergmännische Abbauversuche kaum über das Untersuchungsstadium hinausgegangen (LIPPERT 1970), während beibrechende Manganerze lokal gewonnen wurden (Nanzenbach, Carlshütte bei Biedenkopf, H. HUCKRIEDE 1996). In einem Fall (Dülfersholz NE Löhlbach im Kellerwald) ist ein historischer Abbau von Eisenkiesel für Schmuckzwecke durch die Landgrafen von Hessen-Kassel bekannt. Eisenkiesel offenbaren anpoliert faszinierende Texturen und Farbvariationen und werden zur Zeit in kleinem Umfang durch die Schmucksteinschleiferei Fa. Lange in Bergfreiheit, Kellerwald, abgebaut und verarbeitet.

2.2.6 Stratiforme Manganerze (REINHARD SCHAEFFER)

Stratiforme Manganerze in Sedimentgesteinen des Unterkarbons (Kulm) treten an verschiedenen Stellen im rechtsrheinischen Schiefergebirge auf. Im folgenden sollen vor allem die Vererzungen aus der Umgebung von Laisa bei Battenberg am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben werden.

Vorkommen und Verbreitung

Das im 19. Jahrhundert wirtschaftlich bedeutende Manganerzrevier bei Laisa (Bl. 5017 Biedenkopf) liegt in der nordöstlichen Dillmulde kurz vor deren Abtauchen unter die von Nordosten transgredierenden Gesteine des Zechsteins. Das ehemalige Bergbaugebiet liegt zwischen Laisa, Eifa und Frohnhausen südlich von Battenberg (Abb. 38).

Manganerzbergbau fand hier zwischen 1829 und 1921 statt. In den letzten Jahren waren Manganerze und Nebengesteine durch mehrere kleine Steinbrüche der

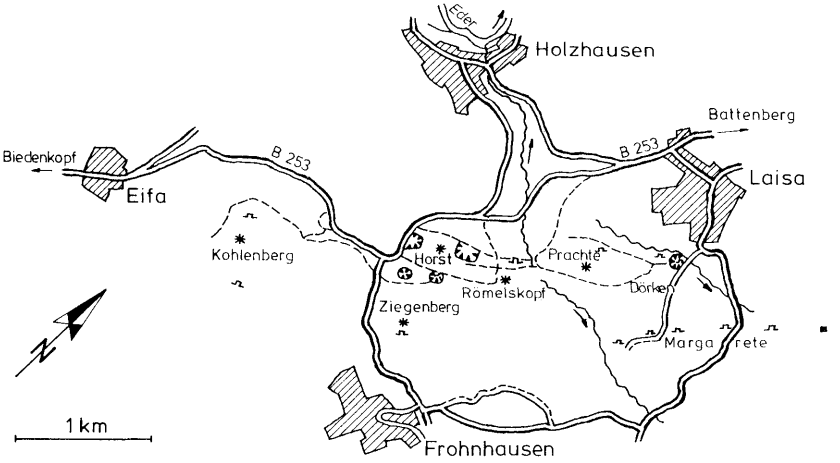


Abb. 38. Das ehemalige Manganerzbergbaugebiet bei Laisa.

Forstverwaltung gut aufgeschlossen, ansonsten verweisen zahlreiche Halden und Pingen auf den ehemaligen Abbau.

Über den Bergbaubetrieb berichten ZERRENNER (1861), RIEMANN (1878, 1894), HÜSER (1898) und STOPPEL (1988). Eine detaillierte Neukartierung der unterkarbonischen Schichten zwischen Laisa und Biedenkopf erfolgte durch SCHADE (1970), neuere Untersuchungsergebnisse zu den Manganerzlagern legten SCHAEFFER (1980), H. HUCKRIEDE (1993, 1995) und H. HUCKRIEDE & MEISCHNER (1996) vor.

Paragenese und Ausbildung

Die bei Laisa auftretenden Sedimentgesteine gehören dem Unterkarbon II-III an. Die Schichtenfolge besteht aus z.T. spezialgefalteten Liegenden Alaunschiefern, bunten Lyditen, Kulmkieselkalken und Posidonienschiefern; darüber folgen Kulmtonschiefer und -grauwacken. Unterkarbonische Metabasalte („Deckdiabas") innerhalb der Lydite gewinnen erst südlich des Manganerzreviers an Bedeutung, doch sind zahlreiche Tuff- und Tuffitlagen innerhalb der Lydite bekannt.

Die einzelnen Manganerzlager sind als Linsen den bunten Lyditen des Unterkarbons II β/γ konkordant eingelagert und fallen in der Regel halbsteil bis steil nach Südosten ein; Schichtwiederholungen („hangender und liegender Lagerzug") gehen auf streichende Überschiebungen zurück (Abb. 39). Insgesamt halten die Manganerzlager nicht über größere streichende Entfernungen aus. Aus alten Grubenrissen können streichende Erstreckungen der ehemals bauwürdigen Lagermittel von 50 m (Hinter-Horst) bis 200 m (Karlstollen) rekonstruiert werden. Das im Heinrichstollen gebaute Mittel hielt über 80 m im Streichen aus, ein im Riemannstollen ausgerichtetes, aber nicht gebautes Lagermittel erreicht eine streichende Länge von 300 m.

I.d.R. treten Mächtigkeiten von 20 cm bis max. 1,5 m auf. Nach den alten Beschreibungen soll die Grenze der Bauwürdigkeit früher bei 30 cm Mächtigkeit gelegen haben. Ein Anschwellen der primären Lagermächtigkeiten ist stets mit Einlagerungen von Lyditen und Tuffiten im dm- bis cm-Bereich verbunden. Im Bereich des Karlstollens sollen nach HÜSER (1898) neben einem früher gebauten „Hauptflöz" von nahezu 1 m Mächtigkeit zwei geringmächtige und nicht bauwürdige „Begleitflöze" im Hangenden und Liegenden vorhanden sein.

Die primären Lagererze des Laisaer Reviers wurden von früheren Bearbeitern – analog den Vorkommen ähnlicher Erze im Ostharz – meist als „Mangankiesel" bezeichnet. Diese Bezeichnung stand allgemein für lagerartig auftretende Gemenge von Rhodochrosit, Rhodonit, Chalcedon und Quarz in wechselnden Mengenverhältnissen. Die Erze aus dem Revier von Laisa haben makroskopisch dichte, außerordentlich feinkörnige Gefüge und fleischrote bis hellgrau-bräunliche Farbtöne, so daß sie sich nur durch ihren in frischem Zustand wachs- bis harzähnlichen Glanz und ihre etwas höhere Dichte von den bunten Lyditen, die ganz ähnliche Farbtöne aufweisen, unterscheiden. Die Erkennung der Erze mag

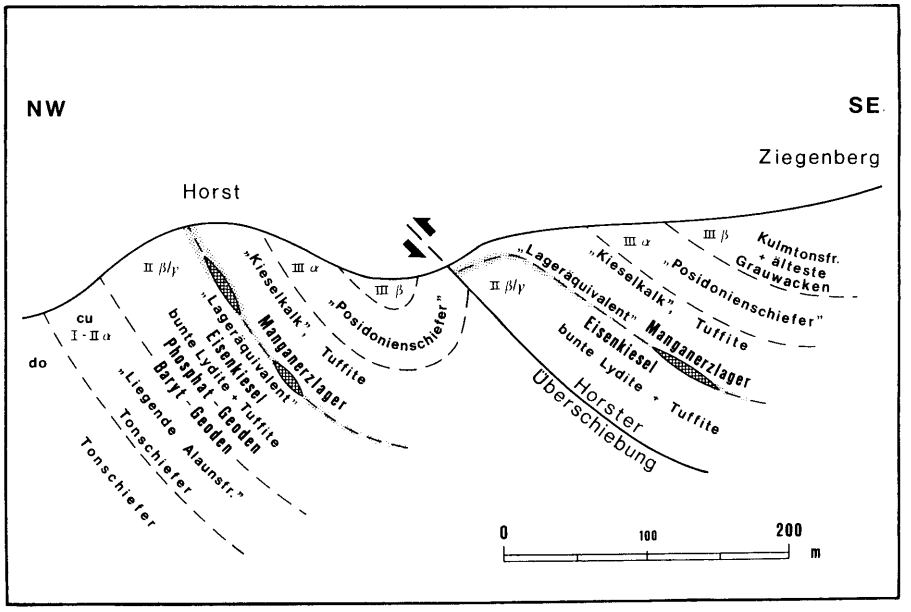


Abb. 39. Die unterkarbonische Schichtenfolge im Raum Laisa.

früher erhebliche Schwierigkeiten bereitet haben, weshalb in einigen älteren Beschreibungen daher auch von „manganhaltigen Lyditen" die Rede ist; Hoss (1957) bezeichnet ein Vorkommen von derartigen Lagererzen als „Mangansilikatbank".

Durch die früher allein zur Verfügung stehende, chemische Analyse waren die Komponenten des Systems $MnCO_3$–$MnSiO_3$–SiO_2 nicht zu trennen. Tab. 7 gibt Analysen von Erzen des Laisaer Reviers wieder:

Tab. 7. Analysen von Primärerzen (in Gew.-%) nach SCHMIERER (1934).

Mn	Fe	SiO_2	CaO	„Rest"
15,1	0,86	62,51	1,89	19,64
18,9	0,93	52,72	3,68	23,77

Nach den mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen der primären Lagererze ist Rhodochrosit als Hauptmineral in allen Proben, außer den stark oxidierten, vorhanden. Als zusätzliche und ebenfalls in größeren Mengenanteilen vorhandene Primärerzkomponente wurde Braunit, ein Mangansilikat, erzmikroskopisch und röntgenographisch nachgewiesen. Dagegen kann der von HÜSER (1898) erwähnte Rhodonit nicht bestätigt werden. Eventuell lag eine Ver-

wechslung mit rosafarbenem Rhodochrosit vor. Ursprünglich gebildeter Opal (Hoss 1957) und die daraus diagenetisch hervorgegangenen SiO_2-Phasen Chalcedon und Quarz sind in mehreren Generationen ebenfalls maßgeblich an der Zusammensetzung der Primärerze beteiligt. An untergeordneten Komponenten tritt gelegentlich feinschuppiger Hämatit sowie Pyrit auf. H. Huckriede (1993) fand außerdem Calcit, Friedelit, Bementit, Hausmannit und Millerit (in nadeligen Kristallen bis zu 1 mm Länge).

Bereits makroskopisch ist in allen Primärerzproben eine Feinschichtung im mm- bis cm-Bereich erkennbar. Die einzelnen Schichten zeichnen sich durch Farbunterschiede aus: Rhodochrositreiche, teilweise spätig rekristallisierte Partien sind rosa bis bräunlich gefärbt, dichte bis feinkörnige Braunitlagen sind grauschwarz bis dunkelbraun. Chalcedonreiche Schichten zeigen reinweiße bis gelbliche Farbtöne.

Unter Einfluß der Verwitterung wurde das in den Primärerzen vorhandene Mn^{2+} in das unter oxidierenden Bedingungen stabile Mn^{4+} überführt, wobei eine weitgehende Trennung von der in der Grundmasse der Primärerze vorhandenen, feinverteilten Kieselsäure stattfand. Die oxidierten Manganerze setzen z.B. im Bereich des Heinrichstollens an der Prachte bei Laisa bis in 90 m Teufe nieder und erreichen Mn-Gehalte bis zu 40 Gew.-%.

Die Hauptmasse der oxidischen Sekundärerze besteht aus Manganomelanen (in der Literatur als „Psilomelan" bezeichnet) mit teilweise traubig-nieriger bis schalig-glaskopfartiger Ausbildung, muscheligem Bruch und blauschwarzer bis schwarzer Farbe. Pyrolusit ist innerhalb der Oxidationszone weit seltener als Manganomelan und findet sich untergeordnet innerhalb der Manganomelanerze oder auch monomineralisch in schmalen Gängen, die Primärerze oder Lydite des Nebengesteins durchschlagen. Langprismatische Kristalle und radialstrahlige Rosetten von Pyrolusit erreichen Größen bis zu 1 cm. Manganit gehört zu den seltenen Bildungen der Oxidationszone. Er ist stets feinkörnig ausgebildet und daher nur mikroskopisch zu erkennen.

Die unterkarbonischen Manganerzlager werden im Nordosten und Osten von jüngeren Manganerzgängen begleitet, die Manganoxide und -hydroxide führen. Neben einigen Gängen nördlich der Prachte (Zerrenner 1861) ist der Gang „Margarete" durch eine Anzahl von Stollen und Schächten östlich und nordöstlich von Laisa aufgeschlossen worden. Der Gang setzt in einer Störung auf, die zunächst Zechstein gegen Lydite des Kulms verwirft und dann auf einer streichenden Länge von 1500 m bis zum Schacht „Margarete" E Laisa innerhalb des Zechsteins verfolgt werden kann. Aus dem 30 cm bis >1 m mächtigen Gang werden Pyrolusit, nesterförmig auftretender Manganomelan und Manganmulm sowie – untergeordnet – feinstrahliger Pyrolusit, „Polianit", Manganit und Hausmannit beschrieben. Analysen aus diesen gangförmig auftretenden Erzen ergaben relativ hohe Mangangehalte bis zu 59,1 Gew.-%.

In den Steinbrüchen am Horst SW Laisa konnte in den letzten Jahren Malachit und Amethyst auf jüngeren, die Manganerze durchsetzenden Klüften gefunden werden. Dabei handelte es sich allerdings stets um Einzelfunde.

Weitere Manganerzlager des Typs „Laisa" im östlichen Rheinischen Schiefergebirge

Unterkarbonische Manganerzlager mit Rhodochrosit-Braunit-Erzen in Zusammenhang mit Lyditen und/oder „Deckdiabas"-Vulkanismus besitzen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge eine weite Verbreitung. Zunächst treten sie jenseits des im NW vorgelagerten Sackpfeifen-Sattels in der Wittgensteiner Mulde auf. Die Erzführung ist der des Laisaer Bezirks sehr ähnlich. An Erzmächtigkeiten werden hier zwischen 0,3 und 1,8 m angegeben. HOSS (1957) und KOCKEL (1958) beschreiben einige Aufschlüsse bei Laasphe und bei Wallau. Weitere Fundorte liegen bei Weifenbach, Puderbach, Hatzfeld, Richstein und Beddelhausen. Nordöstlich der Eder werden von ZERRENNER (1861), RIEMANN (1878), HÜSER (1898) und H. HUCKRIEDE (1993) weitere Manganerzvorkommen bei Battenberg an der Eder, Reddighausen, Holzhausen und Dodenau genannt. Das am weitesten nordöstlich gelegene Vorkommen liegt bei Allendorf an der Eder (RIEMANN 1878). Auf diesen Erzlagern scheint nur untergeordnet Abbau stattgefunden zu haben. Auch bei Carlshütte (bei Buchenau an der Lahn) sowie bei Eimelrod westlich von Korbach (ZERRENNER 1861, HAUBOLD 1933) wurden unterkarbonische Manganerze abgebaut.

Größere wirtschaftliche Bedeutung erlangten die schichtgebundenen Manganerzlager in der mittleren **Dillmulde**, die in den Gruben „Hilfe Gottes", „Ferdinand" und „Friedrichszug" bei Nanzenbach nordöstlich von Dillenburg aufgeschlossen waren. Die Nanzenbacher Lager befinden sich an der Grenze dunkler Tonschiefer zum „Deckdiabas". A. SCHNEIDER (1887, 1888) beschreibt von hier „Mangankiesel" neben „Psilomelan", „Wad", Pyrit und kieseligem Roteisenerz. Aus diesem Erzlager wurde von A. SCHNEIDER (1887) erstmalig das Ca-Mg-Silikat Inesit ($Ca_2Mn_7\,[Si_5O_{14}OH]_2 \cdot 5H_2O$) beschrieben (Taf. III, 2). Ein schwarzbraunes Umwandlungsprodukt älterer Manganerze von dort wurde früher „Klipsteinit" genannt (v. KOBELL 1866). Die Nanzenbacher Primärerze haben dunkelrotbraune Farbe und enthalten 22,6% Mn, 30,21% SiO_2, 12,5% Fe_2O_3, 2,3% Al_2O_3 und 6,04% CaO. Neuere Untersuchungen der Nanzenbacher Erzlager führte H. HUCKRIEDE (1993) durch, der folgenden Mineralbestand feststellen konnte: Hämatit – Bementit – Calcit – Rhodochrosit – Mn-Ca-Karbonate – Quarz sowie untergeordnet Braunit – Manganit – Pyrit – Bravoit – Chlorit – Inesit. Akzessorisch treten Magnetit und mehrere Sulfide auf. In der südwestlichen Dillmulde treten ähnliche Manganerze bei Hörbach SW Herborn auf.

Weitere Vorkommen befinden sich im **Kellerwald** bei Bergfreiheit und Bad Wildungen (HUMMEL 1923) sowie in der **Lahnmulde** bei Oberlemp nördlich Wetzlar (RIEMANN 1878). Vergleichbare Manganerze sind außerdem aus dem Unterkarbon des Harzes bekannt (HAAGE 1964).

Genese und Alter

Alle hier genannten Manganerzlager treten in Gesteinen des Unterkarbons II auf und besitzen karbonatisch-silikatische Erzparagenesen sowie ähnliche Ausbildungsformen. Oftmals besteht eine enge Bindung an den etwa gleichaltrigen „Deckdiabas"-Vulkanismus (Kap. 1.2), so daß die Herkunft der erzbringenden Lösungen aus diesem abgeleitet wurde (BORCHERT 1957, SCHAEFFER 1980).

H. HUCKRIEDE (1993, 1995) und H. HUCKRIEDE & MEISCHNER (1996) unterscheiden zwei Vererzungstypen unterschiedlicher Genese, die sich vor allem durch die mineralogische Ausbildung sowie die Nähe zu Metavulkaniten („Diabasen") unterscheiden: Während die Manganerze des Typs „Nanzenbach" eng an basische, häufig intensiv hydrothermal alterierte Metavulkanite („Diabase") gebunden sind, treten die Erze des Typs „Laisa" im Beckentiefsten auf und lassen die enge Bindung an „Diabase" vermissen.

Die Erze des **Typs „Nanzenbach"** werden deshalb von HUCKRIEDE zu den vulkano-sedimentären Manganerzen gezählt: Nahe den Austrittsstellen hydrothermaler Lösungen wurden – infolge von Vermischung mit Meerwasser – SiO_2, Fe und Mn ausgefällt, wodurch sich eine deutliche Zonierung in Si-, Fe- und Mn-reiche Lagerpartien ergab. Die Trennung von Fe und Mn, die zur Entstehung der im letzten Jahrhundert bauwürdigen, Mn-reichen und Fe-armen Lagern führte, wird – in Analogie zur Genese der Roteisensteine des Lahn-Dill-Typs (Kap. 2.2.4) und der Eisenkiesel des Unterkarbons (Kap. 2.2.5) – als diagenetischer Alterationsprozeß angesehen.

Sedimentäre Manganerze (**Typ „Laisa"**) hingegen führt HUCKRIEDE auf komplexe Anreicherungsprozesse zurück, die auch aus rezenten Meeresbecken, so der zentralen Ostsee, bekannt sind. In einem geschichteten Wasserkörper kann das im anoxischen Bodenwasser (im Beckentiefsten) gelöste Mn^{2+} beim Zustrom O_2-reichen Wassers oxidiert werden und in Form von Manganoxiden und -hydroxiden ausflocken. Unter anoxischen Bedingungen wird das Mn wieder reduziert und – bei hoher CO_3^{2-}-Konzentration – zu Ca-reichem Mangankarbonat reagieren. Nahe der Sedimentoberfläche kann das Karbonat wieder gelöst und aufoxidiert werden, wodurch Manganoxide/-hydroxide gebildet werden. Weitere Umbildungen gehen auf spätdiagenetische und anchimetamorphe Überprägungen zurück.

2.3 Syn- bis spätorogene Mineralisationen

2.3.1 Buntmetallerzgänge

(THOMAS WAGNER, JOHANNES JOCHUM & JENS SCHNEIDER)

Gangförmige, sulfidische Buntmetallmineralisationen sind im rechtsrheinischen Schiefergebirge vorwiegend durch ehemals wirtschaftlich wichtige Vorkommen von Blei-, Zink- und Kupfererzen repräsentiert. Nach WALTHER (1982) treten rund 97% aller in Westdeutschland bekannten Konzentrationen von Blei und Zink im

Rheinischen Schiefergebirge und im Westharz auf. Davon stammen etwa 60% aus Gangmineralisationen mit den Haupterzen Galenit und Sphalerit, Chalkopyrit sowie untergeordnet Fahlerze und Pyrit. Wichtigstes Nebenerzeugnis war dabei Silber. Differenzierte Angaben über Förderzahlen der einzelnen Regionen sind SLOTTA (1983) zu entnehmen.

Als letzte Metallerzgruben wurden 1974 der Betrieb „Vereinigter Bastenberg und Dörnberg" (Ramsbeck) und 1978 die Grube „Lüderich" (Bensberg) geschlossen.

Im folgenden werden die nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand als synorogene Bildungen interpretierten „variscischen" Buntmetallerzgänge des rechtsrheinischen Schiefergebirges beschrieben. Sie hatten gegenüber den postorogenen Bildungen (Kap. 2.4.2) die weitaus größere wirtschaftliche Bedeutung.

Vorkommen und Verbreitung

Angaben über Vorkommen, Verbreitung und Lagerstättenpotential der Gangmineralisation im Rhenohercynikum finden sich in den Übersichten von BORNHARDT (1910, 1912), WALTHER & DILL (1995) und WERNER & WALTHER (1995). Die in der Literatur als „variscisch" bezeichneten, gangförmigen Buntmetallmineralisationen des rechtsrheinischen Schiefergebirges treten im Gegensatz zu den Sideritgängen (Kap. 2.2.3) in unterdevonischen bis oberkarbonischen Sedimentgesteinen auf (BORNHARDT 1910, 1912). Sie konzentrieren sich im Rhein-Lahn-Gebiet bei Koblenz, Bad Ems und Holzappel (Exkursion 4.7), im Bensberger Revier des Bergischen Landes, im Raum Ramsbeck (nordöstliches Sauerland) und untergeordnet im Siegerland-Wied-Distrikt (Exkursion 4.6). Eine Übersicht ihrer Verbreitung zeigt Abb. 27.

Paragenese und Ausbildung

Die variscischen Buntmetallerzgänge des Rheinischen Schiefergebirges weisen zahlreiche Gemeinsamkeiten, jedoch auch einige charakteristische Unterschiede hinsichtlich ihrer Mineralparagenese, Mineralchemie, strukturellen Position und Ausbildung sowie der Nebengesteine auf. Daher sollen im folgenden die wesentlichen Gangtypen beschrieben werden; insbesondere die tektonisch sehr komplizierte Lagerstätte Ramsbeck erfordert eine gesonderte Betrachtung.

a) Gangtyp Siegerland-Bad Ems: Die Siderit-Buntmetallerz-Gänge des Siegerland-Ems-Typs treten innerhalb von unterdevonischen Sedimentgesteinen vom Gedinne bis zum Oberems auf und sind strukturell überwiegend an Achsenflexuren innerhalb von SW-NE-streichenden Sattelzonen gebunden (FENCHEL et al. 1985). Im Emser Revier treten sämtliche Gänge an den Flanken eines als „Erzsattel" bezeichneten Sattels aus Emsquarzit auf, während der Sattelkern selbst nicht vererzt ist (EHRENDREICH 1958, HERBST & MÜLLER 1964). Die Gänge selbst stellen in der Mehrzahl mineralisierte Teile eines Diagonalscherflächensystems dar, woraus die bevorzugten Gangrichtungen N-S und E-W resultieren, wobei aber auch gelegentlich Querstörungsgänge (ac-Flächen) auftreten (FENCHEL et al. 1985). Im Siegerland läßt sich ein räumliches Verteilungsmuster identifizieren,

demzufolge die Pb-Zn-Führung der Gänge bevorzugt an die pelitisch ausgebildeten Gesteinshorizonte gebunden ist, während in den quarzitisch-sandigen Gesteinsfolgen des mittleren Siegen überwiegend Sideritgänge ohne nennenswerte Pb-Zn-Mineralisation auftreten (BORNHARDT 1912, QUIRING 1928). Die paragenetische Abfolge läßt im wesentlichen eine Zweigliederung in eine Siderit- und Sulfidmineralisation erkennen. Die Sideritmineralisation, die im Siegerland auch als „Hauptphase" bezeichnet wird (Kap. 2.2.3), beginnt mit der Bildung der Nickelglanze Ullmannit und Gersdorffit (GIES 1967a), die allerdings nur lokal als nesterartige Konzentrationen auftreten, gefolgt von Pyrit, Siderit und Quarz. Nach einer Kataklase setzt eine Sulfidphase mit Ni-Sulfiden ein, gefolgt von Sphalerit, Chalkopyrit, Fahlerz und Galenit, die die Hauptmenge des Ganginhalts ausmachen. Die Abscheidung der Buntmetallerze geht mit intensiven Verdrängungsprozessen in den Gängen einher, die zu einer Vielzahl von Korrosionsgefügen geführt haben. Die Nebengesteine zeigen z.T. ausgedehnte primäre Dispersionshöfe von Fe, Mn und Karbonat (BIERTHER & DEGENS 1956). Untersuchungen der Fluideinschlüsse in Quarz und Sphalerit der Sulfidphase belegen eine Abscheidung aus relativ niedrigsalinaren Fluiden (5-14 Gew.-% NaCl-Äquiv.), deren Homogenisierungstemperaturen mit 100-220 °C etwas niedriger als in Siderit (170-250 °C) liegen (ERLINGHAGEN 1989, HEIN 1993). Die relative Altersstellung der Pb-Zn-Mineralisation läßt sich aufgrund der strukturellen Beziehungen zu den verschiedenen, die Gänge verwerfenden Störungssystemen eingrenzen. Die Pb-Zn-Erze sind nicht von den die Sideritgänge zerstückelnden Störungen des zweiten Scherflächensystems betroffen, während sie jedoch von jüngeren, flachen Überschiebungen („Deckel") und steilen, achsenflächenparallelen Aufschiebungen („Bestege" des Emser Reviers) verworfen werden (BORNHARDT 1910, 1912, A. FUCHS 1916). Dies spricht für eine im wesentlichen synkinematische Bildung der Pb-Zn-Mineralisation.

b) Gangtyp Bensberg: Die Gänge des Bensberg-Engelskirchener Erzreviers treten innerhalb der Sattelzone des Bensberger Antiklinoriums vorwiegend in unterdevonischen Gesteinen des Grenzbereichs Siegen/Ems in den Horizonten der Oberen Siegener und Bensberger Schichten auf. Strukturell ist die Mineralisation an Querstörungen (ac-Flächen) und Diagonalscherflächen des variscischen Deformationsplans gebunden. Jünger als die Gangbildung ist die Anlage von Spezialfalten und einem weiteren System von (unvererzten) Querstörungen sowie eine Überschiebungstektonik, die im Zusammenhang mit der Überschiebung des Bensberg-Antiklinoriums auf Gesteine des Oberen Mitteldevons der Paffrather Mulde steht (LEHMANN & PIETZNER 1970, Y. FUCHS & LANG-VILLEMAIRE 1981). Die Gänge selbst stellen überwiegend tektonische Störungs- und Zerrüttungszonen von 10 bis 40 m Breite (max. 100 m) dar, die häufig Nebengesteinskeile einschließen, wobei die reichsten Vererzungen in den Hangendpartien auftreten. Die Pb-Zn-Erze treten meist als netzwerkartiges System zahlreicher, im Streichen wenig aushaltender Trümer innerhalb dieser Störungszonen auf (BUFF 1882,

BORNHARDT 1910, 1912, ZELENY 1912, HESEMANN 1978). Die Mineralisation wird wesentlich vom Nebengestein kontrolliert, da sich reiche Vererzungen bevorzugt im Grenzbereich zwischen permeablen Horizonten im Liegenden und impermeablen Horizonten im Hangenden finden. Im weiteren Umfeld der Vererzungsgebiete lassen sich – zu den variscischen Strukturelementen konforme – geochemische Anomalieverteilungen von Pb, Zn und Hg im regionalen Maßstab nachweisen (JUX 1982). Die Mineralisationsabfolge wird in drei Phasen gegliedert: Sideritphase, Sulfidphase und eine Nachphase. Die Sideritphase umfaßt Pyrit, Siderit und Quarz, während die Sulfidphase im wesentlichen aus Sphalerit und Galenit besteht, wobei untergeordnet auch Fahlerze und Chalkopyrit vorkommen. Selten kommen innerhalb von Sideritpartien nesterartige Konzentrationen von Gersdorffit vor (Grube „Castor"), die den Vorkommen des Siegerland-Ems-Bezirks gleichen (ZELENY 1912). Innerhalb des Bensberg-Engelskirchener Reviers treten auch zahlreiche postvariscische Mineralisationen auf, die durch abweichende Paragenese und strukturelle Ausbildung gekennzeichnet sind und vielfach zu Überprägungen und Remobilisationen des Stoffbestandes der älteren Gänge geführt haben.

c) Gangtyp Holzappel-Hunsrück: Ganglagerstätten des Holzappel-Hunsrück-Typs (Schieferungsgänge) treten im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Holzappel, Werlau, Altlay, Tellig) im Hangenden der Boppard-Dausenauer Überschiebungszone innerhalb von unterdevonischen Sedimentserien des Ems und Hunsrückschiefers auf. Die Ganglinien streichen generell SW-NE und die individuellen Gänge erstrecken sich über mehrere Kilometer bei wechselnden Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu 2-3 m. Sie stellen im wesentlichen vererzte Bereiche spätkinematisch geöffneter Schichtungs- und Schieferungsfugen dar, wobei sich – je nach günstiger Lage zu den Spannungsvektoren – bevorzugt das eine oder andere Flächensystem durch Relativbewegungen entlang des zweiten geöffnet hat (CUP 1955, HANNAK 1964, HERBST 1966, HERBST & MÜLLER 1966, M. RICHTER 1959). Dadurch erhalten die Gänge im Profilschnitt ein eng getreppt wirkendes Erscheinungsbild. Jünger als die Gangbildung ist die Anlage flachliegender Überschiebungen („Bänke", „Walzen"), die zum Teil ebenfalls vererzt sind. Die Altersverhältnisse der Mineralisation zu im Gangbereich auftretenden, hydrothermal alterierten Metabasaltgängen („Weißes Gebirge", SCHULZE 1966) sind uneinheitlich, zum Teil sind Pb-Zn-Erze als Imprägnationen der Metabasaltgänge erkennbar, andererseits durchschlagen einige dieser Gänge die Erzgänge. Die Mineralisationsabfolge gliedert sich in zwei wesentliche Phasen, die als „Vorphase" und „Hauptphase" bezeichnet werden. Die Vorphase umfaßt Siderit und Quarz, während die Hauptphase im wesentlichen durch die Bildung der Buntmetallsulfide Sphalerit, Chalkopyrit, Fahlerz und Galenit, begleitet von Quarz, gekennzeichnet ist; untergeordnet treten auch Bournonit und Ni-Sulfide auf (SPERLING 1957). Für die Holzappeler Gänge ist eine Zunahme des Cu-Gehaltes von E nach W feststellbar. Im Gegensatz zu den Gängen des Siegerland-

Emser und Bensberger Typs weisen die Siderite deutlich niedrigere Fe/Mn-Verhältnisse (0,3-1,2) auf (HANNAK 1965) und sind überdies durch sehr Ag-reiche Fahlerze gekennzeichnet (KRAHN & FRIEDRICH 1991). Untersuchungen an Fluideinschlüssen belegen die Abscheidung aus niedrigsalinaren Fluiden (5-10 Gew.-% NaCl-Äquiv.), deren Homogenisierungstemperaturen mit 220-320 °C relativ hoch liegen (HEIN 1993). Im Anschluß an die Buntmetallmineralisation ist es postkinematisch zur Ausbildung von extensionalen Kluftsystemen gekommen („Querquarze"), die mit faserigem Quarz, Dolomit, Apatit, Albit und Chalkopyrit mineralisiert sind (Kap. 2.3.3).

d) Ramsbeck: Die Lagerstätten von Ramsbeck („Alexander", „Bastenberg", „Willibald", „Dörnberg", „Aurora", „Juno", „Pluto") liegen innerhalb der überkippten NW-Flanke des Ostsauerländer Hauptsattels in mitteldevonischen, pelitisch-psammitischen Sedimentgesteinen der Eifel-Stufe (Ramsbecker Schichten). Die Mehrzahl der bauwürdigen Erzgänge tritt in einem etwa 80-100 m mächtigen, quarzitischen Sandsteinhorizont, dem Ramsbecker Hauptquarzit, auf. Die im Profil getreppt erscheinenden Gänge stellen mineralisierte Teile zweier Störungssysteme dar, die als „Steile" und „Flache" bezeichnet werden. Die „Steilen" sind NE-streichende und 35-60° einfallende Aufschiebungen, die im wesentlichen den Vorzeichnungen des Gesteinsverbandes, insbesondere den Schieferungsflächen, folgen. Demgegenüber stellen die „Flachen" beinahe subhorizontal liegende, mit 2-8° nach SSE einfallende Überschiebungen dar, die auch die steilstehenden Gangstücke verwerfen. Beide Gangsysteme sind jünger als wesentliche, im Rahmen der variscischen Deformation angelegte, kompressive Strukturen wie Falten und streichende Überschiebungen, während spätorogene Abschiebungen und Knickzonen wiederum jünger als die Gänge sind (BEHREND & PAECKELMANN 1937, WEBER 1977, G. BAUER et al. 1979). Dies belegt eine synorogene Bildung der Pb-Zn-Vererzung für Ramsbeck. Verschiedene, z.T. mineralisierte, NNW- bis NW-streichende Querkluftsysteme durchschlagen alle vorgenannten Strukturelemente und lassen sich der jüngeren, postvariscischen Schollentektonik zuordnen. Die Mineralisationssequenz läßt sich demzufolge in einen variscischen und postvariscischen Zyklus gliedern. Die variscische Paragenese umfaßt drei Mineralisationsabschnitte, die als „Vorphase", „Hauptphase I" und „Hauptphase II" bezeichnet werden. Die Vorphase umfaßt im wesentlichen Quarz, Siderit und Cu-Fe-As-Sulfide. Nach einer Kataklase setzte die Hauptphase ein, die überwiegend eine Quarz-Sphalerit-Galenit-Chalkopyrit-Abfolge darstellt. Chalkopyrit ist im Ramsbecker Bezirk insgesamt relativ selten und nur die westlichsten Gruben wie „Alexander" und z.T. „Bastenberg" weisen nennenswerte Gehalte auf. Die Mineralisation der Hauptphase wird durch tektonische Bewegungen auf den „Flachen" unterbrochen, die zu wiederholter, intensiver Mylonitisierung und Rekristallisation insbesondere von Sphalerit und Galenit innerhalb der „Flachen" führt. Diese tektonisch stark beanspruchten Erzpartien werden als „Dichterze" bezeichnet. Fluideinschlußdaten von Quarz und Fe-

reichem Sphalerit sowohl der steilen Gangbereiche als auch der „Flachen" belegen die Abscheidung aus niedrigsalinaren, NaCl-KCl-betonten Fluiden (1-12 Gew.-% NaCl-Äquiv.), die Homogenisierungstemperaturen von 110-260 °C aufweisen (LANGHOFF 1997). Im Anschluß an die kompressive Tektonik und die Mineralisation der Hauptphase kam es spätorogen zur Bildung extensionaler Kluftsysteme, die steilstehende Gangsysteme und „Flache" durchschlagen und hinsichtlich struktureller Ausbildung, Mineralinhalt und genetischer Stellung der Zerrkluftparagenese („Querquarze") des Holzappel-Hunsrück-Bezirks nahestehen. Die Paragenese dieser auch als Quarz-Sphalerit-Mineralisation bezeichneten Paragenese besteht aus stengelig-faserigem Quarz, Dolomit, umgelagertem (remobilisiertem) Fe-armem Sphalerit und verschiedenen (Cu)-Pb-Sb-Sulfosalzen wie Bournonit, Boulangerit und Semseyit (WAGNER & COOK 1998, im Druck). Fluideinschlußdaten von Quarz und Sphalerit dieser Mineralisationsphase belegen die Abscheidung aus niedrigsalinaren, NaCl-KCl-betonten (3-14 Gew.-% NaCl-Äquiv.) und relativ hochtemperierten Fluiden, wobei die Homogenisierungstemperaturen für Quarz (190-210 °C) etwas höher als für Sphalerit (140-170 °C) liegen und einen Abkühlungstrend anzeigen (LANGHOFF 1997). Die Gesamtheit der Charakteristika der Quarz-Sphalerit-Mineralisation macht eine Zugehörigkeit zur variscischen Mineralisationsabfolge wahrscheinlich. Im Zusammenhang mit der postvariscischen Schollentektonik ist es zur Bildung noch jüngerer mineralisierter Querkluftsysteme gekommen, wobei nach dem Mineralinhalt im wesentlichen Luisenkluft (Galenit-Sphalerit), Nickelkluft (Gersdorffit-Calcit), Barytkluft und Silberkluft (Baryt-Pyrargyrit-Stephanit) unterschieden werden. Neuere Fluideinschlußuntersuchungen belegen eine Abscheidung aus Ca-Mg-betonten Fluiden, die Salinitäten zwischen 2 und 33 Gew.-% NaCl-Äquiv. zeigen. Dieser breite Streubereich kann durch Vermischung hochsalinarer Fluide mit Oberflächenwässern gedeutet werden, wofür auch das vorwiegend in unteren Lagerstättenbereichen beobachtete Auftreten von Baryt spricht (LANGHOFF 1997).

Genese und Alter

Für die strukturellen Beziehungen der Blei-Zink-Vererzungen zum Deformationsplan der variscischen Orogenese bestehen aufgrund zahlreicher detaillierter Kartierungen, gefügekundlicher Aufnahmen und kinematischer Überlegungen weithin akzeptierte Modellvorstellungen. Die Metallinhalte der Vererzungen werden aus den unterdevonischen Nebengesteinen der Gänge abgeleitet, aus denen sie durch tektonisch induzierte Bewegungen metamorphogener Fluide während der kompressiven Deformationsereignisse mobilisiert wurden (KRAHN & FRIEDRICH 1991, HEIN 1993, HEIN & BEHR 1994). Massenbilanzierungen unter Einbeziehung der durchschnittlichen Pb-, Zn- und Cu-Gehalte der paläozoischen Sedimentgesteine und der (abgeschätzten) Gesamtmetallinhalte aller variscischen Lagerstätten machen solche Überlegungen wahrscheinlich und zeigen weiterhin, daß ein Vielfaches der benötigten Buntmetallmengen noch heute in den Sedimentserien enthalten ist (KRAHN & FRIEDRICH 1991).

Von JOCHUM et al. (1997) und JOCHUM (1998) stammen umfangreiche Untersuchungen zum Kohlenwasserstoff-Inventar der hydrothermalen Buntmetallvererzungen im Rheinischen Schiefergebirge. Dabei lag das Schwergewicht der Arbeiten im rechtsrheinischen Schiefergebirge auf der gaschromatographischen Analyse von Kohlenwasserstoffen, die in Form von Gasen bzw. Flüssigkeiten in den Buntmetall führenden Sideritgängen des Siegerland-Wied-Distriktes eingeschlossen sind.

Die Ermittlung der **Kohlenwasserstoff-Inventare** erfolgte an Mineralen der Hauptphase (Siderit, Quarz), der Sulfidphase (Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Quarz), der spätvariscischen Quarz-Antimonit-Phase (Bournonit, Quarz) und der postvariscischen Nachphasen (silberarmer Galenit, Honigblende, Chalkopyrit, Quarz, Baryt). Die Minerale Siderit und Quarz aus der Hauptphase enthalten überwiegend Methan und nur geringe Mengen an höhermolekularen Kohlenwasserstoffen (Abb. 40 a). In zwei Proben, die aus der „Peterszeche" bei Emmerzhausen und der Grube „Adler" bei Eisern stammen, fehlen die höhermolekularen Kohlenwasserstoffe sogar vollständig. In der Sulfidphase ergeben sich mineralspezifische Unterschiede: Während Sphalerit, Chalkopyrit und Quarz deutliche Methangehalte aufweisen, sind diese in den untersuchten kogenetischen Galeniten deutlich niedriger bzw. nicht vorhanden (Abb. 40 b). Bei den untersuchten Galeniten handelt es sich meist um tektonisch ausgewalzte Bleierze, sog. Bleischweife (Taf. V, 1). Aufgrund dieser tektonischen Beanspruchung haben die sehr gut spaltbaren Galenite wahrscheinlich einen Teil ihres ursprünglichen Kohlenwasserstoff-Inventars verloren. Hierfür spricht vor allem der niedrige Methangehalt bzw. das Fehlen von Methan, das vermutlich bei der Überprägung der Galenite freigesetzt wurde. Die spätvariscische Quarz-Antimonit-Phase (Grube „Apollo" bei Raubach) zeigt in den untersuchten Quarzproben signifikante Methangehalte (>25% des Gesamtinventars), was für mit der Sulfidphase der variscischen Mineralisation vergleichbare Temperaturbedingungen spricht. Ein ebenfalls analysierter Bournonit führt allerdings kein Methan, aber gleichzeitig auch sehr niedrige Gehalte an höhermolekularen Kohlenwasserstoffen (Abb. 40 c). Die Kohlenwasserstoff-Inventare der als postvariscisch eingestuften Nachphasen (Quarz-Chalkopyrit-Phase, Quarz-Ankerit-Phase, Bleiglasurerz-Phase) sind völlig anders zusammengesetzt: So führen Galenit und Sphalerit C_2-C_9-*n*-Alkane und aromatische Verbindungen. Im Gegensatz dazu konnten in Chalkopyrit ausschließlich C_6-C_9-*n*-Alkane und in Baryt C_2-C_5-*n*-Alkane nachgewiesen werden. Quarz beinhaltet Spuren von Methan sowie höhermolekulare aliphatische und aromatische Kohlenwasserstoffe. Die Ergebnisse zeigen, daß die Kohlenwasserstoff-Inventare der jungen Nachphasen im Siegerland-Wied-Distrikt mit den in der postvariscischen Mineralisation des linksrheinischen Schiefergebirges ermittelten vergleichbar sind (JOCHUM et al. 1997).

Als **potentielle Muttergesteine** der in den Mineralen der variscischen und spätvariscischen Mineralisationen auftretenden Kohlenwasserstoffe müssen die un-

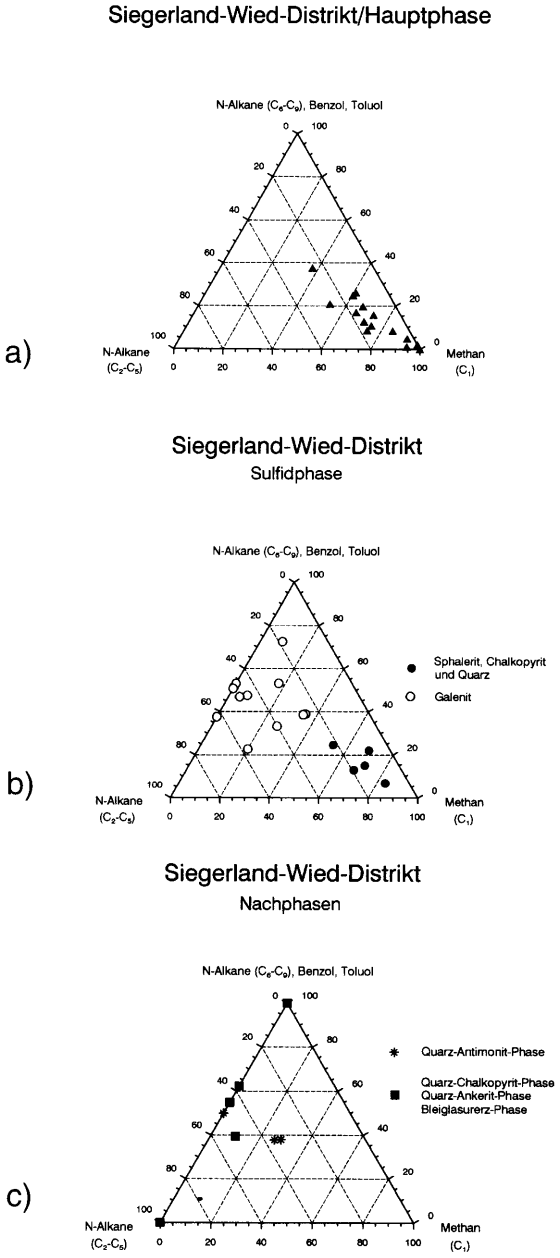


Abb. 40. Darstellung der Kohlenwasserstoff-Inventare an Mineralien der Hauptphase, der Sulfidphase und der spätvariscischen Quarz-Antimonit-Phase. Erläuterungen siehe Text (JOCHUM 1998).

terdevonischen Nebengesteine in Betracht gezogen werden. Inkohlungsdaten für den gesamten Siegerland-Wied-Distrikt liegen zur Zeit nicht vor. Die für den östlichen Teil des Siegener Antiklinoriums ermittelten Werte der Vitrinitreflexion (5,21 bis 7,04% R_{max}; WOLF & BRAUN 1994) deuten jedoch an, daß im gesamten Arbeitsgebiet von einer hohen Inkohlung der unterdevonischen Serien auszugehen ist. Die Herleitung der in den Mineralen der postvariscischen Nachphasen auftretenden höhermolekularen Kohlenwasserstoffe (Naßgase, Kondensate, aromatische Verbindungen) bereitet Schwierigkeiten. Da die unterdevonischen Schichten schon während der variscischen Orogenese und Lagerstättenbildung bis in das Stadium der Trockengasbildung (Methangenese) inkohlt wurden, ist die Generierung von Kohlenwasserstoffen in diesen Gesteinen zu einem späteren Zeitpunkt über die „konventionelle" Reifeentwicklung (Öl→Naßgas→Trockengas; s. TISSOT & WELTE 1984) nicht mehr erklärbar. Legt man jedoch das von EVERLIEN (1997) vorgestellte Modell der „unkonventionellen" Kohlenwasserstoffgenese aus überreifen Muttergesteinen zugrunde, so könnten die unterdevonischen Serien auch während der postvariscischen Mineralisation Kohlenwasserstoffe geliefert haben. In der von EVERLIEN durchgeführten Studie wurden hochreife (R_{max}: 2,50 bis 6,90%) paläozoische Kohlen und Schwarzschiefer aus Zentraleuropa und angrenzenden Gebieten einer wäßrigen Pyrolyse unterzogen. Es zeigte sich, daß hierbei bevorzugt in den untersuchten Schwarzschiefern offenbar durch Reaktion des heißen Wassers mit dem Kerogen signifikante Mengen an Methan und vor allem höhermolekularen *n*-Alkanen generiert werden können, die in „trocken" durchgeführten Pyrolyseversuchen nicht nachweisbar sind. Es wäre also vorstellbar, daß die überreifen unterdevonischen Schichten im Kontakt mit hydrothermalen Lösungen Kohlenwasserstoffe bildeten, die anschließend in den postvariscischen Nachphasen der Mineralisation eingeschlossen wurden.

Die Anwesenheit von Kohlenwasserstoffen in den hydrothermalen Buntmetallvererzungen legt den Schluß nahe, daß die organischen Verbindungen eine spezifische Rolle bei der Erzbildung gespielt haben. Ein Reaktionsmechanismus, der die Fällung der Buntmetalle als Sulfide auslösen kann, ist die **thermochemische Sulfatreduktion (TSR)**. Hierbei wird der für die Sulfidfällung benötigte Schwefelwasserstoff über eine abiotische Reduktion des Sulfates in Anwesenheit von Kohlenwasserstoffen als Reduktionsmittel bereitgestellt (z.B. ORR 1977, MACHEL et al. 1995). Überträgt man die Angaben zu Temperaturbedingungen für TSR-Prozesse auf die Lagerstättenbildung im Rheinischen Schiefergebirge, so wird deutlich, daß die Voraussetzungen für eine abiotische Sulfatreduktion äußerst günstig gewesen sein müssen. Die Absatztemperaturen der variscischen Mineralisation (>175 °C) und der postvariscischen Mineralisation (100-175 °C) liegen im Temperaturfeld der thermochemischen Sulfatreduktion, während bakterielle Sulfatreduktionsprozesse für die H_2S-Bildung aufgrund zu hoher Temperaturen nicht in Betracht gezogen werden können. Auch die für die thermochemische Sulfatreduktion benötigten Reduktionsmittel (insbesondere Kohlenwasser-

stoffgase) sind in dem angesprochenen Temperaturfeld stabil, was ihre Anwesenheit in beiden Vererzungstypen belegt.

Die Gültigkeit des Modells der TSR für die Lagerstättenbildung im Rheinischen Schiefergebirge wurde an verschiedenen Buntmetallvererzungen getestet. Hierzu wurden in vier Lagerstättendistrikten der nördlichen Eifel (Bleialf, Rescheid, Bleiberg/Belgien) sowie des Wied-Bezirks (Grube „Apollo" bei Raubach) Nebengesteinssequenzen der Gangvererzungen (Erzzone, vererzungsnah, vererzungsfern) beprobt. An aus den Sedimentgesteinen isolierten Kerogenen erfolgten organisch-geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen. Mit Ausnahme des Mineralisationsgebietes von Bleialf können in allen anderen untersuchten Vorkommen intensive Alterationsphänomene in Kerogenen aus Erzzonen und vererzungsnahen Kerogenen festgestellt werden. Typisch hierfür sind eine ausgeprägte Anreicherung des organisch gebundenen Schwefels (bis zu 20 Gew.-%), hohe S/C- und niedrige H/C-Atomverhältnisse, eine relative Anreicherung des schwereren stabilen Kohlenstoffisotops ^{13}C gegenüber vererzungsfernen Kerogenen sowie eine deutliche Zunahme der Inkohlung in Annäherung an die Gangvererzungen. Die vorliegenden Daten zur Kerogenalteration belegen, daß die thermochemische Sulfatreduktion ein wesentlicher sulfidbildender Prozeß bei der Enstehung der hydrothermalen Buntmetallvererzungen des Rheinischen Schiefergebirges gewesen sein muß.

Trotz der als gesichert scheinenden synkinematischen Entstehung der Mineralisationen liegen einige Indizien vor, auf deren Basis auch eine präorogene Genese der Gänge diskutiert werden muß (Kap. 2.1). Die Pb-Isotopenzusammensetzung „variscischer" Galenite ist für alle besprochenen Gangtypen äußerst homogen und identisch mit der Pb-Isotopensignatur von Galeniten aus dem Barytgang von Ehr/Taunus (Baryt aus diesem Gang ist sicher präorogen, Kap. 2.2.2) sowie den synsedimentären Metallerzlagerstätten Meggen (Sauerland) und Rammelsberg (Harz), die vor ca. 380 Mio. Jahren gebildet wurden (WEDEPOHL et al. 1978, KRAHN & BAUMANN 1996, C. M. BRAUNS 1995, J. SCHNEIDER 1998). U/Pb-Isotopenuntersuchungen an vererzungsfernen Nebengesteinen der Siegerländer Gänge durch C. M. BRAUNS (1995) belegen, daß diese während der variscischen Orogenese (325-305 Mio Jahre) zum größten Teil kein Blei mit einer entsprechenden Isotopenzusammensetzung hätten liefern können, sondern nur früher (370-400 Mio Jahre). Demgegenüber kämen ältere Sedimentserien aus tieferen Krustenbereichen als Metallquellen in Frage. Außer der indirekten Datierung der Sideritmineralisation im Siegerland-Wied-Distrikt (Kap. 2.2.3, C. M. BRAUNS 1995) liegen keinerlei radiometrische Altersbestimmungen zu den Erzgängen vor.

2.3.2 Synorogene Mineralisationen (THOMAS KIRNBAUER)

Bislang kaum erforscht sind synorogene, hydrothermale Bildungen, die nach strukturgeologischen Kriterien im Zeitraum zwischen der variscischen Hauptdeformation D 1 und der jüngeren Deformation D 2 (Kap. 1.2) entstanden sind.

Während in weiten Teilen des rechtsrheinischen Schiefergebirges lediglich eine auf D 1 zurückgehende Schieferung ausgeprägt ist, die als s_1 bezeichnet wird, können vor allem in dessem Südteil mehrere Schieferungen beobachtet werden. In den Gesteinen der Vordertaunus-Einheit (Phyllitzone), die am stärksten beansprucht wurde, sind bis zu vier Schieferungen (s_1-s_4) und in den unmittelbar nördlich anschließenden Struktur- bzw. Schuppeneinheiten maximal drei Schieferungen (s_1-s_3) ausgebildet. Die jeweils nur lokal und schwach ausgeprägte jüngste Schieferung (s_4 bzw. s_3) bleibt im folgenden außer Betracht.

Auf die Hauptdeformation D 1 gehen die beiden ältesten in der Vordertaunus-Einheit entwickelten und von KLÜGEL (1997) als „Hauptschieferung (s_1+s_2)" zusammengefaßten Schieferungen zurück, von denen s_1 reliktisch und s_2 durchgehend in Metasedimenten ausgebildet ist; in den nördlich liegenden Einheiten führte die Hauptdeformation lediglich zur Ausbildung der Schieferung s_1. Die durch D 2 verursachte und bereits unter retrograden Bedingungen erzeugte, nächst jüngere Schieferung wird folglich in der Vordertaunus-Einheit s_3 und nördlich davon s_2 genannt (Tab. 8).

Tab. 8. Übersicht gefügeprägender Deformationsereignisse im Taunus (nach Angaben von KLÜGEL 1997).

Ereignis	Vordertaunus-Einheit	Max. p-T-Bedingungen	Alter (Mio Jahre)	Übriges rechtsrheinisches Schiefergebirge	Max. p-T-Bedingungen
D 1	s_1/s_2	4,2-5,8 kbar, 300-330 °C	323±4	s_1	max. 280-300 °C
sinistrale Seitenverschiebung			308±4		
D 2	s_3	200-250 °C		s_2	

Vorkommen und Verbreitung

Da zwei oder mehr Schieferungen überwiegend im Südteil des Rheinischen Schiefergebirges ausgebildet sind, liegen Beobachtungen ausschließlich von dort vor. Die mineralogisch interessanten Vorkommen (Baryt, Fluorit, Axinit, Sulfide) beschränken sich auf Gesteine der Vordertaunus-Einheit und treten dort fast ausschließlich in Metavulkaniten („Sericitgneis", „Grünschiefer") auf. Hier und in den nördlich anschließenden tektonischen Einheiten des eigentlichen Rhenohercynikums ist Quarz das dominierende Mineral der synorogenen Bildungen.

Paragenese und Ausbildung

Die im folgenden beschriebenen Mineralisationen sind als cm- bis dm-mächtige und nur in Ausnahmefällen >1 m mächtige Gänge und Gangtrümer ausgebildet, die im Streichen selten länger als 10 m aushalten. Alle Mineralisationen folgen der Hauptschieferung und können durch die zweite Deformation verfaltet bzw. deformiert sein.

Die **Metarhyolithe** („Sericitgneise") führen an verschiedenen Orten violetten Fluorit in z.T. mehrere Zentimeter mächtigen Lagen (Taf. IV, 2). Seit dem 18. Jahrhundert sind Funde vor allem aus der Umgebung von Wiesbaden bekannt, so in Dotzheim, im Nerotal, im Innenstadtbereich und in Sonnenberg (z.B. F. SANDBERGER 1847, SCHLOSSMACHER 1919, LEPPLA & STEUER 1923b). Der früheste, belegte Fund stammt vom inzwischen überbauten Klapperfeld-Steinbruch in Wiesbaden und befindet sich in der Mineraliensammlung von JOHANN WOLFGANG V. GOETHE. Fluorit wird vor allem von Quarz und Albit, bisweilen auch von Calcit, Sericit, Chlorit, Hämatit (Eisenglanz) und Epidot begleitet. Quarz, Albit und Hämatit können mm-große Kristalle bilden, während Fluorit bislang nur in derber Ausbildung bekannt ist. Bei Fischbach und Mammolshain im östlichen Vordertaunus wird Fluorit von Quarz, Albit und FeS_2 („Schwefelkies") begleitet (KOCH 1880).

Eine weite Verbreitung innerhalb der Metarhyolithe besitzen Gangtrümer, die aus Quarz, Albit und Hämatit bestehen. Bei Wiesbaden-Naurod werden die drei Minerale von cm-großen Muskovittafeln begleitet, die LIST (1850) analysiert und als „Sericit" beschrieben hat. Das Nebengestein ist dort – entlang der Rambach-Nauroder Scherzone (KLÜGEL 1997) – intensiv sericitisiert und mylonitisiert.

KOCH (1880) berichtet von „alten Kupfererzgruben" bei Königstein, deren „Erze auf Trümern im Sericitschiefer" aufgetreten seien. Auf der Grube dicht unterhalb des Ortes soll früher „ein nicht unbedeutender Betrieb" stattgefunden haben. Die Grube, deren tiefer Stollen zu Zeiten KOCHS noch offenstand, konnte bislang nicht lokalisiert werden. In einer kataklastischen Verquarzungszone innerhalb der dortigen Metarhyolithe („Felsokeratophyre") sind vor wenigen Jahren Chalkopyrit sowie Hämatit- und Albitkristalle gefunden worden.

Charakteristisch für die synorogenen Mineralisationen innerhalb der **Metaandesite** („Grünschiefer") sind verbreitete, aber wirtschaftlich unbedeutende Kupfermineralisationen. So sind im westlichen Vordertaunus von der Kupfererzgrube „Krämerstein" bei Wiesbaden-Naurod Bornit, Chalkopyrit, Chalkosin und ?Fahlerz bekannt (z.B. F. SANDBERGER 1847, ANDERLE & KIRNBAUER 1995, KIRNBAUER 1997c). Die Sulfide treten am Salband von Calcitgängen und -trümern, die bis zu mehrere cm Mächtigkeit erreichen, seltener in einem fettig glänzenden Quarz auf. Der durch Rekristallisation feinkristallin („körnig") ausgebildete Calcit wurde bislang als Baryt angesehen. Pyrit, Chalkopyrit, Bornit und Covellin in bis dm-langen Linsen beschreiben HENTSCHEL & MEISL (1964) von Ruppertshain im öst-

lichen Vordertaunus. Chalkopyrit und Bornit verdrängen den wahrscheinlich primären Pyrit und werden wiederum von Covellin verdrängt. Weitere Kupfermineralisationen sind von Mohr's Mühle bei Vockenhausen (RITTER 1884, NIES 1884, SCHLOSSMACHER 1950, HENTSCHEL & MEISL 1964), Königstein (DUMONT 1848, F. SANDBERGER in THEOBALD & RÖSSLER 1851), vom Burgberg bei Königstein und vom Hünerberg bei Kronberg (SCHARFF 1868) bekannt. Vermutlich erfolgte auch die Cu-Verleihung „Alexandershoffnung" in Königstein (Fundpunkt im Parkgelände des Hotels Sonnenhof) auf eine dieser synorogenen Mineralisationen.

Eine weite Verbreitung innerhalb der Metaandesite haben schmale Gangtrümer mit Quarz, Epidot, Albit, Hämatit und Chlorit. Epidot, Albit und Hämatit können als mm-große Kristalle ausgebildet sein, so am Rossert und am Falkensteiner Hain (z.B. KOCH 1880, C. SCHMIDT 1886). Aus der Umgebung von Eppenhain, Ruppertshain, Königstein und Falkenstein ist Axinit bekannt (SCHARFF 1860a, 1860b, 1868, 1872, KOCH 1880, RITTER 1884, MICHELS 1932, MEISL & SACHTLEBEN 1992). Der von Quarz, Albit, Epidot, Aktinolithasbest und Chlorit (±Chalkopyrit) begleitete Ferroaxinit (MEISL & SACHTLEBEN 1992) bildet bis 10 cm mächtige, s_1/s_2-parallele Gangtrümer, kann aber auch in Porphyroblasten des Metavulkanits auftreten. Im blaßvioletten, grobkristallin ausgebildeten Axinit sind gelegentlich stark glänzende Kristallflächen zu erkennen; sehr selten sind winzige, frei ausgebildete Kristalle.

Violetter Fluorit, z.T. in mm-großen Oktaedern ausgebildet, wird in Begleitung von Quarz, Baryt, Hämatit, ?Orthoklas, Albit und Chlorit von Ruppertshain, Falkenstein und vom Rossert beschrieben (F. SANDBERGER 1850b, SCHARFF 1878, KOCH 1880, RITTER 1884, 1887). „Körnigen" Baryt, teilweise in Begleitung von Bornit und Chalkopyrit, erwähnen HORSTMANN (1840), F. SANDBERGER (1850b, 1851a, 1851b, 1852a, 1883) und G. SANDBERGER & F. SANDBERGER (1850/56) aus der Gegend von Rauenthal, Hallgarten, Wiesbaden (Nerotal, an der Leichtweiß-Höhle), Ehlhalten, Ruppertshain, Falkenstein und Königstein. Am Hartenberg bei Königstein fand sich Baryt im Metaandesit neben Chalkopyrit, Hämatit als Eisenglanz, Epidot und Albit (F. SANDBERGER in THEOBALD & RÖSSLER 1851). In den letzten Jahren konnte PETER WERNER (Oberursel) Baryt und Fluorit, begleitet von Quarz, Albit, Karbonaten, Chlorit, Chalkopyrit und Hämatit, an mehreren Stellen im östlichen Vordertaunus nachweisen.

Aus den **Metasedimenten** der Vordertaunus-Einheit (Eppstein- und Lorsbach-Formation) ist vom Staufen bei Fischbach eine Mineralisation mit Quarz, Albit und Chalkopyrit bekannt (Museum Wiesbaden), die möglicherweise an die Eppsteiner Scherzone (KLÜGEL 1997) gebunden ist. Neue Beobachtungen von HANS-JÜRGEN ANDERLE (Wiesbaden) haben gezeigt, daß für die Metasedimente s_2-parallele Quarz-Karbonat-Mineralisationen charakteristisch sind (Kap. 1.2).

In den Metasedimenten des eigentlichen Rhenohercynikums, so in unterdevoni-

schen Gesteinen in Hunsrückschieferfazies, sind s_1-parallele Quarztrümer und -gänge (±Chlorit, ±Karbonate) verbreitet, die durch D 2 gefaltet wurden (Taf. IV, 3).

Möglicherweise synorogene Bildungen sind Mineralisationen in der Nähe von Wiesbaden, auf die im 18. und 19. Jahrhundert Versuchsarbeiten auf Gold stattfanden, die schließlich zur Verleihung der Grubenfelder „Carthaus" und „Gottvertrauen-Igstadt" führten (P. E. v. KLIPSTEIN 1784, BRÜNING et al. 1893, v. REINACH 1905, LEPPLA 1908, 1924, LEPPLA & STEUER 1923a, Akten HStA Wiesbaden). Die Preuß. Geologische Landesanstalt zu Berlin ermittelte 1896 einen Goldgehalt bis zu 4 g/t. Die Goldgehalte scheinen an gangartig auftretende, linsige Quarze in FeS_2- und graphitreichen Phylliten der Lorsbach-Formation der Vordertaunus-Einheit gebunden zu sein; auch wird Cinnabarit erwähnt. SKERSTUPP et al. (1995) konnten lediglich Au-Gehalte von deutlich <1 ppm nachweisen, doch belegen Waschversuche (gemeinsam mit FRIEDEL PFEIFFER, Wetzlar) Freigold und Cinnabarit in den dortigen Bachsedimenten.

Genese und Alter

Das Alter der Gang- und Kluftfüllungen kann durch gefügekundliche Kriterien eingegrenzt werden. Die Mineralisationen treten in gangartigen Klufthohlräumen auf, deren Längserstreckung jeweils parallel zur Hauptschieferung verläuft. Da der Kluftinhalt keine Beanspruchung durch die Hauptdeformation D 1 erkennen läßt, muß er jünger als diese Deformation sein. Während der Bildung dieses Schieferungsgefüges, also zum Zeitpunkt der maximalen orogenen Einengung, war eine Mineralisation unmöglich, da zu diesem Zeitpunkt schieferungsparallele Klüfte geschlossen waren bzw. neue sich nicht bilden konnten. Die Mineralisationen sind also jünger als die Hauptdeformation D 1, die in der Vordertaunus-Einheit ein Alter von ca. 323 Mio Jahren (AHRENDT et al. 1978, KLÜGEL 1997) aufweist. Faltungen der Kluftfüllungen durch die zweite Deformation D 2 belegen eine Mineralisation vor der Herausbildung der Schieferung s_3 (in der Vordertaunus-Einheit) bzw. s_2 (in den nördlicheren Struktureinheiten). Die besprochenen Mineralisationen sind also jünger als D 1 und älter als D 2 und demzufolge synorogene Bildungen. – In Einzelfällen beobachtete undulöse Auslöschung, Subkornbildung und Rekristallisationsgefüge an als synkinematisch bezeichneten Quarzen (KOSCHINSKI 1979, Beobachtungen HANS-JÜRGEN ANDERLE, Wiesbaden) lassen vermuten, daß zumindest ein Teil des Quarzes bereits während D 1 entstanden ist. Doch stehen zum gegenwärtigen Zeitpunkt systematische Untersuchungen noch aus.

Die Öffnung von s_1/s_2-parallelen Trennfugen und Hohlräumen zwischen den beiden Deformationsereignissen belegt, daß es zu dieser Zeit zu einer Entspannung und Druckentlastung innerhalb der Gesteine kam. Wahrscheinlich dokumentiert die Öffnung der Hauptschieferungsflächen den Aufstieg des Gesteinsstapels der Vordertaunus-Einheit, die während des Höhepunkts der Deformation in bis zu 14-20 km Tiefe (KLÜGEL 1997) versenkt war. Die bisherigen Geländebefunde schei-

nen nahezulegen, daß zumindest ein Teil der untersuchten Mineralisationen an duktile Scherzonen innerhalb der Vordertaunus-Einheit gebunden ist: So treten z.B. die Kupfervererzung der Grube „Krämerstein" bei Naurod in der Rambach-Nauroder Scherzone, Fluorit-Baryt-Mineralisationen in der Rossert-Scherzone und Axinit-Mineralisationen in der NPZ-Scherzone auf (Bezeichnungen der Scherzonen nach KLÜGEL 1997). Aus kataklastischen Scherzonen sind die Paragenesen Quarz – Chalkopyrit – Hämatit (Burgberg, Königstein) und Baryt – Fluorit – Quarz – Albit (Falkenstein) bekannt. Diese Scherzonen sind ebenfalls älter als D 2 und jünger als D 1 und weisen einen sinistralen Verschiebungscharakter auf (ANDERLE et al. 1990, ANDERLE & KIRNBAUER 1993, KLÜGEL 1997). Nach K/Ar-Datierungen durch KLÜGEL (1997) haben sie ein Alter von ca. 308 Mio Jahren.

In den synorogenen, gangförmigen Baryt-Fluorit-Mineralisationen können durch Quarz und Albit mineralisierte, konjugierte Scherflächensysteme auftreten. Die s_1/s_2-parallelen Scherflächensysteme belegen eine tektonische Beanspruchung der Baryt-Fluorit-Mineralisation im spröden Bereich und einen erneuten hydrothermalen Puls noch vor der zweiten Deformation. Während der zweiten Deformation entstanden die sog. Kauber Walzen (ENGELS 1955), trumartige Quarzausscheidungen im Faltenkern von D 2-Falten (ANDERLE 1991). Sie können Spuren von Chalkopyrit, Pyrit, Chlorit und Karbonaten enthalten. Auf die zeitlich folgende, spätorogene Relaxation gehen mehrfach beobachtete Dehnungsklüfte in synorogenen und s_1/s_2-parallelen Mineralisationen zurück, die durch faserig ausgebildete Quarze mit crack-seal-Gefügen ausgefüllt werden.

Der Stoffbestand der synorogenen Mineralisationen wird auf eine Auslaugung des Nebengesteins durch hydrothermale Lösungen zurückgeführt (MEISL & SACHTLEBEN 1992, FRANZKE & ANDERLE 1995): So dürfte das Bor des Axinits aus den Metaandesiten und den benachbarten Phylliten mobilisiert worden sein. Für die Baryt-Fluorit-Kupfer-Mineralisationen dürfte ein analoger Bildungsmechanismus verantwortlich sein, da die Mineralisationen fast ausschließlich in Metavulkaniten (und Cu-führende Paragenesen fast nur in Metaandesiten) – und nur untergeordnet in den an Ba, F und Cu ärmeren Metasedimenten – auftreten. Über die Temperaturen und Salinitäten der hydrothermalen Lösungen können derzeit keine Angaben gemacht werden. Die Bildungsdrücke lagen mit Sicherheit unter den von KLÜGEL (1997) ermittelten maximalen Drücken von 4,5-5,8 kbar (Tab. 8), da der Metamorphosehöhepunkt (D 1) bereits überschritten war.

2.3.3 Alpinotype Zerrklüfte (THOMAS KIRNBAUER)

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind seit langem Bergkristalle ausgezeichneter Qualität bekannt, die sich in ihrer Ausbildung, aber auch in den Begleitmineralen (z.B. Albit, Apatit und Chlorit) mit Funden alpiner Kluftminerale durchaus vergleichen lassen. Die Bergkristalle des Rheinischen Schiefergebirges stam-

men aus alpinotypen Zerrklüften, die vor allem während der Betriebszeit verschiedener Buntmetallerz- und Dachschiefergruben prächtige Stufen geliefert haben: Bergkristalle aus den Bergbaurevieren am Mittelrhein (Kaub, St. Goar, St. Goarshausen, Wellmich, Werlau) und im Sauerland (Ramsbecker Revier) gelangten seinerzeit in zahlreiche Privatsammlungen und Museen. Über neue Funde aus Quarzklüften im Westtaunus und im Hunsrück berichten CRUSE (1977), UNFRICHT & ZSÓTÉR (1987), H. BAUER (1990) und EGGERT (1993, 1998); Beschreibungen der Ramsbecker Bergkristalle stammen von GEBHARD (1985) und SCHNORRER-KÖHLER (1985).

Zur Zerrkluftparagenese werden im folgenden Mineralisationen gerechnet, die in NW-SE-streichenden Querklüften auftreten, fast ausschließlich aus Quarz bestehen und – bei ungehindertem Wachstum – durch langprismatisch ausgebildete und senkrecht zum Salband stehende Bergkristalle charakterisiert sind. Unter vergleichbaren Bedingungen entstandene Mineralisationen, die sich u.a. durch eine größere Vielfalt der Begleitminerale auszeichnen, werden in den Kap. 2.3.4 – 2.3.6 behandelt. Frühe Erwähnungen bzw. Beschreibungen der sulfidarmen Zerrkluftparagenese stammen von W. BAUER (1841), DUMONT (1848), F. SANDBERGER (1850a, 1853a), SCHARFF (1860), BELLINGER (1864), A. SCHMITT (1868/69), A. FUCHS (1899), HOLZAPFEL (1904), BORNHARDT (1912) und BREDDIN (1930, 1959). SCHARFF (1860) vergleicht Bergkristalle aus dem Taunus mit den berühmten „Bergkrystallen" von Bourg d´Oisans (Dauphiné) in den französischen Alpen.

Vorkommen und Verbreitung

Überwiegend mit Quarz gefüllte, alpinotype Zerrklüfte sind aus weiten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges bekannt. Der Verbreitungsschwerpunkt ist das Gebiet, das im Süden von der Vordertaunus-Einheit und im Norden von der Boppard-Görgeshausener Überschiebungszone begrenzt wird. Aus diesem Gebiet, das in geographischer Beziehung rechtsrheinisch zum Westtaunus und linksrheinisch zum Hunsrück gehört, stammen die schönsten und größten, alpinotypen Bergkristalle des Rheinischen Schiefergebirges. Die Klüfte treten in unterdevonischen Sedimentgesteinen auf, die tonig-schluffig (sog. Hunsrückschiefer-Fazies) und schluffig-sandig (z.B. Spitznackschichten), weiter im Süden auch rein sandig (Taunusquarzit) ausgebildet sein können. Ein weiterer Schwerpunkt liegt im nordöstlichen Sauerland im Ramsbecker Grubenrevier. Weitere Vorkommen der Mineralisation sind von verschiedenen Stellen im Siegerland (im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung), vom Südrand der Lahnmulde (so bei Langhecke) sowie aus der Taunuskamm- und der Hintertaunus-Einheit (im mittleren und im östlichen Taunus) bekannt. In der Vordertaunus-Einheit und in der allochthonen Gießener Grauwacke fehlen alpinotype Zerrklüfte.

Paragenese und Ausbildung

Mit schätzungsweise >95 Vol.-% ist Quarz das häufigste Mineral der Zerrkluftparagenese. Er wird von Chlorit, Apatit, Albit, verschiedenen Fe-Mg-Ca-Karbo-

naten sowie Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit) begleitet. Vermutlich in Abhängigkeit von der Lithologie des Nebengesteins können an einigen Stellen weitere Mineralien z.T. ungeklärter Altersstellung hinzutreten. Zu ihnen zählen Rutil, Anatas, Brookit, Titanit, Baryt, Galenit und Sphalerit.

Die Paragenese ist an steilstehende bis seigere und NW-SE-streichende Quer- bzw. Zerrklüfte gebunden, an denen – im Gegensatz zu Störungen – keine oder zumindest keine nennenswerten Verschiebungen stattgefunden haben, und die en echélon (gestaffelt) angeordnet und sigmoidal (S-förmig) verformt sein können. Die Mächtigkeit der flachlinsig geformten Kluftfüllungen liegt i.d.R. in einer Größenordnung von wenigen Zentimetern bis zu 3 m und nur selten darüber, wobei bei Mächtigkeiten im m-Bereich Längen und Höhen bis zu 25 m und mehr erreicht werden können. Die Spalten wurden bilateral-symmetrisch, d.h. von beiden Salbändern aus, gefüllt. Vor allem das Verhältnis zwischen den Geschwindigkeiten des Quarzwachstums einerseits und der Hohlraumschaffung andererseits bestimmte, ob die Klüfte vollständig mit Quarz gefüllt wurden oder aber nicht. Idiomorphe Quarzkristalle treten nur in klaffenden, also nicht vollständig gefüllten Klüften auf.

Am Salband ist Quarz meist als derber Milchquarz, aber auch als z.T. gekrümmter „Faserquarz" – von BEHREND & PAECKELMANN (1937) als „Stengelquarz" bezeichnet – ausgebildet. Zur Kluftmitte hin können sich langprismatische Bergkristalle entwickeln, die im ältesten, salbandnahen Teil häufig noch milchig sind, da sie viele Flüssigkeitseinschlüsse aufweisen. Neben glasklaren Kristallen treten milchigweiße, gelbliche, rötliche oder durch Chloriteinschlüsse grün gefärbte Kristalle auf. Die Kristalle können Längen von mehreren Dezimetern erreichen und sind in einigen Klüften von einer Limonithaut überzogen.

Zwei Trachttypen herrschen vor: Pseudohexagonale, verzwillingte Kristalle (Dauphiné-Verzwillingung), deren Kristallspitzen ausschließlich aus den Hauptrhomboedern aufgebaut werden, und verzerrte Kristalle, bei denen ein Hauptrhomboeder auf Kosten des anderen dominant ausgebildet ist (Dauphiné-Habitus, RYKART 1995). Das hexagonale Prisma zeichnet sich bei beiden Trachttypen häufig durch eine horizontale Streifung der Prismenflächen aus, die auf das Wachstum steiler Rhomboeder zurückgeht. Nur bei kleinen Kristallen können Dipyramidenflächen hinzutreten. Sehr selten sind Kristalle von annähernd würfeligem Habitus, die als „Würfelquarze" bezeichnet werden (H. BAUER 1990, EGGERT 1993, 1998). KALB (1927) berichtet über Vizinalflächen auf den Hauptrhomboedern.

Bei horizontal gewachsenen Bergkristallen kann die obere Fläche häufig mit jüngeren, schlankeren Bergkristallen, mit Quarzsplittern, Chlorit oder anderen Mineralien der Paragenese bewachsen sein (Taf. V, 3). Bei diesen Kristallen ist der klassische Dauphiné-Habitus ausgebildet. Im zähen Kluftletten finden sich regelmäßig z.T. stark verzerrte Kristalle, regenerierte („verheilte") Quarzsplitter und

Doppelender bis zu mehreren Dezimetern Länge („Schwimmer"). Sowohl die verzerrten Formen als auch der größte Teil der Doppelender gehen auf Kristalle zurück, deren Wachstum ursprünglich an den Wänden der Kluft begonnen hatte. Wahrscheinlich durch seismo-tektonische Ereignisse bedingt (Erdbeben), brachen sie ab und fielen auf den Kluftboden, wo sie hauptsächlich an den – durch milchige Trübung teilweise deutlich erkennbaren – Bruchflächen weiterwuchsen und verheilten. Gelegentlich wurde bei der Regeneration eines solchen Kristalles die fehlende Kristallspitze durch eine Kombination mehrerer, z.T. parallel orientierter Spitzen ersetzt. Nach einer a-Achse extrem flachtafelig entwickelte und z.T. doppelendig ausgebildete Kristalle werden von GEBHARD (1985), SCHNORRER-KÖHLER (1985) und H. BAUER (1990) als „Messerquarze" bezeichnet. Des öfteren werden entlang der Prismenflächen gekrümmte Kristalle gefunden. Zu den Seltenheiten zählen sog. Fadenquarze, Zepterquarze, Skelettquarze und Gwindelähnliche Bildungen.

Als gelegentlicher Begleiter ist Apatit in derbem Quarz eingewachsen oder sitzt Quarzkristallen auf. Transparente Kristalle besitzen rosa bis schwach violette Farbtöne; undurchsichtige Kristalle sind fleischfarben und im verwitterten Zustand hellgrau bis weiß, wobei die mm- bis >1 cm-großen Apatitkristalle (max. Länge 5 cm) hervorragend kristallisiert sein können. Bekanntester Fundort ist die Grube „Gute Hoffnung" bei St. Goar (SACHS 1903), aus der zahlreiche Kristalle mit der Fundortbezeichnung „Grube Prinzenstein" in den Mineralienhandel gelangten. Aus dem Siegerland-Wied-Distrikt werden Funde aus den Gruben „Brüderbund" (HENRICH 1996), „Grüneau" (HELSPER & LATSCH 1991), „Alte Buntekuh" (Karbonat-Hydroxylapatit, SCHNORRER 1995) und „Apollo" (rosafarben, SCHNORRER 1993) beschrieben. Außerhalb der Zerrklüfte ist idiomorpher Apatit in Gängen hydrothermal zersetzter Metabasalte („Weißes Gebirge") im Mittelrheingebiet entdeckt worden. Die Apatitkristalle durchsetzen das Schieferungsgefüge (GRODDECK 1883, A. FUCHS 1907).

Junge Bildungen in den Zerrklüften sind Pyrit und Chalkopyrit, die in mm-, selten bis cm-großen Kristallen auf Quarz sitzen, in den oberflächennahen Klüften allerdings meist zersetzt sind. Optisch ansprechende Funde stammen aus Untertageaufschlüssen im Mittelrheingebiet und von Ramsbeck. In der Schausammlung des Museums für Naturkunde der Berliner Humboldt-Universität beispielsweise sind prächtige Bergkristallstufen (mit dm-langen Kristallen) von St. Goarshausen ausgestellt, die mit cm-großen Kupferkieskristallen besetzt sind.

Recht selten sind Albitkristalle, die nach dem Albit- oder dem Periklingesetz verzwillingt sein können. Die bis zu 1 cm-großen und meist trüben Kristalle können mit Chlorit bestäubt sein und sitzen Bergkristallen auf (Taf. V, 4).

Zu den jüngsten Bildungen innerhalb der Zerrkluftparagenese zählen Karbonate. Aufgewachsen auf Quarz treten meist trübe Calcitkristalle bis zu mehreren Zentimetern Größe in flachen, z.T. polysynthetisch verzwillingten Rhomboedern auf.

Von Langhecke (Lahnmulde) ist ein extrem flachtafelig entwickelter Calcit („Blätterspat", „Papierspat") bekannt, der gleichzeitig mit Quarz gewachsen, aber meist korrodiert ist und deshalb überwiegend als Hohlraumperimorphose gefunden wird. Unterschiedlich gefärbte Karbonatrhomboeder, selten linsenförmige Karbonatkristalle, mit Kantenlängen von meist <1 cm werden in der Literatur als Ankerit, Dolomit und Siderit bezeichnet. Oberflächennah verwittern sie zu limonitischem Mulm. Eigene Mikrosondenuntersuchungen an Rhomboedern aus Bundenbach (Hunsrück) zeigen, daß es sich dort um Ca-Mg-Fe-Mn-Mischkarbonate handelt. Baryt sitzt – linksrheinisch – bei Altlay als jüngstes Mineral der Paragenese in cm-großen, hellblau gefärbten Kristallen auf Bergkristall (z.B. HÜNERMANN 1954, EGGERT 1993) und ist auch aus der Grube „Stahlberg" im Siegerland (ERLINGHAGEN 1989) bekannt. Sehr selten sind Galenit und rot bis gelb gefärbter Sphalerit (Rubinblende, Honigblende), die in idiomorphen Kristallen Quarz überwachsen (z.B. BELLINGER 1864, BORNHARDT 1912). Die Zugehörigkeit beider Sulfide zur Paragenese ist auch für Zerrklüfte belegt, die in großer Entfernung zu bekannten Pb-Zn-Gangmineralisationen liegen. Von SCHNORRER & LATSCH (1997/98) werden von der Grube „Grüneau" im Siegerland Brookit, Rutil, Anatas und Titanit neben Apatit, Dolomit und Chlorit beschrieben. Anatas erwähnen BLAß & GRAF (1998) von der nahegelegenen Grube „Pius".

Genese und Alter

Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen aus alpinotypen Zerrklüften (aus dem Wisper- und Blüchertal im Westtaunus) ergeben Bildungstemperaturen von 150-220 °C. Die Bildungsdrücke können – in Kombination mit extern ermittelten p-T-Pfaden – auf ca. 0,4-0,6 kbar geschätzt werden (HEIN & KIRNBAUER 1996, pers. Mitt. ULRICH F. HEIN, Göttingen). Vergleichbare Werte erhielten GÖRKE (1992) für Quarze aus Querklüften der Grube „Camilla" bei Norath und dem Adelheidstollen bei Holzappel sowie LANGHOFF (1997) für Quarze aus Querklüften im Ramsbecker Revier. Die wäßrigen Lösungen, aus denen die Zerrkluftparagenese abgeschieden wurde, waren mit <5 Gew.-% NaCl-Äquiv. niedrigsalinar und Na-(±K)-Cl-betont (GÖRKE 1992, HEIN & BEHR 1994b, HEIN & KIRNBAUER 1996, LANGHOFF 1997). Nach HEIN & BEHR (1994b) enthalten die Quarze lokal N_2(-CO_2)-reiche Gaseinschlüsse. Ähnlich temperierte, niedrigsalinare Lösungen führten zur Abscheidung von Calcit, Baryt, Quarz und Hämatit in den Gruben „Neue Haardt" und „Stahlberg" im Siegerland (ERLINGHAGEN 1989). Der im gesamten Verbreitungsgebiet sehr einheitliche Gehalt an den Seltenerdelementen Dy und Sm in Apatiten der Zerrklüfte (HEIN & KIRNBAUER 1996) spricht für ein einheitlich zusammengesetztes Fluidsystem, das seinen Stoffbestand durch Austauschreaktionen mit dem Nebengestein erhielt (BREDDIN 1959, HEIN & BEHR 1994a). Der Sulfidreichtum mineralisierter Zerrklüfte in der unmittelbaren Nachbarschaft von Buntmetallerzgängen, so im Ramsbecker und im Wellmich-Werlauer Revier, legt nahe, daß dort ältere Mineralisationen mobilisiert und umgelagert worden sind, der Stoffbestand also der unmittelbaren Umgebung entstammt.

Das relative Bildungsalter der Zerrklüfte kann zumindest für das Mittelrheingebiet durch mehrere Beobachtungen eingegrenzt werden. Die senkrecht zum NE-SW-Streichen der dortigen Buntmetallerzgänge orientierten Zerrklüfte (W. BAUER 1841 nannte sie deshalb „Querquarze") durchsetzen mit scharf ausgeprägten Salbändern sowohl die Erzgänge als auch die Gänge des „Weißen Gebirges" (BORNHARDT 1912) und sind deshalb jünger als beide Gangbildungen. Da die Erzgänge durch mit der vorhergehenden variscischen Deformation verbundene Prozesse sehr fest (kompetent) geworden waren, rissen sie – mechanisch bedingt – beim Entstehen der Zerrklüfte nur selten auf, so daß die meisten „Querquarze" am Salband des Erzganges „stumpf" enden. Ein jüngeres Alter der Zerrklüfte in bezug auf die variscische Deformation wird auch dadurch belegt, daß idiomorphe Apatite das Schieferungsgefüge der „Weißen Gebirgsgänge" durchsetzen (s.o.). Weitere Beobachtungen aus der Zeit des Buntmetallerzbergbaues beweisen zudem, daß die Zerrklüfte jünger sind als synorogene Überschiebungen, die von BORNHARDT (1912) als „Bänke" und von HERBST & MÜLLER (1966) als „Verflachungen" bezeichnet werden. Die heute subhorizontal orientierten und meist flach nach SE einfallenden Überschiebungen haben eine nach NW gerichtete Schubrichtung und verwerfen die Erzgänge.

Jünger als die mit Quarz gefüllten Querklüfte sind im Mittelrheingebiet etwa E-W-streichende und häufig mit erheblichen Versatzweiten verbundene Diagonalstörungen mit dextralem (rechtshändigem) Bewegungssinn (HERBST & MÜLLER 1966, ENGELS 1987), die von BORNHARDT (1912) „Sprungklüfte" genannt werden. Möglicherweise gehören die Diagonalstörungen zum System der, von mehreren Autoren beschriebenen, dextralen Blattverschiebungen am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges und besitzen damit ein spät- bis postorogenes Alter. Ebenfalls jünger sind postvariscisch gebildete Buntmetallerzgänge (Kap. 2.4.2), da in der Grube „Neuehoffnung II" bei Eisenbach im Taunus ein Pb-Cu-Erzgang eine alpinotype Zerrkluft durchsetzt (JAKOBUS 1993). Nach eigenen Beobachtungen werden dort die langprismatischen Quarzkristalle der Zerrkluft zepterartig von postvariscischen Quarzkristallen überwachsen, die sich durch fast ausschließliches Wachstum der Rhomboederflächen auszeichnen.

Die Zerrkluftfüllungen sind also jünger als die variscischen Buntmetallerzgänge und die prograde variscische Deformation, aber älter als die postvariscischen Buntmetallerzgänge. Der tektonische Befund (Kluftbildung durch Dehnung ohne Versatz), die häufig gefundenen und z.T. gekrümmten Bergkristalle und „Faserquarze" (mechanische Beanspruchung während des Wachstums) und die vielfach nachgewiesenen crack-seal-Gefüge in „Fadenquarzen" und „Faserquarzen" (senkrecht zur c-Achse der Quarze orientierte Flüssigkeitseinschlüsse, z.B. GÖRKE 1992, RYKART 1995) belegen ein Wachstum der Quarze unter Dehnung des Nebengesteins. Ein solches extensionales Regime ist typisch für die spät- bis postorogene Entwicklungsstufe von Orogenen. Auch im Rheinischen Schiefergebirge entwickelten sich während der spätvariscischen Relaxation und Extensi-

on, als die im Verlauf der Orogenese mehrere km tief versenkten Gesteine wieder in ein höheres Krustenniveau aufstiegen, Zerrklüfte, die nach Form und Inhalt große Ähnlichkeiten mit den alpinen Zerrklüften (vgl. MULLIS et al. 1994) aufweisen. Sie sind also ein charakteristischer Bestandteil der retrograden Entwicklung vor allem des Südrandes des Rheinischen Schiefergebirges (HEIN & KIRNBAUER 1996).

2.3.4 Fluoritparagenese in Metarhyolithen

(THOMAS KIRNBAUER, ULRICH F. HEIN, PETER SCHÖNIG & SUSANNE PETRA SCHWENZER)

In der südwestlichen Lahnmulde tritt eine bislang nicht beschriebene und in ihrer Zusammensetzung für das Rheinische Schiefergebirge einmalige Mineralparagenese mit violettem Fluorit auf. Begleiter sind Bergkristall, Rauchquarz, die Titanoxide Anatas, Rutil und Brookit, die Berylliumsilikate Bertrandit und Bavenit, Albit, Titanit, Chlorit, Muskovit, Ilmenit, Hämatit, Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit, Pyrit, Markasit sowie verschiedene Karbonate. Weitere Minerale, darunter ein Eisenphosphat, sind noch nicht bestimmt. Im folgenden wird ein Überblick über die Paragenese und den derzeitigen Stand unserer Untersuchungen gegeben.

Vorkommen und Verbreitung

Die Paragenese ist an vermutlich tiefmitteldevonische Vulkanite der Ems-Eifel-Phase (Kap. 1.3) gebunden, die früher als „Quarzkeratophyre" bezeichnet worden sind und nach der modernen Nomenklatur Metarhyolithe heißen. Sie treten ausschließlich in der südwestlichen Lahnmulde, an der Nordwestflanke der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde, zwischen Katzenelnbogen und Mensfelden auf (FLICK 1977, 1979, 1984). Für die meisten Metarhyolithe kann eine effusive Entstehung belegt werden; das Vorkommen am Birkenkopf bei Mensfelden ist dagegen wahrscheinlich eine oberflächennahe, subeffusive Intrusion.

Fluorit, das auffälligste Mineral der Paragenese, ist auf die Nähe von Metarhyolithen eines speziellen Typs („Typ Birkenkopf") beschränkt und wurde bislang nur zwischen Oberneisen und Mensfelden (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn) sowie 9 km weiter im Südwesten nahe Katzenelnbogen (Bl. 5714 Kettenbach) beobachtet (Abb. 41). Er fehlt in allen anderen Metarhyolithtypen.

Im nordöstlichen Verbreitungsgebiet (zwischen Oberneisen und Mensfelden) ist Fluorit von drei Stellen bekannt. Der Fundpunkt im Metarhyolith am Birkenkopf südwestlich Mensfelden war bereits STIFFT (1831) bekannt. Kurze Erwähnungen stammen von F. SANDBERGER (1847) und KEGEL (1913). Mineralogische Untersuchungen der Paragenese Fluorit–Quarz–Karbonate führte FLICK (1977, 1984) durch. Durch einen Steinbruch ist dieses Vorkommen heute gut aufgeschlossen. Der zweite Fundort liegt in einem kleinen, aufgelassenen Steinbruch am Südwesthang des Löh östlich Niederneisen (FLICK 1977). Die dritte Fundstelle im Mühlbachtal, ca. 1,5 km ostnordöstlich Oberneisen (R343568/H557730), wur-

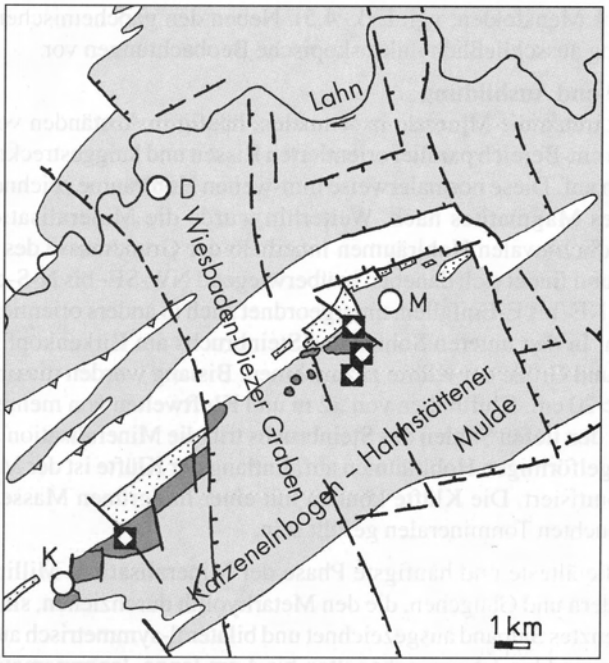


Abb. 41. Übersichtskarte der südwestlichen Lahnmulde (hellgraues Raster) mit postvariscischem Bruchschollenmuster (nach ANDERLE 1984) und Fluoritfundstellen (schwarz-weiße Quadrate). Metarhyolithe: dunkelgraues Raster; Taunusquarzit von Katzenelnbogen: Punktsignatur; K = Katzenelnbogen, D = Diez, M = Mensfelden.

de 1955 durch eine Wasserbohrung bekannt. Die Bohrung traf Fluorit bei 60,0-65,1 m Teufe im Metarhyolith und erneut in dessen Liegendem, im Taunusquarzit von Katzenelnbogen, an. Nach der Bohrkernbeschreibung von F. MICHELS wurden im Quarzit in einer Teufe von 76,0-81,0 m Quarzgänge, z.T. mit Quarzkristallen, „mit geringen Flußspatbeimengungen" durchbohrt; bei 100,0-104,4 m wurden zudem „ausgelaugte" Quarzgänge „mit etwas Bleiglanz" angetroffen.

Im südwestlichen Verbreitungsgebiet wurde die Fluoritmineralisation aus dem Metarhyolith im aufgelassenen, kleinen Steinbruch am Vogelherd nördlich Allendorf (Bl. 5714 Kettenbach) von FLICK (1977) beschrieben. Auf die Mineralisation am Vogelherd dürften die von EMMERMANN et al. (1993) aufgeführten Fluoranomalien (max. 120 ppm F) in Gewässersedimenten im Rupbachtal nordnordwestlich Katzenelnbogen (Bl. 5613 Schaumburg) und im Dörsbachtal westlich Katzenelnbogen (Bl. 5713 Katzenelnbogen) zurückgehen.

Unsere eigenen Beobachtungen und Untersuchungen beziehen sich auf den Steinbruch am Birkenkopf südwestlich Mensfelden (Schotterwerk Isselbach

GmbH, Werk Mensfelden, vgl. Exk. 4.5). Neben den geochemischen Analysen liegen bislang ausschließlich mikroskopische Beobachtungen vor.

Paragenese und Ausbildung

Im Vulkanit treten die Minerale in schmalen, häufig in Abständen von wenigen mm bis zum cm-Bereich parallel orientierten Rissen und langgestreckten, flachen Hohlräumen auf. Diese normalerweise mm-weiten Hohlräume zeichnen die Fluidaltextur des Magmatites nach. Weiterhin wurde die Mineralisation in mm-großen, rundlich-ovalen Hohlräumen innerhalb der Grundmasse des Vulkanites beobachtet und findet sich daneben in überwiegend NW-SE- bis N-S-orientierten Klüften mit NE- bis E-Einfallen, untergeordnet auch in anders orientierten Rissen und Klüften. In den unteren Sohlen des Steinbruchs am Birkenkopf scheint die Häufigkeit und Größe der Klüfte zuzunehmen. Bislang wurden maximale Kluftlängen von >20 cm, Klufthöhen von >2 m und Kluftweiten von mehreren cm beobachtet. In den tiefen Sohlen des Steinbruchs tritt die Mineralisation auch in linsen- und kugelförmigen Hohlräumen auf. Entlang der Klüfte ist der Metarhyolith häufig limonitisiert. Die Klüfte können mit einer lindgrünen Masse aus bisher nicht untersuchten Tonmineralen gefüllt sein.

Quarz ist die älteste und häufigste Phase der Mineralisation. Millimeterbreite Schnüre, Adern und Gängchen, die den Metarhyolith durchziehen, sind durch ein scharf begrenztes Salband ausgezeichnet und bilateral-symmetrisch aufgebaut. In Hohlräumen sind bis 1,5 cm, sehr selten bis 4 cm lange, langprismatische Bergkristalle (verzwillingte, pseudohexagonale Kristalle) ausgebildet, deren Klarheit mit zunehmender Länge abnimmt.

In Dünnschliffen weist der Quarz in Salbandnähe crack-seal-Gefüge auf: Während eines frühen Wachstumsstadiums rissen die Quarze durch tektonische Beanspruchung (in Richtung des Salbandes) auf, verheilten aber wieder. Die Spuren dieser Beanspruchung werden durch mikroskopisch kleine Risse parallel zum Salband und senkrecht zur c-Achse dokumentiert, die intragranulare Ketten von primären Fluideinschlüssen enthalten. Zur Gangmitte hin wird der Quarz klarer und führt gelegentlich bogenförmige Bahnen mit pseudosekundären Fluideinschlüssen.

Selten treten Rauchquarze auf. Meist ist nur der jüngste Teil der Kristalle dunkel oder schwarz gefärbt. Bei Doppelendern, die gelegentlich in den Kluftfüllungen gefunden werden, sind häufig beide Spitzen gefärbt. Untergeordnet tritt eine zweite Quarzgeneration auf, die jünger ist als der Fluorit.

In der Spätphase der Quarzbildung begann das Wachstum des hell bis kräftig violett gefärbten **Fluorites** (Taf. IV, 4). Bei ausreichender Kluft- bzw. Hohlraumweite entwickelten sich idiomorphe Kristalle, ansonsten sind kristalline Adern und Aggregate ausgebildet. Häufigste Kristallform ist der Würfel (100) mit max. 1,5 cm Kantenlänge. Die Würfelecken können durch kleine Oktaederflächen (111) und – sehr selten – durch schmale Rhombendodekaederflächen (110) ab-

gestumpft werden. Häufig zeigen die Kristalle Anlösungserscheinungen. Daneben tritt Fluorit mikroskopisch fein verteilt in der Grundmasse des Metarhyoliths auf: Idiomorphe Fluoritkristalle (und Karbonate) können hier in nur wenigen µm großen Kristallen die Feldspateinsprenglinge des Vulkanites, in seltenen Fällen sogar die Feldspäte und Quarze der kryptokristallinen Grundmasse verdrängen (FLICK 1977, 1979). Flußspat kann auch in Gängchen auftreten: Vor einigen Jahren war im Steinbruch am Birkenkopf ein etwa 2 cm starkes und über 2 m vertikale Erstreckung aushaltendes Gängchen aufgeschlossen. Ein schmales Flußspatgängchen unter Kathodenlumineszenz ist bei FLICK & NESBOR (1988) abgebildet.

Die auffälligen, dunkelvioletten Verfärbungen des Fluorites sind überwiegend auf die äußeren Kristallbereiche beschränkt. Seltener ist der gesamte Kristall gleichförmig und ohne sichtbare Zonierung verfärbt; äußerst selten tritt die Verfärbung im Inneren eines Kristalls auf. Die zwei von uns beobachteten Typen von Verfärbungen im Außenbereich der Kristalle gehen auf ein zoniertes Wachstum des Fluorites zurück. Im Regelfall wird dabei ein heller, kaum bis nicht gefärbter Fluoritkristall (Oktaeder, Kuboktaeder oder Kubus mit abgeflachten Rhombendodekaederflächen) zu einer einfachen Form (Kubus bzw. Würfel) ergänzt. Die geänderten Wachstumsbedingungen sind also nicht nur für die violette Färbung des Fluorites, sondern auch für eine Änderung der Kristallmorphologie verantwortlich.

Typ I ist durch eine dunkelviolette Farbe der Würfelecken charakterisiert. Er geht auf die primäre Ausbildung von hellen Oktaedern bzw. Kuboktaedern zurück, aus denen sich im Verlauf des weiteren Wachstums ein violetter Würfel entwickelt hat. Je nach Dominanz der (100)- und (111)-Flächen der primären, hellen Form sind entweder lediglich die Würfelecken gefärbt (Dominanz des primären Würfels gegenüber dem primären Oktaeder) oder aber die violette Verfärbung der Würfelecken ist so ausgeprägt, daß auf allen sichtbaren Würfelflächen um 45° gegenüber den Würfelflächen rotierte Quadrate hellen, also primären Fluorites erscheinen (Dominanz des primären Oktaeders gegenüber dem primären Kubus).

Typ II zeigt die dunkelviolette Farbe ausschließlich an den Würfelkanten. Primäre, nicht bzw. kaum gefärbte Kristalle waren hier Würfel, deren Kanten durch die (110)- bzw. Rhombendodekaederfläche abgeflacht waren und im Verlauf des Wachstums zu vollständigen Würfeln ergänzt wurden.

Das zonierte Weiterwachsen eines Fluoritoktaeders (über eine Rhombendodekaeder-Zwischenform) zu einem Kubus könnte eine allmähliche Abkühlung der Lösung dokumentieren (KALB 1923, KALB & KOCH 1929, ROEDDER et al. 1968, NIEDERMAYR 1990), doch beeinflussen auch andere Faktoren, z.B. die Sättigungsrate der Lösung oder die Lösungszusammensetzung, die Ausbildung der Kristalltracht (z.B. PIPEROV & ZIDAROVA 1995).

Nach Dickschliffbeobachtungen enthält Fluorit systematisch in den Kristallen verteilte, isolierte, primäre Fluideinschlüsse. Ihre räumliche Anordnung belegt, daß das Wirtsmineral während einer tektonischen Ruhephase gewachsen ist. Darüber hinaus ist im Fluorit wenigstens eine weitere, sekundäre Einschlußgeneration zu beobachten.

Die Ursache der dunkelvioletten Verfärbung des Mensfeldener Fluorites ist noch unbekannt. In Betracht kommen strahlungsbedingte Gitterbaufehler (Defektzentren), die meist auf den Einbau radioaktiver Isotope oder Mineralphasen zurückgehen, und der Einbau von Fremdionen, die anstelle von Ca in das Gitter eingebaut werden können (Farbzentren). Von hoher Bedeutung sind hierbei die Seltenerdelemente (SEE). Messungen an drei Fluoriten von Mensfelden zeigen, daß die SEE-Gehalte relativ niedrig sind und generell niedriger liegen als die SEE-Gehalte des Nebengesteins (Tab. 9, Abb. 42). Dies ist ein Indiz dafür, daß die Färbung der Mensfeldener Flußspäte strahlungsbedingt ist, zumal auch Rauchquarze auftreten. Da violett verfärbte Partien im Kernbereich von im Außenbereich nur schwach oder nicht gefärbten Kristallen auftreten (s.o.), müssen die strahlungsbedingten Defektzentren bereits während des Kristallwachstums entstanden sein, so daß die mineralbildende Lösung selbst Träger der Radioaktivität und damit Verursacher der Verfärbung gewesen sein muß.

Tab 9. SEE-Gehalte von Fluoriten (eigene Messungen) und Metarhyolithen (aus FLICK & NESBOR 1988). Alle Messungen wurden im Hahn-Meitner-Institut, Berlin, durchgeführt. n.b. = nicht bestimmt.

Probe	Proben-Nr.	Fundort	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Fluorit	K5	Birkenkopf	2,16	3,20	0,14	0,09	1,00	1,70	0,16
Metarhyolith		Birkenkopf	204-250	167-330	31-39	0,8-1,4	6,5-8,7	21-30	2,1-3,2
Fluorit	K7	Löh	1,80	3,50	0,11	0,03	n.b.	0,65	n.b.
Fluorit	K9	Löh	70,00	140,60	0,09	0,53	13,00	4,32	n.b.
Metarhyolith		Löh	113-185	213-341	37-41	0,7-1,0	13-16	36-51	4,5-6,0

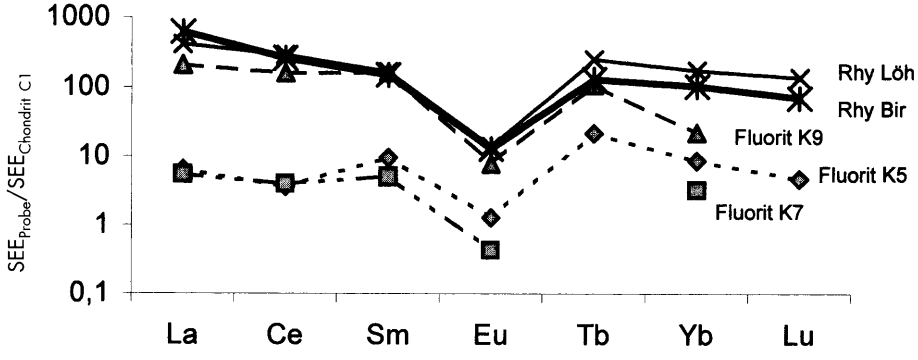


Abb. 42. Chondritnormierte SEE-Gehalte von Metarhyolithen und Fluoriten von Mensfelden. Probenbezeichnung nach Tab. 9.

Das Muster der chondritnormierten SEE-Verteilung im Mensfeldener Fluorit entspricht dem Muster des Metarhyoliths (Abb. 42), lediglich Yb und Lu sind verarmt.

Anatas ist die häufigste der drei TiO_2-Modifikationen und sitzt in typischen, schwarzen Kristallen auf Quarz, Ilmenit und dem Nebengestein. Neben spitz-dipyramidalen Kristallen treten stumpf-dipyramidale, rundlich erscheinende Kristalle auf. Die Flächen können glatt, aber auch fein gerieft sein. Vereinzelt erreichen die Kristalle 2 mm Länge (meist <1 mm). **Rutil** bildet schwarze, glänzende Kristalle, die immer in Sagenitverwachsung ausgebildet und mit Quarz-, Albit- und Karbonatkristallen verwachsen sind, aber auch lose als Kluftfüllungen auftreten. In einem Fall wurden sie auch unter und in Quarz beobachtet. Wahrscheinlich ist Rutil pseudomorph aus Ilmenit entstanden, da mehrfach Pseudomorphosen von Rutil (Sagenit) nach tafeligen Ilmenitkristallen gefunden wurden. **Brookit** als seltenster Vertreter der TiO_2-Modifikationen begleitet Anatas und bildet bis 1 mm große, durchscheinende, hell- bis dunkelbraune Kristalle mit charakteristischer Sanduhrstruktur.

Albit tritt in bis 2 mm, selten bis 5 mm großen, glasklaren Kristallen mit starker Zwillingsstreifung auf. Er kann mit Quarz und Rutil verwachsen sein, aber auch direkt auf dem Nebengestein sitzen. Auf den oberen Sohlen des Steinbruchs wurden häufig Klüfte mit der Paragenese Bergkristall – Albit gefunden. Der seltene **Hämatit** sitzt mit schwarzen, tafelig und rosettenförmig ausgebildeten, <1 mm großen Kristallen auf Quarz. **Ilmenit** ist in den unteren Sohlen des Steinbruchs am Birkenkopf überwiegend zu Rutil umgewandelt. In den oberen Sohlen fand er sich selten in flachtafeligen, grauen und matten Kristallen bis 3 mm Größe. Sehr selten sind undurchsichtige, braune **Titanite**, die bis 2 mm lange, spitze Kristalle bilden und auf Quarzkristallen aufsitzen.

Bertrandit war bislang aus dem Rheinischen Schiefergebirge nicht bekannt. In Mensfelden wurden glasklare, hochglänzende und flachtafelige Bertranditkristalle bis zu 1 mm Größe (max. 2 mm) häufig gefunden. Sie sind mit Quarz, Fluorit und Rutil verwachsen (als Seltenheit konnte ein Stück mit Bertrandit auf Fluorit geborgen werden), können aber auch – in Verwachsung mit Rutil – direkt dem Metarhyolith aufsitzen. Am häufigsten sind V-förmige und herzförmige Zwillinge ausgebildet. Seltener sind geschlossene, dreieckige Kristalle mit V-förmiger Zwillingsstreifung und langgestreckte, milchige Zwillingskristalle. Das zweite Be-Silikat, **Bavenit**, blieb bislang ein Einzelfund: Durch Weglösen der jüngeren Karbonate wurde ein mehrere mm-großes Aggregat aus wirrstrahlig verwachsenen, langprismatischen, weißen Kristallen freigelegt.

Die Sulfide scheinen – gemeinsam mit den Karbonaten – einer jüngeren Bildungsphase anzugehören. Wichtigste Tracht von **Galenit** ist der Würfel (bis 2, selten bis 4 mm Größe). Seltene Oktaederflächen können die Tracht modifizieren. In Kluftfüllungen treten allseitig begrenzte Kristalle auf. Leicht verzerrte Tetra-

eder von **Sphalerit** können bis 5 mm (meist bis 2 mm) groß werden. Die z.T. transparenten Kristalle besitzen orangerote, dunkelrote bis braune Farben. **Chalkopyrit** als seltenstes Sulfid tritt – wie auch **Pyrit** – in bis 2 mm großen Kristallen in den karbonatischen Kluftfüllungen auf. Die häufigsten Formen von Pyrit sind der Würfel und das Pentagondodekaeder. Pyrit kann, in verzerrten Kristallen, auch direkt dem Nebengestein aufgewachsen sein. Ein Einzelfund blieb bisher **Pyrrhotin** in winzigen, <1 mm großen, tombakfarbenen, hexagonalen Säulen, die aus vielen sechsseitigen Tafeln gebildet werden. **Arsenopyrit** begleitet Quarz, Fluorit und Sphalerit in flachen, pseudooktaedrischen Kristallen bis 1 mm Länge. **Markasit** ist in <1 mm großen tafeligen Kriställchen dem Metarhyolith aufgewachsen, tritt in den karbonatischen Kluftfüllungen auf und kann zudem in mehreren mm großen Pseudomorphosen Karbonatrhomboeder ersetzen. Er stellt eine der jüngsten Bildungen dar.

Chlorit fand sich als grüner Belag auf Quarzkristallen im Steinbruch am Birkenkopf und wird von FLICK (1977) vom Vorkommen Löh zusammen mit Quarz und Fluorit von Harnischklüften erwähnt. **Muskovit** tritt auf der 4. Sohle des Steinbruchs am Birkenkopf in pseudohexagonalen, tafeligen Kristallen von 1-2 mm Größe direkt auf dem Metarhyolith auf. Begleiter sind Anatas und Quarz.

Bislang noch nicht mineralogisch untersucht wurden die **Karbonate**, die jünger als Fluorit, Quarz, Albit, Bertrandit, Bavenit, Rutil, Anatas und Brookit sind. Gelbliche bis hellbraune Karbonate treten als kompakte Kluftfüllungen und in Hohlräumen in mm-großen Rhomboedern auf (Dolomit/Ankerit?). Ein dunkelbraunes Karbonat (mit Fe- und ?Mn-Gehalt) bildet linsenförmige Kristalle bis 2 mm Größe und kann Hohlräume als jüngste Phase ausfüllen. Sehr selten sind rosafarbene, kugelige Aggregate, die an Rhodochrosit erinnern. Fe-Mg-Mn-Karbonate (Fe > Mg > Mn) treten auch als µm-große Aggregate in 1 bis >2 mm großen „Flecken" in der Grundmasse des Metarhyoliths auf (FLICK & NESBOR 1988). FLICK (1984) deutete sie als „Anzeichen für autohydrothermale Vorgänge", doch dürfte die Bildung dieser Karbonate auf eine hydrothermale Alteration des Nebengesteins zurückzuführen sein. Der von FLICK (1977) erwähnte Calcit wurde von uns nicht beobachtet.

Genese

Alle verfügbaren Daten sprechen dafür, daß die Mensfeldener Mineralisation während der spätvariscischen, retrograden Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges gebildet worden ist.

Die Mineralisation ist postmagmatisch, also nach Erstarren des Metarhyoliths, erfolgt, da Fluorit nicht nur die Feldspateinsprenglinge, sondern auch die Feldspäte und Quarze der Grundmasse des Metarhyoliths verdrängt und auch auf Kluftflächen auftritt. Sie ist auf nur zwei Stellen in den Metarhyolithen des „Typs Birkenkopf" beschränkt, obwohl diese eine größere Verbreitung besitzen: Die Mineralisation im Südwesten (Steinbruch am Vogelherd) befindet sich in unmittelba-

rer Nähe zu einer bedeutenden NW-SE-Störung, die den Taunusquarzit von Katzenelnbogen nach Südwesten tektonisch unterdrückt; der Mineralisationsbereich im Nordosten (Birkenkopf) liegt am Ostrand des Wiesbaden-Diezer Grabens, einer der bedeutendsten Querstrukturen im Taunus (Abb. 41). Die NW-SE- bis N-S-orientierten Klüfte im Steinbruch, in denen die Mineralisation auftritt (FLICK 1977), spiegeln die dominierende Richtung dieser Grabenzone wider. Wie die Bohrung bei Oberneisen (s.o.) belegt, treten Quarz-Fluorit- und Quarz-Galenit-Mineralisationen hier auch in den liegenden Sedimentgesteinen (Taunusquarzit von Katzenelnbogen) auf.

Informationen zu Bildungstemperaturen und -drücken sowie zur Zusammensetzung der mineralbildenden Lösungen lassen sich aus mikrothermometrischen Untersuchungen von Fluideinschlüssen in Quarzen und Fluoriten ableiten: Die initialen Schmelztemperaturen der Fluideinschlüsse belegen, daß im Quarz wie auch im Fluorit NaCl-betonte Lösungen eingeschlossen sind. Sie stehen damit im Gegensatz zu postvariscischen Mineralisationen, die durch $CaCl_2$-reiche Lösungen charakterisiert sind. Die Lösungen sind niedrigsalinar. Die Salzkonzentrationen steigen im Verlauf der Mineralisation vom Quarz (1,6-2,3 Gew.-% NaCl-Äquiv.) zum Fluorit (2,6-4,5 Gew.-% NaCl-Äquiv.) leicht an. Die Homogenisierung der Fluideinschlüsse erfolgt stets in die flüssige Phase, wobei die Temperaturen im Verlauf der Mineralisation kontinuierlich abnehmen. Die frühen Primäreinschlüsse im Quarz homogenisieren zwischen 260 und 265 °C, die späteren pseudosekundären Einschlüsse streuen um 180 °C. Sekundäre Einschlüsse im Quarz ergeben etwa gleiche Homogenisierungstemperaturen wie die primären Einschlüsse im Fluorit, die im Intervall 130-155 °C homogenisieren. Sekundäre Einschlüsse im Fluorit homogenisieren bei ≤70 °C.

Unter der Annahme, daß die Mineralisation während der spätvariscischen, retrograden Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges oder danach abgeschieden wurde, muß ein Bildungsdruck von weniger als 0,5 kbar angenommen werden (HEIN et al. 1993). Die Bildungstemperaturen lägen dann maximal 30 °C über den Homogenisierungstemperaturen. Lösungen vergleichbarer Zusammensetzung und Salinität sowie vergleichbarer Bildungstemperaturen sind auch für andere als spätvariscisch angesehene Mineralisationen, wie z.B. die Quergänge in den Pb-Zn Vererzungen von Altlay und Tellig, die Paragenese der Rejuvenationsphase des Siegerlandes (HEIN 1993) oder die Antimonparagenesen (Kap. 2.3.5, WAGNER & COOK 1997b), charakteristisch.

Einmalig im Rheinischen Schiefergebirge ist das gemeinsame Auftreten von Fluorit und Bertrandit in der Mensfeldener Mineralisation. Das Angebot an F und Be geht auf den Umstand zurück, daß der Metarhyolith am Birkenkopf als einziger Vulkanit dieses Typs nicht effusiv austreten konnte, sondern nahe der Erdoberfläche als Intrusion steckenblieb. Inkompatible Elemente wie F und Be wurden deshalb im spätmagmatischen Stadium in der Dachregion der Intrusion angereichert. Aufgrund der hohen Fluorkonzentrationen war die hochdifferenzierte

Schmelze bei Temperaturen von <570 °C noch nicht erstarrt, was durch die Anwesenheit von Tiefquarzen im Metarhyolith bestätigt wird (FLICK & WEISSENBACH 1978, FLICK & NESBOR 1988). Es spricht vieles dafür, daß F und Be nicht als eigenständige Phasen (z.B. als primärer, postmagmatischer Fluorit und Beryll), sondern feinverteilt in der glasigen Grundmasse oder adsorptiv an Korngrenzen fixiert worden sind. Auf relativ hohe Gehalte an F (max. 0,22%) und Be (11 ppm) in pliozänen und pleistozänen, silikatischen, vulkanischen Gläsern wiesen erstmals GRIFFITTS & POWERS (1963) hin. Auch für die hohen Zr-, Nb-, Th- und Hf-Gehalte des Metarhyoliths vom „Typ Birkenkopf" sind bislang keine Trägerminerale bekannt; Zirkon ist sogar extrem selten.

Erst der Wiederaufstieg des versenkten Metarhyoliths während der retrograden Metamorphose schuf die Bedingungen zur Entwicklung der Mensfeldener Paragenese. Durch Druckentlastung einerseits und spätvariscische Tektonik andererseits konnten vorhandene Trennfugen im Vulkanit (Kontraktionsklüfte) wieder geöffnet und neue geschaffen werden. Dabei entstanden Migrationswege für aufgeheizte, niedrigsalinare, hydrothermale Wässer (Fluide), die F und Be sowie die übrigen Komponenten aus den rhyolithischen Gesteinen lösten und – in Abhängigkeit von den Druck- und Temperaturbedingungen – in Hohlräumen und Klüften als neugebildete, eigene Mineralphasen absetzten. Da die Kluftparagenese auf den Metarhyolith und dessen unmittelbare Umgebung beschränkt ist, können die Transportwege für die einzelnen Elemente nicht weit gewesen sein, so daß es sich um kleinräumig zirkulierende Fluidzellen gehandelt haben muß.

Die Herkunft des Calciums aus dem Metarhyolith wird durch die Ergebnisse von Strontiumisotopenuntersuchungen an Mensfeldener Fluoriten nahegelegt (SCHWENZER 1997): Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Isotopenverhältnis von Mineralen, die aufgrund ihres Kristallgitters viel Strontium jedoch kaum Rubidium einbauen (z.B. Fluorit), ist quellenspezifisch. Durch die Messung der Strontiumisotopenverhältnisse ist es somit möglich, Aussagen zur Herkunft des Strontiums zu machen. Da sich Strontium bei geologischen Prozessen ähnlich wie Calcium verhält, kann indirekt auf die Herkunft des Calciums der mineralbildenden Lösung geschlossen werden. Am violetten Fluorit aus langgestreckten, flachen Hohlräumen im Metarhyolith des Steinbruchs am Birkenkopf wurde ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis von 0,71833 ±0,00002 (2σ) gemessen, das eine „krustale" Herkunft des Strontiums und damit auch des geochemisch stets gekoppelten Calciums des Fluorites belegt. Beide Elemente entstammen demnach der unmittelbaren geologischen Umgebung. Darüber hinaus belegen die praktisch identischen SEE-Verteilungsmuster des Mensfeldener Fluorites und des Metarhyolithes (s.o.), daß der Fluorit ein hydrothermales „Umlagerungsprodukt" des unmittelbaren Nebengesteins ist.

Der Mineralreichtum und -bestand der Mensfeldener Mineralisation erinnert an klassische, alpine Zerrkluftparagenesen. Beide Kluftmineralisationen wurden nach der Faltung, Deformation und Metamorphose ihrer Nebengesteine während

deren retrograder Entwicklung gebildet und in ihrer Paragenese von der jeweiligen Zusammensetzung des Nebengesteins unmittelbar kontrolliert.

Herrn Dr. DIETER F. MERTZ (Mainz) danken wir für die Unterstützung bei den Strontiumisotopenuntersuchungen, dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung (Wiesbaden) für die Erlaubnis zur Einsichtnahme in das Bohrarchiv.

2.3.5 Antimonparagenesen (THOMAS WAGNER)

Im Rheinischen Schiefergebirge treten neben einer Vielzahl epigenetischer hydrothermaler Ganglagerstätten von Siderit und Pb-Zn-(Cu)-Sulfiden untergeordnet auch sulfidische Mineralisationen von Ni, Co, Sb, Bi und Hg auf. Mit wenigen Ausnahmen haben diese Konzentrationen seltener Metalle, im Gegensatz zu den Siderit- und Pb-Zn-(Cu)-Sulfid-Gängen, niemals eine wirtschaftliche Gewinnung ermöglicht (SLOTTA 1983) und sind meist nur von wissenschaftlichem Interesse gewesen. Antimon-reiche Mineralparagenesen treten zunächst innerhalb der Hauptvererzungsphasen der Siderit- und Pb-Zn-Erzgänge in Form der Nickelglanze (Ullmannit-Gersdorffit) und Fahlerze als lokale Konzentrationen (Erznester) innerhalb einzelner Gangmittel auf (BORNHARDT 1910, 1912, GIES 1967a, FENCHEL et al. 1985). Im Zusammenhang mit spätvariscischen tektonischen Ereignissen im Anschluß an die Hauptdeformation im Karbon ist es zur Bildung einer spezifischen, Sb-betonten Mineralisation gekommen. Hierbei sind einerseits neue Quarz-Antimonit-Gangzonen entstanden, andererseits sind Siderit- und Pb-Zn-Erzgänge hydrothermal überprägt worden, wobei verschiedene Cu-Pb-(Bi)-Sb-Sulfosalze als Reaktionsprodukte von Bleiglanz und Kupferkies mit den Sb-reichen Fluiden gebildet worden sind (HÜTTENHAIN 1939, WAGNER & COOK 1997a).

Vorkommen und Verbreitung

Die spätvariscische Sb-betonte Mineralisation ist insgesamt relativ weit verbreitet. Regionale Schwerpunkte liegen einerseits im nördlichen Sauerland, andererseits in einer streichenden Zone, die von der Osteifel bis zum Siegerland reicht (Abb. 43). Im Sauerland sind die Antimonitmineralisationen der „Casparizeche" (Arnsberg) und der Grube „Passauf" (Nuttlar) schon seit langer Zeit bekannt und auch Gegenstand eines ausgedehnteren bergmännischen Betriebes gewesen (ARNDT 1824, BUFF 1827, 1833, F. SANDBERGER 1883). Weiterhin ist in Ramsbeck im Bereich der Gruben „Dörnberg" und „Aurora" eine Cu-Pb-Sb-Sulfosalzparagenese innerhalb der Pb-Zn-Gangmineralisation ausgebildet (BEHREND & PAECKELMANN 1937, BAUER et al. 1979). Im Raum Osteifel-Siegerland treten nachweislich Antimonitmineralisationen auf den Gruben „Spes" (Ahrbrück), „Saarsegen" (Altenahr), „Silbersand" (Mayen), „Apollo" (Raubach), „Landeskrone" (Wilnsdorf) und „Bautenberg" (Wilden) auf. Cu-Pb-Sb-Sulfosalzparagenesen innerhalb von Sideritgängen sind auf den Gruben „Saarsegen" (Altenahr), „Silbersand" (Mayen), „Apollo" (Raubach), „Reichensteinerberg" (Puder-

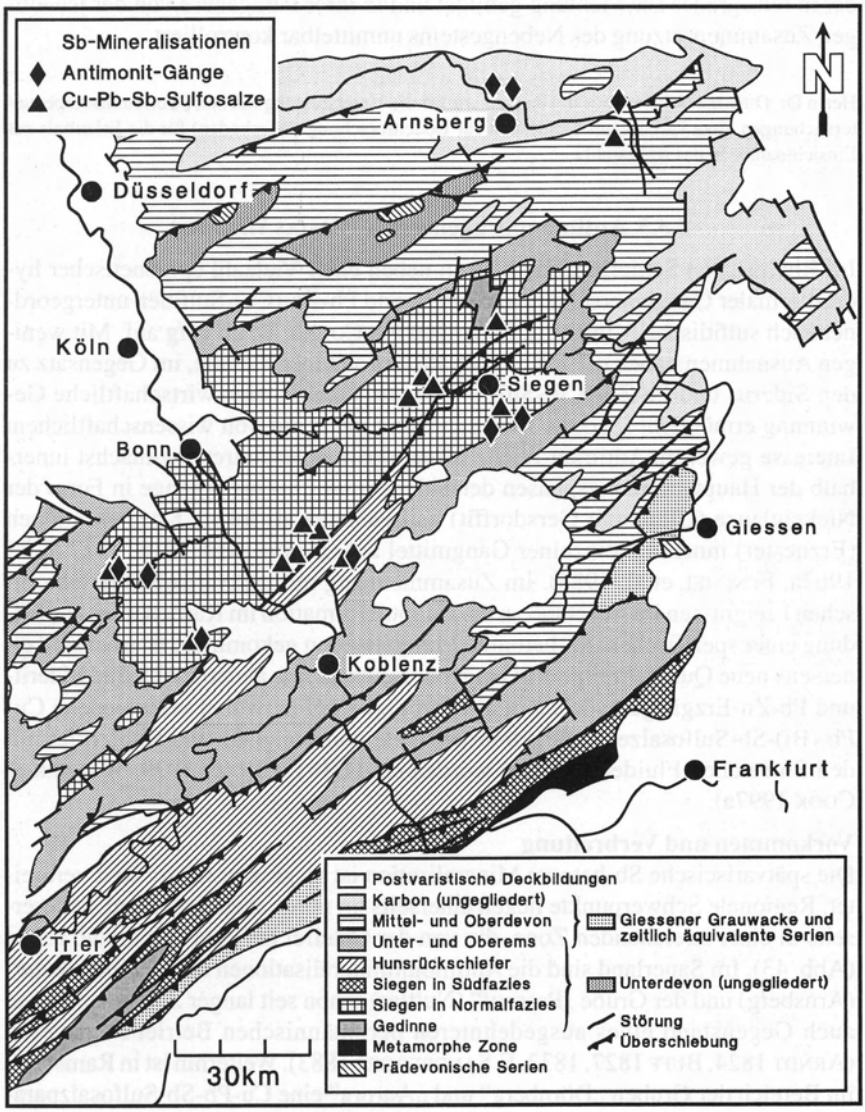


Abb. 43. Verbreitung der spätvariscischen Antimonmineralisation im Rheinischen Schiefergebirge. Geologie umgezeichnet nach v. KOENIGSWALD & MEYER (1994).

bach), „Georg" (Willroth), „Silberwiese" (Oberlahr), „Petersbach" (Eichelhardt), „Hermann-Wilhelm" (Steckenstein), „Wilhelmssegen" (Freusburg), „Fischbacherwerk" (Niederfischbach), „Concordia" (Niederfischbach), „Schöne Freundschaft" (Obersdorf), „Prinz Friedrich" (Obersdorf), „Landeskrone" (Wilnsdorf), „Bautenberg" (Wilden) und „Schwabengrube" (Müsen) ausgebildet. Viele dieser Vorkommen sind bereits zuvor, teilweise schon in der älteren Literatur beschrieben worden (NOEGGERATH 1825, ERBREICH 1827, RAMMELSBERG 1839, v. RATH 1869, HUNDT et al. 1887, LASPEYRES & KAYSER 1897, BORNHARDT 1910, 1912, HÜTTENHAIN 1939, HOFFMANN 1964, REPPKE 1993). Außerdem werden noch eine Reihe weiterer Vorkommen bzw. Einzelfunde von Antimonit und Sulfosalzen erwähnt, die bisher im Gelände aber nicht belegbar waren (DIESTERWEG 1882, WOLF 1885, KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN 1890).

Paragenese und Ausbildung

Eine neue mineralogisch-geochemische Bearbeitung von insgesamt 16 Gangvorkommen im Siegerland, im Westerwald, in der Osteifel und im Sauerland hat zur Identifikation von zwei wesentlichen Paragenesetypen geführt:

(I) Quarz-Antimonit-Gangzonen, die deutliche Hinweise auf eine Bildung unter extensionalen (zerrenden) tektonischen Bedingungen zeigen. Die Abscheidung der Minerale innerhalb des neu geschaffenen Gangraums ist in der Reihenfolge (Chlorit) → Quarz → Antimonit → Zinckenit → (Semseyit, Plagionit) erfolgt; Antimonit wird durch immer Pb-reichere Sulfosalze verdrängt, wobei nicht alle Gänge die komplette Abfolge aufweisen.

(II) Überprägte Siderit- und Pb-Zn-Erzgänge mit der Bildung von Cu-Pb-Sb-(Bi)-Sulfosalzen (Fahlerz, Meneghinit, Bournonit, Boulangerit) durch Reaktion Sb-reicher Fluide mit primärem Galenit und Chalkopyrit. Die Gefüge sind durch zonare Reaktionssäume, Verdrängungszonen und z.T. myrmekitische Verwachsungen dominiert.

Auf einigen Gangvorkommen (Gruben „Saarsegen", „Silbersand", „Apollo") treten beide Paragenesen räumlich eng benachbart auf und belegen aufgrund ihrer Gefügebeziehungen die genetische Zusammengehörigkeit. Im folgenden soll die Mineralisation der Grube „Apollo" (Raubach), für die bisher die meisten Daten vorliegen, exemplarisch für die übrigen Vorkommen genauer beschrieben werden.

a) Quarz-Antimonit-Gangzone: Die Quarz-Antimonit-Mineralisation ist nicht als einheitlicher Gang ausgebildet, sondern als ein Netzwerk vieler kleinerer, nur wenige Meter im Streichen aushaltender Gangstücke, die meist nur einige cm bis dm mächtig sind und vielfach parallel zur Schichtung oder Schieferung des Nebengesteins verlaufen. Sie sind durch eine Vielzahl von Störungen zerstückelt, wobei Aufschiebungen, Abschiebungen und Blattverschiebungen vorhanden sind, die zum Teil selbst wieder mineralisiert sind.

Die Mineralisationsabfolge der Quarz-Antimonit-Gangzone begann mit einer in-

tensiven Pyritisierung des Nebengesteins, gefolgt von Chlorit, der sich entlang der Salbänder der Gangstücke gebildet hat. Hierauf setzte die Kristallisation von idiomorphem, stengelig-faserigem Quarz ein, der von beiden Salbändern zur Gangmitte gewachsen ist. Die Abscheidung von Antimonit (Sb_2S_3) erfolgte im Anschluß an das Quarzwachstum im Inneren von offenen Drusenräumen in der Gangmitte. Antimonit wurde randlich von Zinckenit ($Pb_9Sb_{22}S_{42}$), dieser wiederum von Semseyit ($Pb_9Sb_8S_{21}$) und wenig Boulangerit ($Pb_5Sb_4S_{11}$) verdrängt. Die Verwachsung von Zinckenit und Semseyit ermöglicht eine zwanglose Interpretation der „Jamesonit"-Analyse von HÜTTENHAIN (1939) als Mischanalyse, denn weder mikroskopisch noch mikroanalytisch konnte Jamesonit ($FePb_4Sb_6S_{14}$) nachgewiesen werden, obwohl er von HÜTTENHAIN (1939) als zweithäufigstes Sulfidmineral der Quarz-Antimonit-Gangzone beschrieben wird.

b) Sideritgang: Die primäre Mineralisation des Sideritganges vor der Zufuhr Sb-reicher Fluide umfaßte Pyrit, Siderit und Quarz (Hauptphase) sowie die Buntmetallsulfide Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz (Sulfidphase), die innerhalb der Gangmasse in Form von unregelmäßigen Schnüren und Nestern verteilt sind. Durch Reaktion von Kupferkies und Bleiglanz mit denselben Sb-führenden Fluiden, die auch zur Entstehung der Quarz-Antimonit-Gangzone führten, ist eine komplexe Sulfosalzparagenese entstanden. Ausgehend von Korngrenzen und durch Extension entstandenen Rißzonen, die den Fluiden als bevorzugte Wegsamkeiten gedient haben, wurden die primären Sulfide zunehmend verdrängt. Rings um primären Chalkopyrit sind zuerst Fahlerz ($Cu_{10}(Fe,Zn)_2Sb_4S_{13}$) und etwas Famatinit ($Cu_3SbS_4$), dann Bournonit ($CuPb(Sb,Bi)S_3$) als Reaktionssäume gebildet worden. Bleiglanz hat zunächst unter Bildung von Semseyit ($Pb_9(Sb,Bi)_8S_{21}$), Meneghinit ($CuPb_{13}(Sb,Bi)_7S_{24}$), Jaskolskiit ($Cu_xPb_{2+x}(Sb,Bi)_{2-x}S_5$) und Boulangerit ($Pb_5(Sb,Bi)_4S_{11}$) reagiert, später ist auch hier meist Bournonit als Reaktionsprodukt entstanden. Meneghinit wurde dabei überwiegend zu einer myrmekitischen Verwachsung von Bournonit und Bleiglanz abgebaut. Zinkblende und Siderit wurden in erheblichem Umfang remobilisiert und als jüngere Generationen mit deutlich veränderter Zusammensetzung wieder abgeschieden. Die jüngere Zinkblende zeigt einen wesentlich niedrigeren Eisengehalt (<1 Gew.-%), während die jüngere Sideritgeneration einen erhöhten Fe-Gehalt und ein deutlich höheres Fe/Mn-Verhältnis (im Durchschnitt 14,0 gegenüber 4,8 im primären Siderit) besitzt. Besonders bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß viele der neu gebildeten Sulfosalze des Sideritganges der Grube „Apollo" zum Teil erhebliche Gehalte an Wismut besitzen (WAGNER & COOK 1996), während dies in allen anderen vergleichbaren Vorkommen des Rheinischen Schiefergebirges nicht der Fall ist.

Genese und Alter

Informationen über die Temperatur- und Druckbedingungen während der Bildung der Sb-Paragenesen lassen sich einerseits aus von der Temperatur abhängigen Mineralzusammensetzungen (sog. Geothermometern), andererseits aus der

Untersuchung kleiner Einschlüsse von Fluiden (aus denen die Minerale abgeschieden und die beim Kristallwachstum eingefangen wurden) gewinnen. Die Anwendung verschiedener Geothermometer (CATHELINEAU 1988, JOWETT 1991) an Chloriten des Salbandbereichs der Quarz-Antimonit-Gangzone der Grube „Apollo" ergibt Maximaltemperaturen von etwa 390-410 °C zu Beginn des Mineralisationsereignisses. Untersuchungen an Chloriten der Gruben „Schöne Freundschaft" (Obersdorf) und „Saarsegen" (Altenahr) ergeben mit 410-440 °C und 380-420 °C ähnlich hohe Temperaturen, während diese bei Ahrbrück (Grube „Spes") mit 320-340 °C etwas niedriger liegen.

Die weitere Temperaturentwicklung läßt sich aus der Untersuchung der Fluideinschlüsse in Quarz ableiten. Generell deuten die Ergebnisse eine Abscheidung aus Fluiden mit einem niedrigen Salzgehalt (5-7 Gew.-% NaCl-Äquiv.) an. Außerdem muß es während der Mineralisation zu einem starken Temperaturabfall gekommen sein, denn die Homogenisierungstemperaturen liegen bei etwa 310-330 °C zu Beginn und bei 160-180 °C gegen Ende des Quarzwachstums. Durch die Kombination von Chlorit-Bildungstemperaturen und Fluiddaten von Chlorit und Quarz im direkten Kornkontakt ergeben sich maximale p-T-Bedingungen von 390-410 °C bei etwa 0,6-0,8 kbar. Hieraus resultieren minimale Bildungstemperaturen gegen Ende des Quarzwachstums von 180-220 °C, wobei von einem etwa konstanten Druck während der Gangentwicklung ausgegangen wird. Da die Abscheidung von Antimonit unmittelbar am Ende des Quarzwachstums einsetzt, entsprechen die minimalen Bildungstemperaturen von Quarz gleichzeitig den maximalen Temperaturen der Antimonitbildung (WAGNER & COOK 1997b, 1997c).

Als wesentlicher Abscheidungsmechanismus von Antimonit kann somit die starke Abkühlung der Fluide angesehen werden, wobei die strukturelle Position der Gangzone an der Flanke eines Sattels eine Stagnation der Fluide begünstigt hat (Abb. 44). Innerhalb der sandigen Horizonte der Augustenthaler Schichten des Mittleren Siegens, eingeschaltet zwischen Tonschiefern der Leutesdorfschichten (Unteres Siegen) im Liegenden und der Rüscheidschichten (Oberes Siegen) im Hangenden (MEYER 1965, 1988, MEYER & PAHL 1960, MEYER & STETS 1980), konnten die Fluide zunächst bevorzugt kanalisiert aufsteigen. Im Bereich der Sattelzone, deren Kern aus Sandsteinen der Augustenthaler Schichten aufgebaut wird, wurde durch die deckelartige Überlagerung (cap rock) mit sehr reinen Tonschiefern ein weiterer Aufstieg der Fluide behindert und es kam zur Abkühlung.

Im Vergleich mit den Siderit- und Pb-Zn-Erzgängen des Rheinischen Schiefergebirges (BEHR et al. 1987, HEIN 1993) liegen die maximalen p-T-Bedingungen der Quarz-Antimonit-Mineralisation deutlich höher und entsprechen Werten, die nur während der Eisenglanzphase des Siegerlandes erreicht worden sind (ERLINGHAGEN 1989, HEIN 1993). Insgesamt deuten die relativen Altersverhältnisse der Quarz-Antimonit-Mineralisation gegenüber Siderit und Sulfiden, die Daten fluider Einschlüsse sowie die strukturelle Ausbildung der Gänge und Mikrostrukturen innerhalb der Gangmasse auf eine spätvariscische Genese. Diese kann der ex-

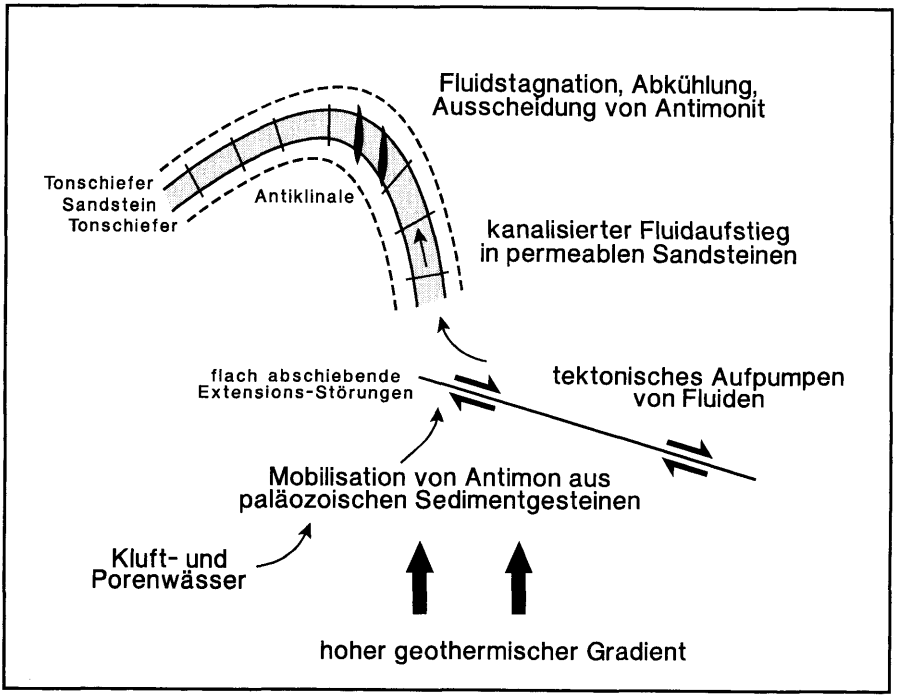


Abb. 44. Genetisches Modell für die Entstehung der spätvariscischen Antimonitmineralisation der Grube „Apollo" bei Raubach.

tensionalen, postkollisionalen Phase des variscischen Gebirges zugeordnet werden. In vielen Regionen Europas sind vergleichbare, spätvariscische Sb-Mineralisationen in extensionalen Scherzonen, teilweise genetisch an spätorogene Granite gebunden, schon seit langem bekannt. Deren Druck- und Temperaturbedingungen, strukturelle Ausbildung und Paragenese zeigen weitgehende Übereinstimmungen mit den Quarz-Antimonit-Gangzonen des Rheinischen Schiefergebirges (DILL 1985, BOIRON et al. 1990, MUNOZ et al. 1992, ORTEGA & VINDEL 1995).

2.3.6 Eisenglanzphase (Rejuvenationsphase) (THOMAS WAGNER)

Auf zahlreichen Sideritgängen des Siegerland-Wied-Distrikts ist neben den Mineralisationen der Vorphase (Quarz-Kobaltarsenkies), der Hauptphase (Siderit-Quarz) und der Sulfidphase (Zinkblende-Kupferkies-Bleiglanz) noch eine jüngere Hämatit-Bornit-Kupferglanz-(Carrollit)-Paragenese ausgebildet. Eine hydrothermale Überprägung (Rejuvenation) der Sideritgänge durch hochtemperierte

Fluide hat zur Bildung von Hämatit („Eisenglanzphase") durch Oxidation des Siderits und weiterhin zu einer reaktiven Verdrängung von Kupferkies durch eine Reihe von Cu-(Fe)-Sulfiden geführt. Die hierbei und weiterhin durch supergene Zementation erfolgte, zusätzliche Konzentration von Kupfer in Reicherzzonen war die Grundlage des alten Kupfererzbergbaus im zentralen Siegerland, vorrangig im 18. Jahrhundert (HUNDT et al. 1887, BORNHARDT 1910, 1912, QUIRING 1931b). In späterer Zeit, zum Teil noch nach dem zweiten Weltkrieg, wurde in den Räumen Weidenau-Gosenbach und Steinebach-Schutzbach eine Reihe von Sideritgängen mit erheblicher Hämatitführung abgebaut (STADLER 1959, HOFFMANN 1964, FENCHEL et al. 1985).

Vorkommen und Verbreitung

Die Rejuvenationsphase ist entlang einer SW-NE streichenden Zone parallel dem Generalstreichen der variscischen Strukturen vom nördlichen Siegerland bis zum Rhein verbreitet (Abb. 45), wobei mehrere Bereiche erkennbar sind, in denen vermehrt Hämatitgänge auftreten (RIBBENTROP 1878, QUIRING 1923, 1931b, FENCHEL et al. 1985). Zunächst ist die Mineralisation der Rejuvenationsphase im nördlichen Siegerland im Raum Weidenau-Trupbach-Gosenbach sehr intensiv ausgebildet, während die Gänge um Müsen-Littfeld eine deutlich geringere Hämatitführung besitzen. Besondere bergbauliche Bedeutung besaßen die Gruben um Weidenau („Neue Haardt", „Nordstern", „Steigerberg") und Gosenbach („Storch & Schöneberg", „Honigsmund-Hamberg"). Vor allem im Raum Gosenbach-Niederschelden ist die Cu-Paragenese der Rejuvenationsphase sehr reich ausgebildet und der dortige Bergbau war zunächst überwiegend ein Kupfererzbergbau, z.B. wurde 1780 auf der Grube „Honigsmund" (Gosenbach) „Kupferglaserz" (Chalkosin-Djurleit-Digenit) in 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen (NOSTIZ 1912).

Ein weiterer Schwerpunkt der Verbreitung der Rejuvenationsphase liegt in einer Zone, die von Eisern und Eiserfeld über Schutzbach bis nach Steinebach reicht. Insbesondere einige Gänge an der Eisernen Hardt („Altes Rad", „Alte Birke"), Teile des Eisenzecherzuges („Grauebach", „Schlänger"), die Gänge der Grube „Brüderbund" („Eiserner Spieß", „Tiefe Kohlenbach") sowie eine Vielzahl von Vorkommen zwischen Schutzbach und Steinebach (Gruben „Pius", „Falkenberg", „Gottessegen", „Käusersteimel", „Bindweide", „Eselskopf", „Hochacht") sind durch erhebliche Hämatitführung gekennzeichnet. Der südwestlichste Verbreitungsschwerpunkt liegt im Bereich von Bendorf (Gruben „Vierwinde", „Loh", „Eisenberg") direkt am Rhein, während die Paragenese auf den meisten Sideritgängen des Westerwaldes, abgesehen von der Grube „Roßbach" (Roßbach), nicht auftritt (DIESTERWEG 1882, QUIRING 1931a).

Die Teufenerstreckung der Mineralisation ist unterschiedlich. Während sie auf den meisten Gruben nur von der Oberfläche bis in 200-400 m Tiefe reichte, zeigte z.B. die Grube „Neue Haardt" (Weidenau) bis fast 1000 m eine deutliche Hämatit- oder Rotspatführung, die dann allerdings ausklang (FENCHEL et al. 1985).

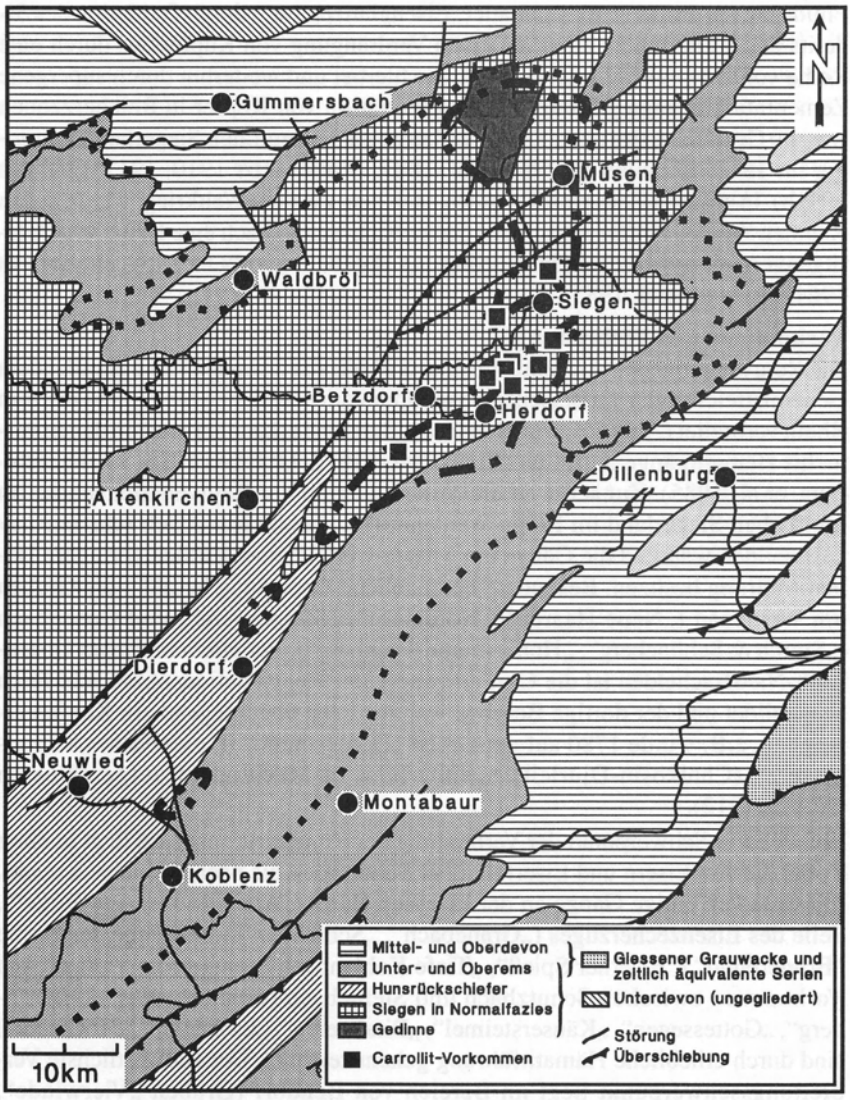


Abb. 45. Verbreitung der Rejuvenationsphase im Siegerland-Wied-Distrikt. Die gestrichelte Linie zeigt die Grenze der Verbreitung der Sideritgänge, während die strichpunktierten Linien die Zonen intensiver Verbreitung der Rejuvenationsphase umgrenzen. Verbreitungsgebiete der Mineralisationsphasen nach QUIRING (1931b).

Paragenese und Ausbildung

Die Paragenese der Rejuvenationsphase umfaßt im wesentlichen Hämatit und Rotspat (Siderit mit feinverteiltem, z.T. kryptokristallinem Hämatit), Quarz, die Cu-(Fe)-Sulfide Bornit, Chalkopyrit, Idait, Chalkosin, Djurleit und Digenit, Carrollit, Wittichenit, Emplektit, gediegen Wismut sowie gediegen Gold (BUSCHENDORF & HÜTTENHAIN 1930, HÜTTENHAIN 1932, FENCHEL et al. 1985, WAGNER & COOK im Druck, a). Strukturell ist eine Bindung der durch die Mineralisation intensiv überprägten Gangbereiche an postsideritische Querstörungen („Geschiebe") und flach einfallende Aufschiebungen („Deckelklüfte") zu erkennen (STADLER 1959). Ausgehend von den Störungen erfolgt eine sukzessive Verdrängung des Siderits; hierbei kontrollieren weitere bevorzugte Wegsamkeiten im Mikromaßstab – wie die primäre Bänderung des Siderits, Quarztrümer, Mikrorisse und schließlich die Korngrenzen – im wesentlichen die Intensität der Überprägung.

Hämatit bildet größere, häufig drusig ausgebildete Aggregate aus wirr verwachsenen, tafeligen Kristallen, Pseudomorphosen nach rhomboedrischen Sideritkörnern und feinverteilte Imprägnationen entlang von Spaltrissen und Korngrenzen des Siderits. Hierbei treten oft zonare Abfolgen mit einem Kernbereich aus grobkristallinem Hämatit und immer feiner werdender Dispersion zum Rand hin auf. Die Cu-(Fe)-Minerale sind meist als Nester regellos in der Gangmasse verteilt und häufig von einem Hämatitsaum umgeben. Wesentliche Gefügevarianten innerhalb dieser Nester sind hierbei: (1) Myrmekitische Verwachsungen von Bornit und Digenit, Djurleit oder Chalkosin, (2) Bornit mit Entmischungslamellen von Chalkopyrit, (3) Idait mit Entmischungslamellen von Bornit, (4) fleckiger Bornit, der von einem Netzwerk von Digenitadern umgeben wird, und (5) korrodierte Verdrängungsrelikte von Bornit in einer Chalkosin- oder Djurleitmatrix. Vereinzelt enthält Bornit auch noch Relikte von Chalkopyrit und belegt somit die Bildung durch Verdrängung des primären Chalkopyrits.

Carrollit ($CuCo_2S_4$), der meist isolierte, idiomorphe, kuboktaedrische Kristalle oder komplexe, schwammartige Aggregate aus zahlreichen, sehr kleinen, intensiv verwachsenen Körnern bildet, ist bevorzugt entlang der Korngrenzen der Cu-(Fe)-Minerale gegen Hämatit konzentriert. In der älteren und teilweise auch noch in der neueren Literatur ist Carrollit als „Sychnodymit" bezeichnet worden (GIES 1967a, RAO 1967, FENCHEL et al. 1985), basierend auf der Beschreibung des Erstfundes von der Grube „Kohlenbach" (Brüderbund) bei Eiserfeld (LASPEYRES 1891a, 1891b). Hierbei hat vor allem der analytische Nachweis eines Ni-Gehaltes von etwa 4 Gew.-% zur Einführung des neuen Mineralnamens „Sychnodymit" bewogen, wobei Unsicherheiten bezüglich der mineralogischen Natur des Carrollits vom Originalfundort Carroll County (Maryland, USA) auch von Bedeutung waren. In der Folgezeit brachten weitergehende Untersuchungen an Material von der Grube „Kohlenbach" den Nachweis, daß es sich hierbei um Carrollit handelt (STAHL 1899, MENZER 1926, RÜCKERT 1926, BERG 1928, DE JONG & HOOG 1928, CRAIG et al. 1979). Eigene mikrosondenanalytische Untersuchungen

an Carrollit verschiedener Vorkommen des Siegerlandes („Arbach", „Kulnwald", „Lurzenbach", „Pius", „Schlänger") haben eine durchschnittliche gewichtete Zusammensetzung von $(Cu_{0.81}Fe_{0.01}Co_{1.89}Ni_{0.30})_{3.01}S_{4.00}$ ergeben. In allen neu untersuchten Proben ist Carrollit in Assoziation mit den Cu-(Fe)-Sulfiden sehr reichlich vorhanden und es ist wahrscheinlich, daß dessen Verbreitung innerhalb der Rejuvenationsphase wesentlich größer ist, als bisher angenommen wurde. Gediegen Gold und gediegen Wismut treten als unregelmäßige, rundliche Körner von wenigen µm Größe bevorzugt eng verwachsen mit Hämatit auf, während die Cu-Bi-Sulfide stets mit Cu-(Fe)-Sulfiden assoziiert sind. Wittichenit von stöchiometrischer Zusammensetzung (Cu_3BiS_3) stellt in fast allen untersuchten Vorkommen die mengenmäßig überwiegende Bi-Phase dar.

Die hydrothermale Überprägung der Sidertgänge hat auch zu einer intensiven Alteration der Nebengesteine geführt, die makroskopisch an einer auffälligen Bleichung kenntlich ist (BORNHARDT 1910, STADLER 1959). Mikroskopisch sind folgende Kriterien typisch für die Alteration: (1) Imprägnation der Schieferung mit Hämatit, (2) Oxidation des dispersen Siderits des Nebengesteins zu Hämatit, (3) Kornvergröberung und partielle Rekristallisation der Quarzkörner unter Verringerung der Porosität, (4) intensive Sericitisierung und Überwachsen der Schieferungsfugen durch etwas gröberen Muskovit, der völlig undeformiert ist, und (5) teilweise Auslöschung des schiefrigen Gefüges. Geochemisch ist die Alteration durch einen deutlichen Anstieg der K/Na- und Fe/Mg-Verhältnisse der überprägten Gesteine gekennzeichnet. Die stärker sandigen Partien des Nebengesteins zeigen eine schwächere Alteration als Tonschiefer und Siltsteine.

Genese und Alter

Die Genese der Rejuvenationsphase ist seit längerem intensiv und kontrovers diskutiert worden. Zunächst wurde eine deszendente Bildung durch Verwitterungsprozesse analog zu den gewöhnlichen Oxidationszonen vorgeschlagen (RIBBENTROP 1878). Dieses Konzept wurde in etwas modifizierter Form auch noch von BORNHARDT (1910) vertreten, der eine tiefreichende Zirkulation hochkonzentrierter, soleartiger Verwitterungslösungen annahm. Demgegenüber erkannte SCHNEIDERHÖHN (1923) aufgrund des Vergleichs mit anderen Paragenesen und ersten experimentellen Untersuchungen die Bildung unter Hochtemperaturbedingungen und postulierte zunächst eine Genese durch aufsteigende, heiße Gasströme aus tieferliegenden, erstarrenden Magmen. Weitere Untersuchungen führten zur Vorstellung einer Überprägung der Sideritgänge durch aszendente (aufsteigende), hochtemperierte hydrothermale Lösungen, die auch noch mit einer zusätzlichen Stoffzufuhr, insbesondere von Kupfer, verbunden war (RÜCKERT 1926, QUIRING 1923, 1931b, HÜTTENHAIN 1932, FENCHEL et al. 1985).

Neuere Untersuchungen fluider Einschlüsse in Quarz, der mit Hämatit und den Cu-(Fe)-Sulfiden cogenetisch ist, haben dies bestätigt (ERLINGHAGEN 1989, HEIN 1993). Die Homogenisierungstemperaturen der Fluide sind mit 230-330 °C sehr hoch und liegen deutlich über den vergleichbaren Temperaturen für die Haupt-

und Sulfidphase der Sideritgänge. Weiterhin besitzen die Fluide recht niedrige Salinitäten von etwa 3-7 Gew.-% NaCl-Äquiv., ähnlich den Fluiden aller „variscischen" Mineralisationen und deutlich verschieden von denjenigen der postvariscischen Mineralisationen, die stets wesentlich höhere Salinitäten im Bereich von 18-26 Gew.-% NaCl-Äquiv. aufweisen. Die größte Ähnlichkeit zu den Fluiden der Rejuvenationsphase besitzen die Fluide der spätvariscischen Antimonmineralisationen (Kap. 2.3.3), die ebenfalls sehr hochtemperiert und niedrigsalinar sind. Weitere Informationen bezüglich der Maximaltemperaturen und der Temperaturentwicklung während des Mineralisationsereignisses lassen sich aus der Gefügeentwicklung und Mineralchemie der beteiligten Phasen gewinnen. Insbesondere die verschiedenen lamellaren Entmischungsgefüge und die binären Myrmekite Bornit-Kupferglanz (Digenit, Djurleit oder Chalkosin) sind klare Indizien für den Zerfall von Hochtemperatur-Bornit durch rasche Temperaturerniedrigung. Die Pauschalzusammensetzungen sehr feinkörniger, selbst mit der Mikrosonde nicht mehr auflösbarer Entmischungsgefüge Bornit-Chalkopyrit und bilanzierte Zusammensetzungen der Myrmekite liegen im Feld des im Cu-Fe-S-System nur über 400 °C stabilen Hochtemperatur-Bornits. Die Diffusionsraten haben offenbar nicht ausgereicht, um eine vollständige Entfernung der nicht mehr mischbaren Komponenten aus dem Wirtskristall zu ermöglichen.

Der Chemismus der Fluide zu Beginn der Mineralisation muß offenbar relativ oxidierend und sauer gewesen sein, da es einerseits zur Oxidation des Siderits, andererseits zu einer äußerst intensiven Sericitisierung im Nebengestein gekommen ist. Allerdings war das Redoxpotential der Fluide nicht so hoch wie in Verwitterungslösungen, da zwar Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxidiert wurde, aber der Mn-Gehalt des Siderits offensichtlich nicht als Mn^{3+} (Manganit) oder Mn^{4+} (Pyrolusit) fixiert, sondern im wesentlichen abgeführt wurde. Hämatit ist praktisch reines Fe_2O_3, die Gehalte der im primären Siderit in wesentlichen Mengen enthaltenen Komponenten Mn, Mg und Ca liegen unter der Nachweisgrenze der Mikrosonde. Durch die Reaktion der Fluide mit dem Karbonat des Siderits muß es außerdem zu einer deutlichen Pufferung des pH-Wertes gekommen sein.

Demgegenüber ist die Bildung der Cu-(Fe)-Sulfide bei niedrigerem Redoxpotential erfolgt als die Hämatitbildung. Hier deutet sich eine Entwicklung des Fluidchemismus von oxidierenden zu mehr reduzierenden Bedingungen an, deren Ursachen in der Temperaturveränderung während der Mineralisation, Veränderungen des pH durch Karbonatpufferung, Interaktion mit dem Nebengestein und insbesondere einer Freisetzung reduzierender, organischer Gase infolge hydrothermaler Nachinkohlung der Nebengesteinskerogene liegen können. Durch neuere Arbeiten wurde die generelle Bedeutung des Einflusses organischer Komponenten auf die Redoxgleichgewichte in verschiedenen für die Lagerstättengenese relevanten Fluidsystemen nachgewiesen (JOCHUM et al. 1994, 1997). Weiterhin können thermische und geochemische Gradienten innerhalb der Gänge zu einem räumlichen Nebeneinander oxidierender und reduzierender Domänen geführt ha-

ben, worauf auch die im makroskopischen und mikroskopischen Maßstab vorhandenen zonaren Gefüge hindeuten.

Bezüglich der zeitlichen Stellung der Rejuvenationsphase und ihrer Einordnung in großräumige geologische Prozesse herrscht nach wie vor Unsicherheit. Aufgrund der Altersverhältnisse zu Siderit und der Hauptsulfidgeneration, den Beziehungen zu postsideritischen Querstörungen und Überschiebungen und der Tatsache, daß sämtliche Minerale der Rejuvenationsphase völlig undeformiert sind, ist die Mineralisation sicher jünger als die variscische Hauptdeformation. Weiterhin ist sie auf jeden Fall älter als die Bildung der Oxidationszonen und die Eruption der tertiären Basalte (BORNHARDT 1910). Hieraus ergibt sich eine Einengung des möglichen Bildungszeitraums auf die Spanne zwischen Perm und Alttertiär. Aufgrund der Fluiddaten, die eine „variscische" Signatur besitzen, erscheint eine spätvariscische Bildung wahrscheinlich. Eine K-Ar-Altersangabe von etwa 270 Mio Jahren in HEIN (1993) ist aufgrund der Tatsache, daß die datierten Glimmerminerale und die charakteristische Mineralparagenese der Rejuvenationsphase nicht zweifelsfrei cogenetisch sind, nicht hinreichend verläßlich. Eine abschließende Klärung dieser Frage bleibt einer zukünftigen, direkten Datierung des Hämatit oder der Cu-(Fe)-Sulfide vorbehalten.

2.4 Postorogene Mineralisationen

2.4.1 Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge

(THOMAS KIRNBAUER)

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind meist gangförmige und häufig gemeinsam auftretende Mineralisationen bekannt, die sich durch prächtige Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt und großdimensionierte, zonierte Quarzkristalle, sog. Kappenquarze, auszeichnen und deshalb als Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge bezeichnet werden. Die herausgewitterten Gänge bilden oft markante Felsrippen und sind mit Mächtigkeiten bis zu 80 m das auffälligste Element innerhalb der postvariscischen Mineralisationen. In manchen Gängen können die SiO_2-Gehalte auf über 99% ansteigen.

Wie Grabbeigaben in latènezeitlichen Bestattungen belegen, waren Kappenquarzkristalle aus dem Taunus bereits den Kelten bekannt (KIRNBAUER 1995). Stufen aus diesen Gängen sind heute in zahlreichen Sammlungen vertreten. Als berühmtes und frühes Beispiel sei die Mineraliensammlung von JOHANN WOLFGANG V. GOETHE genannt.

Vorkommen und Verbreitung

Weit über die Hälfte aller Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge liegt am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges und hier vor allem im Taunus. In geringerer Anzahl sowie mit meist geringerer Mächtigkeit und Länge sind Gänge auch aus der Dillmulde und dem Sauerland bekannt.

Aus dem Hauptverbreitungsgebiet der Pseudomorphosenquarzgänge, dem Taunus, sind mehrere Dutzend Gänge und Gangzüge in den ordovizisch-silurischen bis mitteldevonischen Gesteinen der **Vordertaunus-**, **Taunuskamm-** und **Hintertaunus-Einheit** bekannt (GK 25, ALBERMANN 1939). Die Gänge sind ausnahmslos an NW-SE-streichende Querstörungen gebunden, die einzelne Hoch- und Tiefschollen des postvariscischen Schollenmosaiks voneinander trennen, wobei die Verwerfungsbeträge 200 m übersteigen können (PANZER 1923, ANDERLE 1984). So begrenzt z.B. der Quarzgang von Naurod–Bremthal die Idsteiner Senke im Westen; die Emstalstörung zwischen der Ems-Dombach-Scholle im Westen und Feldberg-Pferdskopf-Scholle im Osten ist auf ca. 15 km Länge durch den Wüstems-Reichenbach-Steinfischbacher Gangzug mineralisiert. Bekanntester Vertreter dieses Gangtyps ist der Usinger Gangzug im Osttaunus, der sich über 5 km Länge im Streichen verfolgen läßt und maximale Mächtigkeiten bis zu 80 m aufweist (SCHNEIDERHÖHN 1912, 1949, SOLLE 1941, RINN 1980, H. MEYER 1984).

Die Gangzüge setzen sich aus flachlinsigen, gelegentlich gegeneinander versetzten Teilstücken (Versatz des südöstlichen Gangteils nach Osten, ALBERMANN 1939) zusammen, deren durchschnittliche Gangmächtigkeit relativ konstant bleibt und den Zehnermeterbereich häufig überschreitet. An einigen Stellen spalten die Gänge in mehrere Trümer auf; auch können geringer mächtige Nebentrümer den Hauptgang schwarmartig begleiten. Lithologische, stratigraphische und tektonische Grenzen können von den Gängen durchschlagen werden, während an anderen Orten ein Auskeilen beim Wechsel des Nebengesteins zu beobachten ist. Im Gegensatz zu den Angaben der GK 25 scheinen die Gänge die Grenze Vordertaunus-Einheit/Taunuskamm-Einheit nicht zu durchsetzen.

Westlich der Idsteiner Senke fallen die Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge steil nach NE und östlich von ihr steil nach SW ein, so daß sie insgesamt einen großen Fächer bilden (ALBERMANN 1939, KUBELLA 1951). Zonierte Quarzkristalle (Kappenquarze) treten auch in Mineralisationen mit abweichenden Streichrichtungen auf und sind dann nicht selten mit Buntmetallsulfiden vergesellschaftet (Kap. 2.4.2).

In der **Lahnmulde** fehlen Pseudomorphosenquarze, jedoch treten an mehreren Stellen Kappenquarzmineralisationen auf, die Buntmetallerze führen. In der Deckeneinheit der **Gießener Grauwacke** dagegen fehlen sowohl Pseudomorphosen- als auch Kappenquarzgänge. Der bedeutendste Pseudomorphosenquarzgang in der **Dillmulde** setzt in mitteldevonischen bis unterkarbonischen Metavulkaniten und -sedimenten auf und ist an die etwa E-W-streichende Riesengangstörung bei Herbornseelbach gebunden, die auf über 5 km im Streichen zu verfolgen ist (BENDER et al. 1997, KIRNBAUER & LIPPERT in BENDER et al. 1997). Eine größere Verbreitung innerhalb der Dillmulde besitzen Sulfid-führende Kappenquarzgänge (Kap. 2.4.2). Auch aus dem „Massenkalk" bei Breitscheid–Medenbach sind dm-große Kappenquarzkristalle bekannt.

Trotz der weiten Verbreitung postvariscischer Mineralisationen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge treten Pseudomorphosenquarzgänge nur im **Sauerland** auf, darunter – als Besonderheit – auch in Karsthohlräumen des Warsteiner „Massenkalk"-Komplexes (SCHAEFFER 1984, mdl. Mitt. Prof. REINHARD SCHAEFFER, Bochum). Sulfide führende Kappenquarzgänge, insbesondere in von der bevorzugten NW-SE-Richtung abweichenden Streichrichtungen, sind in weiter Verbreitung aus mitteldevonischen bis oligozänen Gesteinen im Sauerland und im **Bergischen Land** bekannt. Zudem kleiden Kappenquarze am gesamten Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges häufig Karsthohlräume von Karbonatgesteinen aus (z.B. SCHAEFFER 1983b, 1984).

Paragenese und Ausbildung

Innerhalb der Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge können nach eigenen Erkenntnissen vier paragenetische Abfolgen bzw. Phasen unterschieden werden, die allerdings nicht überall vollständig ausgebildet sind (Tab. 10). Durch mehrfaches Aufreißen bereits gebildeter Gangteile und erneute Mineralisation auch innerhalb einer Phase, entstand – vor allem während der Phase III – eine meist komplex aufgebaute, salbandparallele Zonierung bis Bänderung (Abb. 46), wobei fast alle Gangfüllungen eine bilaterale Symmetrie aufweisen.

Tab. 10. Parageneseschema für Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge.

I. Karbonatphase	Karbonatrhomboeder, Calcit
II. Barytphase	Baryt I, Anhydrit
III. Hauptphase	Quarz I (±Chalkopyrit I, FeS_2, Cinnabarit, Goethit)
IV. Nachphase	Baryt II, Chalkopyrit II, Quarz II, Chalcedon

Die Minerale der **Karbonatphase** sind fast überall durch Lösungsvorgänge weggeführt worden, so daß sie heute nur noch perimorph, von Quarz der jüngeren Mineralisationsphasen überwachsen, vorliegen. Jeweils bis mehrere Zentimeter große Perimorphosen von Quarz um ehemalige Karbonatrhomboeder und Calcitskalenoeder stammen aus den Quarzgängen von Wiesbaden-Frauenstein und Königstein–Mammolshain (z.B. SCHARFF 1860, RITTER 1884); im Riesengang bei Herbornseelbach werden braune, nicht aufgelöste Calcitskalenoeder von Pseudomorphosenquarz perimorph überwachsen. Da im Taunus diese frühen Karbonatausscheidungen fast ausschließlich aus Gängen in der Vordertaunus-Einheit – und hier wiederum offenbar bevorzugt aus solchen, die Metasedimente zum Nebengestein haben –, nur in Einzelfällen der Taunuskamm-Einheit und bislang nicht der Hintertaunus-Einheit bekannt sind, dürfte der Karbonatgehalt aus dem unmittelbaren Nebengestein der Gänge mobilisiert worden sein.

In der **Barytphase** kam es zur Abscheidung mehrerer Generationen von Baryt, der überall pseudomorph von Quarz ersetzt wurde und als charakteristischer **Pseudomorphosenquarz** den Gängen ihren Namen gegeben hat (SCHNEIDERHÖHN 1912, BAIER & VENZLAFF 1961). Typisch für den Pseudomorphosenquarz ist ein verschachteltes Haufwerk dünnster und oft dm-großer Tafeln ehemaligen

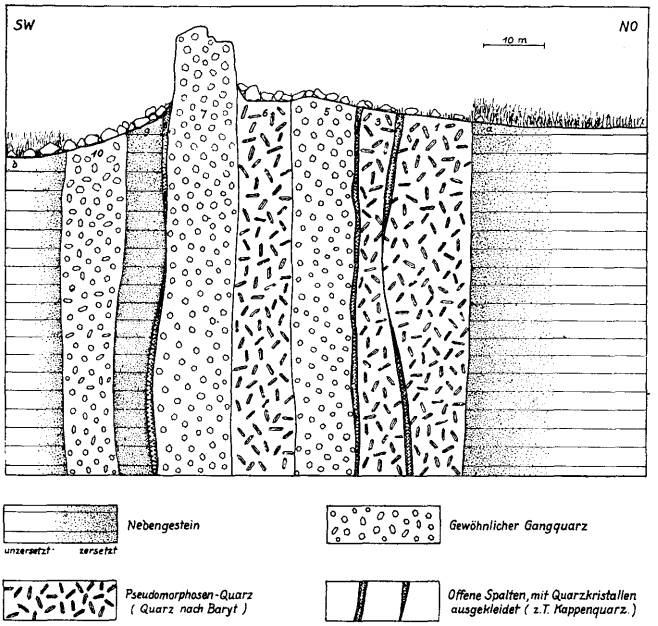


Abb. 46. Schematisiertes Querprofil durch den Usinger Pseudomorphosen- und Kappenquarzgang (aus SOLLE 1941).

Baryts in Stärken von ≤1 mm, doch stammen aus mehreren Gängen, so von Griedel, Usingen und Herbornseelbach, auch durch Quarz verdrängte, idiomorphe Kristalle bis über 10 cm Größe (Taf. VI, 1 und VI, 2), während hahnenkammförmige Kristallaggregate bislang nur in Usingen gefunden wurden. MEINEL (1983) und MEINEL et al. (1993) konnten durch mikroskopische und Mikrosondenuntersuchungen in Pseudomorphosenquarz, u.a. aus dem Usinger Quarzgang, „massenhaft" Relikte von Anhydrit feststellen, die sich besonders reichlich in sandartigen, aus einem lockeren Verband von mm- bis cm-großen Quarzkristalliten gebildeten Gangpartien finden. Diese im Taunus von verschiedenen Stellen, so am „Sandstein" des Naurod–Niedernhausener Ganges bekannten Bildungen, werden deshalb als Residualbildungen ehemaliger Anhydrit-Quarz-Aggregate angesehen.

Die Hauptmasse der Gangfüllungen besteht aus Quarz der **Hauptphase** in vielfältigster Ausbildung. Häufig sind dichte bis kryptokristalline SiO_2-Varietäten (Cherts) mit gelblicher, rötlicher und brauner, meist aber weißer bis grauer Färbung, aber auch zuckerkörnige bis grobkristalline Varietäten, die aus zonierten, rhythmisch gebänderten Quarzkristallen weißer bis grauer Farben bestehen. Die typische Bänderung dieser Kristalle parallel zu den Rhomboederflächen geht auf rhythmische Wechsel in der Zusammensetzung der Minerallösungen

zurück und wird im wesentlichen durch zoniert angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse in den Wachstumsschichten erzeugt (BEHR & GERLER 1987, BEHR et al. 1987).

In Klüften und Drusenhohlräumen treten zonierte Quarzkristalle auf, die von SCHNEIDERHÖHN (1912) kristallographisch untersucht wurden. Kennzeichnend für diesen Quarztyp ist die dominierende, fast ausschließliche Ausbildung der Rhomboederflächen, die in Ausnahmefällen Kantenlängen bis zu 20 cm erreichen können. Seit SCHARFF (1854/55) werden solche Kristalle **„Kappenquarze"** genannt, da sie, durch Inhomogenitäten auf den Rhomboederflächen (z.B. Tonminerale, Brauneisenstein) bedingt, eine erhöhte Teilbarkeit entlang dieser Flächen aufweisen, so daß sich gelegentlich die äußere Kappe bzw. Haube eines Kristalls lösen und abheben läßt. Prismenflächen treten nur selten in Erscheinung, sind meist undeutlich entwickelt und werden ausschließlich bei horizontal gewachsenen Kappenquarzkristallen, die dann nicht selten als Doppelender ausgebildet sind, beobachtet. Vor allem aus Klüften des Usinger Quarzganges, aber auch von Wülfrath und Wuppertal-Dornap (RYKART 1993), stammen **Rauchquarze** und **Morione**, deren rauchige bis schwarze Färbung häufig nur in einzelnen Wachstumszonen besonders stark ausgeprägt ist.

Selten sind gelbe, ockerfarbene und rotbraune **Eisenkiesel** (Taf. VI, 4), die entweder massive, dichte Partien oder – in zuckerkörnigem Quarz – bis mm-große Doppelender ausbilden (z.B. bei Schlangenbad im Taunus) sowie achatähnlich gebänderte Quarze, die in wenigen Gängen im Taunus und im nordöstlichen Schiefergebirge gefunden wurden. **Goethit** schließlich wurde – eingewachsen in den jüngsten Zonen einiger Kappenquarze - im Quarz des Usinger Ganges beobachtet.

In der Hauptphase der Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge fehlen **Sulfide** fast vollständig, so daß im Taunus ausschließlich Einzelfunde von in Kappenquarz eingewachsenen, meist mm-großen Kristallen von Chalkopyrit I, FeS_2, Cinnabarit sowie reliktischem Galenit bekannt sind (KIRNBAUER 1984a, JAKOBUS 1993, mdl. Mitt. DETLEF DEDERSCHECK, Bad Homburg v.d.H. und GÜNTER STERRMANN, Oberursel). Ausnahmen von dieser Regel könnten die im Taunus gelegenen Vererzungen der Gruben „Bleierzwerke Heftrich" und „Hannibal" bei Heftrich (P. WERNER 1973) sowie „Silbergaut" bei Emmershausen (JAKOBUS 1992, STERRMANN 1994) darstellen, da von beiden Mineralisationen – neben Sulfiden wie Galenit und Fahlerzen – Haldenfunde von Pseudomorphosenquarz bekannt sind.

Ein typisches, fast in keinem Gang fehlendes Strukturelement sind mm- bis cm-große Nebengesteinsklasten, die allseitig von palisadenartig gewachsenen Quarzkristallen (sog. Palisadenquarze) ummantelt werden (Taf. VI, 3). Diese, in Sammlerkreisen als „Sternquarze" und „Kokardenquarze" bezeichneten, **hydrothermalen Breccien** gehen auf plötzlichen Abbau von lokalem Fluidüberdruck zurück (z.B. SILLITOE 1985).

Als Bildungen der **Nachphase** werden hier sporadische und – bezogen auf das Gesamtvolumen der Gänge – bedeutungslose Füllungen von Drusen- und schmalen Klufthohlräumen im Hauptphasenquarz mehrerer Gänge zusammengefaßt, die sich aus bläulichem und farblosem, schalig und gelegentlich stalaktitisch gewachsenem **Chalcedon** (Taf. VI, 4), meist durchsichtigem Quarz II in mm-großen Kristallen, farblosem und gelbem **Baryt II** in grobspätigen Aggregaten und in mm-großen Kristallen sowie mengenmäßig bedeutungslosen **Blei-Kupfer-Mineralisationen**, von denen sich meist nur noch Oxidations- und Zementationsprodukte wie Azurit, Malachit, Cuprit und ged. Kupfer erhalten haben, zusammensetzen. Von der primären Sulfidführung der Nachphase konnte bislang erst Chalkopyrit II nachgewiesen werden, während die Stellung von Chalkosin unsicher ist. Fundorte liegen u.a. in den Gängen von Wiesbaden-Frauenstein, Schneidhain und Königstein–Mammolshain (z.B. SCHARFF 1860, SCHNEIDERHÖHN 1912, ALBERMANN 1939, STERRMANN 1992, KIRNBAUER & STERRMANN 1997). Das jüngere Alter der Nachphasenmineralisation wird auch dadurch belegt, daß sie im Wiesbaden-Frauensteiner Quarzgang auf vertikalen, etwa N-S- und E-W-streichenden Störungszonen im z.T. brecciierten Quarz der Hauptphase auftritt.

Auf Spalten und Klüften der Gänge finden sich häufig, bevorzugt in der Taunuskamm-Einheit, oxidische und hydroxidische Eisen- und Manganerze (**Hämatit**, **Goethit**, **Manganomelan**, **Lithiophorit**), die – bei nennenswerten Anreicherungen – im letzten Jahrhundert an mehreren Stellen im Tiefbau gewonnen wurden. Bei zahlreichen der von BRÜNING et al. (1893) als „gangartige" Eisen- und Manganerze zusammengefaßten Vererzungen, so den Gruben „Stolzenfels" und „Ehrenfels" bei Niedernhausen im Taunus, handelt es sich tatsächlich um vererzte Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge.

Die Nebengesteine der Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge sind durch die hydrothermalen Lösungen chemisch und mineralogisch weitgehend verändert (alteriert) worden (SCHNEIDERHÖHN 1912, ALBERMANN 1939, JAKOBUS 1992, 1993, GUTSCHE 1995, GUTSCHE & HAACK 1996). In der ca. 50 m mächtigen Alterationszone des Usinger Ganges, die sich makroskopisch durch eine deutliche Bleichung auszeichnet, fand eine weitgehende und in Gangnähe vollständige Zersetzung der Phyllosilikate (Muskovit, Chlorit) und Feldspäte des Nebengesteins bei gleichzeitiger Neubildung von Muskovit (in der Modifikation von hervorragend kristallisierten 2M-Illiten) und etwas Kaolinit statt. Mit Annäherung an das Salband nimmt hier die Silifizierung, die Rekristallisation von Quarz sowie die Anreicherung bestimmter Spurenelemente, so Kupfer und Blei, zu.

Im Anschluß an die Hauptphase entwickelten sich in den Gängen im Taunus vier Hauptkluftsysteme, an denen z.T. Bewegungen stattfanden (SCHNEIDERHÖHN 1912, MICHELS 1928, 1931, ALBERMANN 1939, PETERS 1982, eigene Messungen):
1. Meist seigere, senkrecht zum Salband verlaufende Klüfte („Querklüfte").
2. Dem Salband parallele und mit diesem einfallende Klüfte.

3. Mehr oder weniger horizontale, senkrecht auf den Salbändern stehende Klüfte („Lagerklüfte").
4. System steilstehender N-S- und E-W-Klüfte, die während der Nachphase mineralisiert wurden.

Überwiegend auf der Hangendseite der Gänge entwickelte Harnischflächen, darunter prächtig ausgebildete Spiegelharnische (z.B. Wiesbaden-Frauenstein), belegen, daß Bewegungen nach oder während der Hauptphase hauptsächlich auf NW-SE-streichenden, salbandparallelen Flächen stattfanden, wobei es sich – den bisherigen Messungen zufolge – generell um sinistrale (linkshändige) Schrägaufschiebungen handelte: So kann für die SW-vergenten Gänge (im Westtaunus) eine steil von SE (unten) nach NW (oben) gerichtete Relativbewegung der hangenden Scholle nachgewiesen werden, die im Wiesbaden-Frauensteiner Quarzgang durch kleinere, spätere Horizontalbewegungen überprägt wird. Den gleichen Bewegungssinn weist in den NE-vergenten Gängen (im Osttaunus) die jeweils liegende Scholle auf.

Genese und Alter

Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Pseudomorphosen- und Kappenquarzen aus dem Taunus zufolge gehen die Mineralisationen auf Mischungen hochsalinarer (≤23 Gew.-% NaCl-Äquiv.) und niedrig temperierter (T_h <140 °C), $CaCl_2$-reicher Lösungen und niedrigsalinarer (<5 Gew.-% NaCl-Äquiv.), höher temperierter (T_h = 140-180 °C) Lösungen zurück (ADEYEMI 1982, PETERS 1982, BEHR et al. 1987, BEHR & GERLER 1987, GÖRKE 1992, JAKOBUS 1993, mdl. Mitt. Dr. ULRICH HEIN, Göttingen). Diese „pulsierende" Mischung – bei wechselnden Salinitäts- und/oder Temperaturverhältnissen – ist makroskopisch im rhythmischen Zonarbau der Kappenquarze dokumentiert. Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz und Chalcedon aus der Nachphase weisen nur noch Temperaturen (T_h) von 60 °C auf.

Thermodynamischen Untersuchungen von KRITSOTAKIS (1979) zufolge setzt die hydrothermale Mobilisierung von Baryt Temperaturen von >200 °C, niedrige pH-Werte (pH ≤4), hohe NaCl-Konzentrationen (m_{NaCl} ≥3 m) und durch Sulfatreduktion niedrig gehaltene Gesamtsulfatkonzentrationen in der Lösung voraus. Der Mechanismus des pseudomorphen Ersatzes wird von BAIER & VENZLAFF (1961) beschrieben, denen zufolge die dünnblättrigen Baryttafeln zuerst von Quarz überkrustet worden sind und erst anschließend verdrängt wurden.

Aufgrund fehlender variscischer Deformationsgefüge innerhalb der Gangfüllungen müssen die Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge im Taunus postvariscisch entstanden sein. Bei der Anlage der Gangspalten sind offenbar variscische und spätvariscische Trennflächengefüge selektiv reaktiviert worden (ANDERLE 1984). So stehen die Gänge senkrecht auf den östlich der Idsteiner Senke nach ENE und westlich von ihr nach WSW abtauchenden Faltenachsen der Deformationen D 1 und D 2 und repräsentieren deshalb variscisch angelegte Querklüfte. Die Bildung der Achsenkulmination im Bereich der Idsteiner Senke, die die Auf-

fächerung der Quarzgänge bewirkt, dürfte postvariscischen Alters sein (MICHELS 1926, ALBERMANN 1939, KUBELLA 1951, ANDERLE 1991).

Pseudomorphosen- und Kappenquarzgerölle fehlen in den Sedimenten des Oberen Rotliegend bei Hofheim/Taunus und in den Schichten des Buntsandsteins der Hessischen Senke, treten jedoch reichlich in den mittel- bis oberoligozänen Sanden und Kiesen in der Fazies der Vallendarer Schotter im südlichen Rheinischen Schiefergebirge auf (LEPPLA 1924, eigene Begehungen). Diese Beobachtungen engen den möglichen Zeitraum der Erosion der Gänge auf die Zeit zwischen Oberem Perm (Zechstein) und Alttertiär (Oligozän) ein. Funde von Kappenquarzen in verkarstetem „Massenkalk" bei Griedel/Wetterau (KIRNBAUER 1984a), seinerzeit als Beleg für ein oberkretazisches bis alttertiäres Alter des Kappenquarzes angesehen, sind seit dem Nachweis unterkretazischer Verkarstung im Bergischen Land (DROZDZEWSKI et al. 1997) für eine Datierung der Mineralisation nicht mehr aussagekräftig. SCHAEFFER (1984) stuft Pseudomorphosen- und Kappenquarze im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse in den Zeitraum Oberkreide bis Tertiär ein. Auch die Kappenquarze im Steinbruch Rohdenhaus-Süd bei Wülfrath (Bergisches Land), die sich an einer lösungsstauenden Tonschicht in unterkretazischen Karstsedimenten gebildet haben (eigene Beobachtung Nov. 1997), können maximal ein kretazisches Alter besitzen.

Hingegen belegt eine Rb/Sr-Datierung von hydrothermal gebildeten, gut auskristallisierten 2M-Illiten in Nebengesteinsfragmenten aus dem Usinger Quarzgang (J. SCHNEIDER 1997, J. SCHNEIDER & HAACK 1997, J. SCHNEIDER et al. 1997a, 1997b) eine hydrothermale Überprägung des Nebengesteins (mit Temperaturen von >200 °C) vor 272±7 Mio Jahren. Zusätzliche, systematische Sr-Isotopenuntersuchungen an Kappenquarzen aus dem Usinger Gang zeigen, daß zwischen der hydrothermalen Überprägung des Nebengesteins und der Bildung des Kappenquarzes kein methodisch auflösbarer, zeitlicher Unterschied besteht (mdl. Mitt. JENS SCHNEIDER, Gießen), so daß der Hauptphasenquarz im Usinger Gang im Oberen Rotliegend gebildet worden sein muß.

Eine gewisse Unterstützung erfährt diese Datierung durch die Tatsache, daß die bedeutendsten Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges an dessen Südrand, also in der Nähe der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung, konzentriert auftreten und – im Gegensatz zu den Gängen dieses Typs in den nördlich anschließenden Bereichen – ein generelles NW-SE-Streichen aufweisen. Südlich der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung, in den vulkanosedimentären Serien des Rotliegend im Saar-Nahe-Becken, konnte HENK (1993a, 1993b) zahlreiche, ebenfalls NW-SE-streichende, synsedimentär aktive und bis an die Grenze zum Detachment reichende Störungszonen nachweisen. Da man von einem einheitlichen tektonischen Beanspruchungsplan beiderseits der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung während des Rotliegend ausgehen kann, könnten zur gleichen Zeit die variscisch angelegten Querklüfte im Taunus reakti-

viert und geöffnet worden sein und damit Wegsamkeiten für hydrothermale Lösungen geboten haben. Im Gegensatz zu den NW-SE-Störungen am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges treten an den gleichartig gerichteten Störungen im Saar-Nahe-Becken keine Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge, sondern basaltische Gänge auf.

Bis zum Vorliegen weiterer Isotopendatierungen an Material aus Pseudomorphosen- und Kappenquarzmineralisationen, die aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse ein mesozoisches (oder jüngeres) Alter besitzen müssen (s.o.), muß man allerdings davon ausgehen, daß die charakteristischen Kappenquarzmineralisationen nicht auf ein einmaliges und kurzfristiges, hydrothermales Ereignis zurückgehen, sondern im Laufe der postvariscischen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges über einen langen Zeitraum hin entstanden sind. Daß scheinbar in einem kurzfristigen Mineralisationsereignis entstandene Mineralisationen durchaus während langanhaltender Mineralisationsphasen gebildet werden können, belegen Studien von WERNICKE & LIPPOLT (1997a, 1997b) im Schwarzwald (Kap. 2.1).

2.4.2 Buntmetallerz- und Barytmineralisationen (JENS SCHNEIDER)

Im rechtsrheinischen Schiefergebirge kommt eine große Anzahl epigenetischer, hydrothermaler Mineralisationen vor, die aufgrund tektonischer und stratigraphischer Befunde als postorogene (postvariscische) Bildungen einzustufen sind. Dies sind vor allem Gangmineralisationen, die den variscischen Faltenbau zerschneiden oder jüngere Sedimente durchschlagen. Daneben sind Verdrängungsmineralisationen in mitteldevonischen und karbonischen Kalksteinen bekannt.

Während früher meist ein mehr oder weniger einheitlicher Mineralisationszyklus für die postorogenen Bildungen des Rhenohercynikums postuliert wurde (z.B. SCHRIEL 1959, SCHAEFFER 1983a, BEHR et al. 1987, BEHR & GERLER 1987, W. WERNER & WALTHER 1995), hat sich im Zuge vermehrter radiometrischer Datierungen gezeigt, daß sich ihr Auftreten mit diskreten Perioden hydrothermaler Aktivität korrelieren läßt, die im Zeichen mehrphasiger, postorogener Extensions-, Überschiebungs- und Bruchtektonik stehen (vgl. Kap. 2.1).

Vorkommen und Verbreitung

Postorogene Gangmineralisationen sind im rechtsrheinischen Schiefergebirge weit verbreitet. Das Auftreten von Buntmetallerzgängen zeigt gewisse Schwerpunkte im Ruhrkarbon (PILGER 1953, 1961), in den Randbereichen des Siegerland-Wied-Distriktes (z.B. HEUSLER 1897, BORNHARDT 1910, WETTIG 1974), im nordöstlichen Dillgebiet und hessischen Hinterland (z.B. KAUTH 1867, RIEMANN 1878, FROHWEIN 1885, STOPPEL 1988), im Kellerwald (z.B. HEIN 1984) und im Osttaunus (z.B. ANDERLE 1984, JAKOBUS 1992). Einige Gangvorkommen sind in der südlichen Lahnmulde und im Revier Bad Ems–Holzappel bekannt (z.B. WENCKENBACH 1878, ODERNHEIMER 1864, SCHÖPPE 1911, HERBST & MÜLLER 1964, HERBST 1969). Auch im Ramsbecker Lagerstättenbezirk treten mehrere,

WNW-ESE-streichende, mineralisierte Störungen auf („Querklüfte", Kap. 2.3.1). Weitere Gänge und metasomatische Verdrängungen mit vorwiegend Calcit, Baryt und Pb-Zn-Erzen sind an die Verbreitung mitteldevonischer und unterkarbonischer Kalksteine („Kohlenkalk") im Bergischen Land und Sauerland gebunden (SCHRIEL 1952, 1954a, 1954b, SCHAEFFER 1983a, 1983b, 1984).

Die wirtschaftliche Bedeutung der postorogenen Buntmetallvererzungen im rechtsrheinischen Schiefergebirge ist wesentlich geringer als die der „variscischen" Gangmineralisationen und stratiformen Sulfid-Barytlager (Kap. 2.3.1 u. 2.2.1). Vielerorts treten „variscische" und postorogene Erze nebeneinander oder in gleichen Gangstrukturen auf. Die Anteile der jeweiligen Vererzungen an der gewonnenen Gesamtmenge lassen sich daher nicht gesichert angeben. So stammen aus den Metallerzgängen bei Burbach und Müsen im Siegerland-Wied-Distrikt etwa 750000 t Pb-Zn-Erz mit ca. 420000 t Pb- und Zn-Metall, hinzu kommen rund 25000 t Kupfererzkonzentrate und 30000 t Fahlerze allein aus dem Müsener Revier (WETTIG 1974, SLOTTA 1983, CLAUSEN 1991). Zumindest die Fahlerze und ein Großteil der Pb-Zn-Erze repräsentieren dabei postorogene Mineralisationen (J. SCHNEIDER 1998). Zeitweise war auch der Bergbau auf silberarmen Galenit (Herstellung von Glasuren) von Bedeutung. Verbreitung und Erzinhalte dieser „Glasurbleierzgänge" im rechtsrheinischen Schiefergebirge stellten BORNHARDT (1910, 1912) und WETTIG (1974) im Überblick dar, wonach die meist kleinen Vorkommen i.d.R. nur wenige 1000 t Galenit lieferten.

Der weitaus größere Produktionswert postorogener Mineralisationen gründet sich auf den Abbau gangförmiger Barytlagerstätten. Die systematische Gewinnung von Baryt setzte erst im letzten Jahrhundert ein und besitzt nach wie vor Bedeutung: So ist die Schwerspatgrube „Dreislar" bei Medebach-Dreislar (Sauerland), die bislang ca. 2 Mio t Baryt gefördert hat, der einzige, noch in Betrieb befindliche Gangbergbau des Rheinischen Schiefergebirges. Der hier produzierte Spat mit >99,9% $BaSO_4$ wird heute überwiegend als Dämm- und Antidröhnmasse in der Autoindustrie sowie als Schwerbetonzuschlag eingesetzt. Eine Beschreibung der Dreislarer Gänge mit weiterführender Literatur bietet GRASSEGGER (1986). Im Dillgebiet besaßen vor allem die Gänge der Gruben „Bismarck" bei Hartenrod und „Koppe" bei Wallenfels wirtschaftliche Bedeutung (STOPPEL 1987, 1988, 1997, vgl. Kap. 4.1). In mehreren postvariscischen Gängen im Ruhrgebiet tritt massiver Baryt auf; in Drusenhohlräumen waren z.T. dezimetergroße Barytkristalle ausgebildet (z.B. Zeche „Christian Levin", Essen, BUSCHENDORF et al. 1957). SCHAEFFER (1984) unterscheidet innerhalb der postvariscischen Mineralisationen im Sauerland insgesamt vier verschiedene Barytgenerationen.

Paragenese und Ausbildung

Entsprechend der Verlagerung des großtektonischen Regimes während des Perms bis ins Tertiär (vgl. Kap. 2.1) füllen postorogene Gangmineralisationen Strukturen aus, die als Extensionsbrüche aufrissen, Grenzen von Bruchschollen markieren oder Bestandteile konjugierter Scherbruchsysteme bilden. Häufig treten da-

bei NW-SE-, NNW-SSE-, W-E- und N-S-gerichtete Streichrichtungen auf, seltener finden sich Gänge, die dem SW-NE-Streichen der variscischen Strukturen folgen. Für den Siegerland-Wied-Distrikt verschafft die statistische Auswertung von Streichrichtungen in Verbindung mit Ganginhalten durch WETTIG (1974) einen groben Überblick.

Die Mineralinhalte der postorogenen Gänge sind gegenüber den präorogenen Bildungen generell Gangarten-betont, grobspätig-kristallin ausgebildet oder auf Kluft- und Drusenhohlräumen frei kristallisiert. Häufig auftretende Breccienstrukturen mit Buntmetallsulfiden, Gangartmineralen und Nebengesteinsbruchstücken deuten auf seismotektonische Mechanismen bei der Gangbildung hin (Abb. 47). Abhängig von der chemischen Zusammensetzung der Nebengesteine treten verschiedene Buntmetallsulfide auf, deren typische Begleitminerale meist die Gangarten Quarz, Calcit, Baryt, Ankerit und Dolomit bilden; Siderit findet sich in diesen Paragenesen nur selten und sehr untergeordnet. Die dominierenden Buntmetallsulfide sind Galenit („Glasurbleierz"), Fahlerze, Chalkopyrit, Pyrit,

Abb. 47. Gangstück mit Fahlerz (Tetraedrit) und Nebengesteinsklasten, ca. 10 x 3,5 cm. Grube „Wildermann", Feld „Glücksanfang", bei Müsen, Siegerland (Foto: BERND HERRMANN).

wesentlich seltener Sphalerit (Honigblende) und Markasit. Gänge mit diesen Erzen finden sich verbreitet im Sauerland, im Bergischen Land, im Siegerland-Wied-Distrikt und in der Wittgensteiner Mulde, in der Dillmulde und im hessischem Hinterland, in der südlichen Lahnmulde und im Osttaunus (KAUTH 1867, HUNDT et al. 1887, RIEMANN 1878, WENCKENBACH 1878, FROHWEIN 1885, WETTIG 1974, FENCHEL et al. 1985, SCHAEFFER 1986, JAKOBUS 1992, SCHNEIDER 1998). Lokal kommen verschiedene Sulfosalze, „edle" Silbererze, Quecksilbererze und Kobalt- und Nickelerze hinzu (A. v. KLIPSTEIN 1852, HAEGE 1887, LASPEYRES 1893, NOSTIZ 1912, HUMMEL 1925, BOTTKE 1964, WETTIG 1974, G. BAUER et al. 1979, KRAUS 1984, FENCHEL et al. 1985). Auch die jungen Gangmineralisationen und metasomatischen Verdrängungen in devonischen/karbonischen Kalksteinen sowie kretazischen und tertiären Sedimenten des Sauerlandes enthalten vorwie-

gend Quarz, Karbonate, Galenit, Chalkopyrit und Markasit (z.B. SCHAEFFER 1983a, 1983b), daneben wurden von einigen Vorkommen Fahlerze, Cu-Bi-Ag-Sulfide und -Sulfosalze, Co-Ni-Sulfide und -Arsenide und Fluorit beschrieben (SCHAEFFER 1984).

Genese und Alter

Die für die postorogenen Bildungen sehr oft benutzte Bezeichnung „saxonische" Mineralisation (z.B. SCHAEFFER 1983b, 1984) ist wenig eindeutig und aussagekräftig, sie sollte daher nicht mehr verwendet werden.

Die postvariscischen Buntmetall- und Barytmineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge sind – vor allem in bezug auf die Abfolge und die Ausbildung der Gangarten – insgesamt relativ gleichmäßig aufgebaut (SCHAEFFER 1984). Auch Untersuchungen an Fluideinschlüssen zeigen, daß die Mineralbildung auf einheitlich hochsalinare Na-Ca-Cl-Lösungen zurückgeht und die Bildungstemperaturen in aller Regel deutlich unter 200 °C (T_h) lagen (BEHR & GERLER 1987, BEHR et al. 1987, BEHR et al. 1993, JAKOBUS 1992). Vielerorts kann eine Mischung der hydrothermalen Lösungen mit niedriger salinaren und kühleren Oberflächenwässern nachgewiesen werden (vgl. Kap. 2.4.1).

Ähnlich wie im linksrheinischen Schiefergebirge (KRAHN 1988, KRAHN & BAUMANN 1996) unterscheiden sich auch rechtsrheinisch junge, postorogen gebildete Buntmetallerze von älteren, präorogenen durch ihre signifikant höherradiogenen Bleiisotopenverhältnisse. Entsprechende Untersuchungen von LEVEQUE & JAKOBUS (1994), C. M. BRAUNS (1995) und J. SCHNEIDER (1998) belegen fast flächendeckend $^{206}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse der Buntmetallerze aus postorogenen Gängen zwischen etwa 18,4 und 18,6 (Abb. 48). Deren relativ homogene Isotopenzusammensetzung deutet auf überregional wirksame, großräumige Hydrothermalsysteme hin, die das Blei aus krustalen Gesteinen mobilisierten. Die Anordnung der „variscischen" und postorogenen Isotopenpopulationen in Abb. 48 läßt erkennen, daß dies zu verschiedenen Zeiten aus prinzipiell ähnlichen Liefergesteinen erfolgte. Für den Siegerland-Wied-Distrikt kann eine im Zuge der postorogenen Mineralisation erfolgte Überprägung und Teilremobilisation präorogener Erze nachgewiesen werden, die sich in Pb-Isotopenverhältnissen ausdrückt, die zwischen den beiden Populationen für „variscische" und postorogene Buntmetallerze in Abb. 48 liegen und sich in paragenetisch eindeutig postorogenen Erzen finden, die in der Nähe „variscischer" Mineralisationen auftreten. Hier zeigt sich, daß Gangstrukturen „variscischer" Mineralisationen postorogen erneut aktiviert wurden. Bei den untersuchten postorogenen Bildungen handelt es sich überwiegend um Galenit, jedoch fallen auch z.B. Fahlerze aus den ehemals bauwürdigen Gängen des Müsen-Littfelder Reviers im nördlichen Siegerland in das höherradiogene Cluster (J. SCHNEIDER 1998). Dies erklärt, warum Galenite der postorogenen Mineralisationen („Bleiglasurerze") relativ silberarm sind (z.B. BORNHARDT 1910, 1912, WETTIG 1974, FENCHEL et al. 1985): Das Silber der hydrothermalen Lösungen wurde „abgefangen" und ausschließlich in Fahlerzen fixiert.

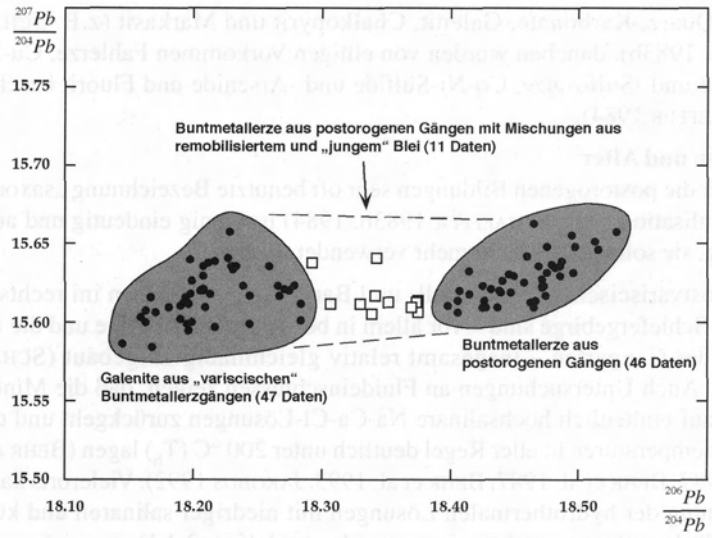


Abb. 48. Bleiisotopenzusammensetzung von „variscischen" und postorogenen Buntmetallerzen aus Gängen des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Daten aus LEVEQUE & JAKOBUS (1994), C. M. BRAUNS (1995) und J. SCHNEIDER (1998).

Eine ausführlichere Diskussion zur Interpretation von Bleiisotopendaten rechtsrheinischer Buntmetallerze findet sich bei C. M. BRAUNS (1995) und J. SCHNEIDER (1998).

Radiometrische Altersbestimmungen zur postorogenen Buntmetallvererzung im rechtsrheinischen Schiefergebirge fehlen bislang. Von BONHOMME et al. (1983) stammen K/Ar-Alter von Calcit- und Barytgängen im Sauerland. Calcitgänge in mittel- bis oberdevonischen Riffkomplexen bei Brilon und Eichholz enthalten Tonminerale, die Mischalter zwischen 308±7 und 163±4 Mio Jahre ergeben. Feinfraktionen von Schwarzschiefern im Kontakt zur Barytmineralisation bei Dreislar liegen zwischen 313±8 und 253±6 Mio Jahren. Die Autoren verbinden die hohen Alter mit der synorogenen Metamorphose im Rheinischen Schiefergebirge. Alterswerte, die um etwa 170 Mio Jahren gruppiert sind, werden als Mineralisationsalter interpretiert. Damit könnte ein Teil der postorogenen Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge analog den Buntmetallerzgängen im Harz im Zuge der Nordatlantiköffnung während des unteren Juras gebildet worden sein (vgl. Kap. 2.1, MITCHELL & HALLIDAY 1976, HAACK & LAUTERJUNG 1993).

2.4.3 Schichtgebundene Bunt- und Edelmetallmineralisationen

(JENS SCHNEIDER)

Im rechtsrheinischen Schiefergebirge sind mehrere, hydrothermale Bunt- und Edelmetallmineralisationen bekannt, die eng mit der Verbreitung unterkarbonischer Schwarzschieferabfolgen korrelieren. Von ehemals bergwirtschaftlicher Bedeutung waren dabei Kupfererzvorkommen bei Marsberg (früher Stadtberge) und die Gold-Selen-Mineralisation im Eisenberg bei Korbach-Goldhausen (Kap. 2.4.4). Die Lagerstätte von Marsberg birgt nach dem Rammelsberger Sulfid-Barytlager bei Goslar im Harz und dem Kupferschieferrevier im Richelsdorfer Gebirge (NE-Hessen) die drittgrößten Vorräte an Kupfer in Westdeutschland. Nach SCHAEFFER & HEIN (1985) wurden bei Marsberg zwischen 1840 und 1945 rund 3,23 Mio t Kupfererze mit durchschnittlich etwa 1,5% Cu gewonnen. WALTHER (1980) schätzt die noch vorhandenen Erzvorräte auf etwa 1 Mio t.

Vorkommen und Verbreitung

Mit unterkarbonischen Schwarzschiefern assoziierte Cu- und Au-Mineralisationen sind mit zwei Ausnahmen auf das nordöstliche rechtsrheinische Schiefergebirge beschränkt. Bei **Kölschhausen** NNW Wetzlar liegt innerhalb der Kulmtafel des Lemptales das bislang einzige beschriebene Vorkommen schichtgebundener Kupfererze der Lahnmulde (Grube „Vertrauen", A. v. KLIPSTEIN 1852, RIEMANN 1878). Alle anderen bekannten Mineralisationen konzentrieren sich im nordöstlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge (Abb. 49). Neben den beiden ehemals wichtigen Lagerstätten **Marsberg** und **Korbach-Goldhausen** existieren in diesem Gebiet noch einige unbedeutendere Mineralisationen, die früher lokal Anlaß zum Bergbau boten. Das südwestlichste Vorkommen bildet die Kupfer- und Silbererzgrube „Ludwig" bei **Dexbach** im hessischen Hinterland, deren Vererzung bereits 1654 erschürft wurde, in der Folgezeit jedoch nur relativ unbedeutende Mengen sulfidischer Kupferminerale lieferte. Zwischen 1865 und 1867 wurden hier rund 53 t Erze gewonnen, die durchschnittlich 2,0-2,8 % Cu und 40-80 ppm Ag enthalten (STOPPEL 1988). Gleichartige Vererzungen finden sich weiter nördlich/nordöstlich bei **Medebach** im Edergebiet (Kupfererzvorkommen „Malachit") und im Kellerwald (**Bergfreiheit** und **Frebershausen**) sowie im Bereich der Gold-Selen-Mineralisation bei Korbach-Goldhausen (URBAN et al. 1995, KULICK et al. 1997). Zu Verbreitung, Paragenese, Ausbildung und Entstehung der Goldvorkommen im rechtsrheinischen Schiefergebirge sei auf Kap. 2.4.4 verwiesen.

Paragenese und Ausbildung

Die Neben- und Trägergesteine der Mineralisationen sind in allen Vorkommen nahezu identisch und bestehen aus variscisch gefalteten, oberdevonischen Tonschiefern und Sandsteinen (Dasberg- und Wocklum-Stufe) sowie unterkarbonischen „Diabasen", Ton-, Schwarz- und Kieselschiefern, Lyditen und Kieselkalken (unterkarbonische Schwarzschieferserie), die sich in mehrere lithologische

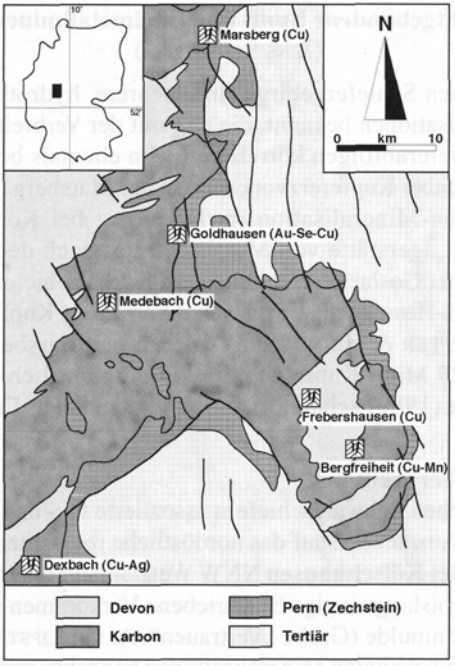


Abb. 49. Verbreitung primärer, schichtgebundener Bunt- und Edelmetallmineralisationen im nordöstlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge (umgezeichnet und ergänzt nach URBAN et al. 1995).

Einheiten gliedern (Kap. 1.3, 1.5 u. 1.6, KULICK et al. 1997). Im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge wird das gefaltete Paläozoikum winkeldiskordant von permischen, überwiegend kalkigen Deckgebirgsschichten des Zechsteins überlagert, die lokal kupferreiche Horizonte („Kupferletten") enthalten (Kap. 1.6, Abb. 49). Sämtliche Mineralisationen sind an SW-NE-streichende Sattelstrukturen gebunden und treten besonders in Spalten sowie Störungs- und Zerrüttungszonen der mitunter intensiv zerklüfteten, unterkarbonischen Kieselschiefer und Lydite auf, teils sind sie mit geringmächtigen, synsedimentären Sulfidlagen innerhalb der unterkarbonischen Schwarzschieferserie assoziiert (URBAN et al. 1995, KULICK et al. 1997). Ihre primäre Erzparagenese ist recht einheitlich und umfaßt hauptsächlich Pyrit, Chalkopyrit und Bornit, die von jüngerem Chalkosin und Covellin verdrängt werden (RAMDOHR 1932, STRIBRNY 1989). Die Mineralisationen wurden i.d.R. oberflächennah supergen umgewandelt, was zur Bildung von Brauneisenstein und teils bauwürdigen Anreicherungen von Cuprit, „Kupferpecherz", Covellin, ged. Kupfer und Kupfersulfaten und -karbonaten (meist Brochantit, Malachit und Azurit) führte. Bei **Kölschhausen** findet sich die Hauptmineralisation mit Chalkopyrit, „Kupferpecherz" und Quarz auf Querklüften der Lydite in bis zu 8 cm mächtigen Mitteln (A. v. KLIPSTEIN 1852). Die Vererzung

von **Dexbach** mit Pyrit, Chalkosin, Chalkopyrit, Bornit und Fahlerzen tritt in brecciierten Kiesel- und Alaunschiefern auf (LUDWIG 1870, STOPPEL 1988). Detaillierte paragenetische und geochemische Untersuchungen zur Lagerstätte **Marsberg** stammen von SCHWAKE (1935), STRIBRNY (1989) und SCHNORRER-KÖHLER (1991a, 1991b). Demnach bestehen primäre, synsedimentäre Sulfidlagen innerhalb der unterkarbonischen Sedimente aus Pyrit, Markasit, Bravoit und Chalkopyrit. Die eigentlichen Kupfererze Chalkosin, „lamellarer" Chalkosin, Bornit, Chalkopyrit II und Covellin sowie die Begleitminerale Galenit, Clausthalit (PbSe), Sphalerit, Fahlerze, Famatinit (Cu_3SbS_4), Idait (Cu_5FeS_6) und Semseyit ($Pb_9Sb_8S_{21}$), ged. Kupfer, Silber und Gold verdrängen die älteren Bildungen oder treten isoliert mit Quarz, Calcit und Baryt auf. Reiche Vererzungen („Rückenerze", Taf. VII, 1) mit hauptsächlich Kupfersulfiden treten in meist NE-SW-streichenden Störungen („Sattelkernstörungen") auf, die als reaktivierte variscische Strukturelemente auch die überlagernden mesozoischen Deckschichten versetzen. Bauwürdig waren ferner supergene Anreicherungen sekundärer Kupfererze (hauptsächlich Cuprit, Covellin, Malachit, Azurit, ged. Kupfer) in Oxidations- und Zementationszonen. Daneben sind jüngere, steile, teils offene Klüfte bis 1 m Mächtigkeit mit kristallisiertem Calcit, Dolomit, Baryt und Sulfiderzen bekannt. Eine detaillierte Beschreibung aller bis jetzt bekannten Primär- und Sekundärminerale gibt SCHNORRER-KÖHLER (1991a, 1991b).

Genese und Alter

Während zu den Lokalitäten **Kölschhausen**, **Dexbach**, **Medebach**, **Bergfreiheit** und **Frebershausen** keine neueren Arbeiten existieren, wurden für die gut untersuchte Lagerstätte Marsberg verschiedene Genesemodelle vorgestellt. BERGEAT (1910), BODEN (1912) und SCHWAKE (1935) vertraten eine postpermische Bildung der Erze aus aufsteigenden (aszendenten) Hydrothermen, während PAECKELMANN (1930) die Mineralisation in den Spalten und Klüften des Unterkarbons und den „Rücken" auf absteigende (deszendente) Lösungen zurückführt, die Metalle aus den „Kupferletten" des Zechsteins mobilisierten. STRIBRNY (1989) stellte auf der Grundlage geochemischer und paragenetischer Untersuchungen ein bislang letztes, sehr komplexes Genesemodell vor, das die Erzanreicherungen in den verschiedenen Bereichen der Lagerstätte unterschiedlichen Prozessen zuschreibt. Zunächst wurden demnach Metalle synsedimentär in schichtparallelen, sulfidreichen Lagen sowie adsorptiv an Tonmineralen innerhalb der klastischen, unterkarbonischen Sedimente fixiert. Die Diagenese der Sedimente führte zu lateralsekretionären Anreicherungen mit Sammelkristallisationen und Mineralneubildungen, bei denen aufsteigende Formationswässer als Lösungs- und Transportmedium fungierten. Im Zuge niedriggradiger Metamorphose während der variscischen Orogenese erfolgten ausgehend von diesen Voranreicherungen („Protoerzen") intraformationale Stoffumlagerungen, die als „geochemische Migrationsfronten" von STRIBRNY (1989) quantifiziert wurden und die ehemals bauwürdige Kupfervererzung in Klüften, Zerrüttungszonen und Spalten der unterkarbo-

nischen Schwarzschieferserie repräsentieren. Nicht druckkorrigierte Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Calcit ergaben Homogenisierungstemperaturen zwischen etwa 90 und 300 °C und Salinitäten zwischen 6 und 24 Gew.-% NaCl-Äquiv. für die beteiligten Hydrothermen. Durch präzechsteinzeitliche Abtragungs- und Verwitterungsprozesse wurden primäre Erze oberflächennah in vorwiegend karbonatische und oxidische Sekundärminerale sowie ged. Cu, Ag und Au umgewandelt. In größeren Teufen (Zementationszone) verdrängen Chalkosin und Covellin die älteren Sulfide Pyrit, Markasit, Chalkopyrit und Bornit. Letzterer zerfällt teilweise zu Chalkopyrit und Idait. Mineralisationen in der Diskordanzfläche zwischen Karbon und Zechstein sowie die Reicherze der gangförmigen „Rücken" gehen nach STRIBRNY (1989) und URBAN et al. (1995) auf Vorkonzentrationen in permischen „Kupfermergeln" und „Stinkkalken" zurück, die noch im Zechstein diagenetisch mobilisiert und in den Verwerfungen des Deckgebirges abgesetzt wurden. Flüssigkeitseinschlüsse in Calciten der „Rücken"-Paragenese zeigen deren Absatz aus ca. 80-125 °C heißen Hydrothermen mit Salinitäten zwischen 11 und 18 Gew.-% NaCl-Äquiv. an. Sämtliche Mineralisationen wurden durch postkretazische (teils bis heute andauernde) Verwitterungsprozesse überformt, bei denen intensive Stoffumlagerungen für weitere, zementative und oxidative Metallanreicherungen sorgten.

Die von STRIBRNY (1989) und URBAN et al. (1995) mit der variscischen Orogenese und präorogenen und zechsteinzeitlichen Diageneseprozessen assoziierten Mineralisationen werden bislang durch keinerlei radiometrische Datierungen gestützt. Identische Bleiisotopenverhältnisse von Kupfererzen aus der unterkarbonischen Schwarzschieferserie und den „Rücken", sowie Clausthalit aus der Goldlagerstätte Korbach-Goldhausen (Kap. 2.4.4) legen indes eine gemeinsame, postorogene Bildung dieser Erze nahe (J. SCHNEIDER, unveröff. Daten). In diesem Falle könnten die schichtgebundenen Bunt- und Edelmetallmineralisationen des rechtsrheinischen Schiefergebirges als rein epigenetische Vererzungen vom Typ „Kupferschiefer" gedeutet werden, bei denen kohlenstoff- und sulfidreiche Schwarzschiefer lediglich als geochemische Fallen für aufsteigende, metallbeladene Lösungen dienten. Die Mineralabscheidung könnte durch Mischung der aszendenten Hydrothermen mit Wässern aus dem Zechsteinsalinar begünstigt worden sein. Hinweise auf solche Mischungsprozesse ergeben sich aus den von STRIBRNY (1989) vorgestellten, sehr variablen Temperaturen, Salinitäten und Schwefelisotopenverhältnissen der Minerale. Die Kupferschiefervererzung, für die eine solche Entstehung bereits nachgewiesen ist (z.B. KUCHA & PAWLIKOWSKI 1986, KUCHA & PIESTRZYNSKI 1995, SPECZIK 1995), erfolgte unter durchaus vergleichbaren physikalisch-chemischen Bedingungen wie die Marsberger Kupfermineralisation. Die von STRIBRNY (1989) und URBAN et al. (1995) beschriebenen, „geochemischen Migrationsfronten" innerhalb der Lagerstätte Marsberg zeigen eine ähnliche Charakteristik wie die hämatitführende Reichvererzung des Kupferschiefers („Rote Fäule"). Gleichartige Alterationsphänomene, die auf die

Beteiligung stark oxidierender Hydrothermen hinweisen, finden sich auch in der Goldvererzung der Lagerstätte Korbach-Goldhausen (KULICK et al. 1997) sowie mit den Bildungen der „Eisenglanzphase" im Siegerland-Wied-Distrikt (Kap. 2.3.6). Der Metallinhalt der Kupferschiefermineralisation leitet sich aus unterliegenden, permischen Rotsedimenten ab (KUCHA & PAWLIKOWSKI 1986). Eine Bildung der Marsberger Lagerstätte allein aus syngenetischen Protoerzen (Fällung von Metallen aus Meerwasser oder vulkanischem Detritus während des Karbons, STRIBRNY 1989, URBAN et al. 1995) erscheint eher unwahrscheinlich. Genau in der Verbreitung der schichtgebundenen Bunt- und Edelmetallmineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge finden sich jedoch oberdevonische Rotsedimente („Redbeds", FRANKE & PAUL 1980), die durchaus als Stofflieferanten für primäre Mineralisationen im darüberliegenden Unterkarbon und Zechstein in Betracht gezogen werden können. Neben den Marsberger „Rückenerzen" sind permische Sedimente nördlich von Korbach-Goldhausen im Goldvorkommen „Silberkuhle" bei Lengefeld mineralisiert (Kap. 2.4.4, JÄGER 1997). Möglicherweise gehen daher die schichtgebundenen Bunt- und Edelmetallmineralisationen zumindest des Edergebietes auf eine einheitliche Periode postpermischer Hydrothermaltätigkeit zurück, während der teils alte, variscische Strukturelemente reaktiviert und als Aufstiegswege benutzt wurden.

2.4.4 Goldvorkommen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge

(BERTHOLD JÄGER)

Goldmineralisationen sind im Rheinischen Schiefergebirge aus der Eifel, dem Hunsrück und dem Taunus, vor allem aber aus seinem Nordostteil bekannt. Von den Primär- bzw. Berggoldmineralisationen leiten sich stets zusätzliche, z.T. weitflächig verbreitete Sekundär- bzw. Seifengoldvorkommen ab. Auch zahlreiche Metallvererzungen, z.B. in den Siegerländer Spateisensteingängen (Kap. 2.2.3), enthalten Gold als untergeordneten Nebenbestandteil (z.B. BUSCHENDORF & HÜTTENHAIN 1931, HÜTTENHAIN 1932). Da das Edelmetall hier nicht eigentliches Ziel der Gewinnung darstellte, bleiben diese Mineralisationen im folgenden unberücksichtigt. Diese Übersicht beschäftigt sich mit den Goldvorkommen im Sauerland und im angrenzendem Waldeck-Frankenberger Raum im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Abb. 20 auf S. 72).

Berggold

Hydrothermale Mineralisationen mit Freigold (Berggold) treten im Sauerland im südöstlichen Bereich des Briloner Sattels sowie in Waldeck entlang des Eisenberger Abbruchs und des Medebach-Goldhausener Sattels auf. In der Frankenberger Bucht sind die Mineralisationen an die südliche Verlängerung der Altenbürener Störung bzw. an die Randverwerfungen des Kellerwaldhorstes gebunden (Abb. 20 auf S. 72).

Nach dem bisherigen Kenntnisstand können mindestens fünf verschiedene Mineralisationstypen unterschieden werden:

Typ 1: Karbonat-Pyrit-Gänge mit sekundärem Freigold in unterkarbonischen Schiefern (cd II-III)
Typ 2: Karbonat-Gänge mit primärem Freigold und Seleniden in unterkarbonischen Schiefern
Typ 3: Sekundäres Freigold in pyritreichen, unterkarbonischen Schwarzschiefern
Typ 4: Imprägnationen in permischen Sedimenten
Typ 5: Imprägnationen in Buntsandsteinsedimenten

a) Sauerland: Im Sauerland ist östlich **Brilon** zumindest an zwei Stellen Bergbau auf Gold dokumentiert. Entsprechend einer Nachricht aus dem Jahre 1696 setzt am **Grottenberg** im Raum **Beringhausen-Bredelar** (Bl. 4518 Madfeld) in Kieselkalken und Posidonienschiefern des Unterkarbons (Kulm) ein mulmiger Gang auf, der feine Äderchen von Gold geführt haben soll (RÜTHER 1957). Nach LOEWE (1832) tritt das Gold mit Schwefelkies auf; NOEGGERATH (1832) bezeichnet den Schwefelkies als goldhaltig. Aufgrund vielversprechender Edelmetallkonzentrationen wurde am Grottenberg ein Stollen getrieben und ein Labor eingerichtet. Münzprägungen aus dem hier gewonnenen Gold sind aus den Jahren 1696 und 1698 bekannt (ILISCH 1996). Allerdings erwies sich die Ausdehnung des betreffenden Vorkommens als zu gering, weshalb 1718 der Betrieb wegen Unwirtschaftlichkeit wieder eingestellt wurde. Auch am nur wenige Kilometer entfernt gelegenen **Wulfesknapp** bei **Madfeld** (Bl. 4518 Madfeld) wurde im Jahre 1720 ein Goldbergwerk eröffnet, wegen zu geringer Metallgehalte aber bald aufgegeben (RÜTHER 1957). Es dürfte sich bei dieser Mineralisation ebenfalls um gangförmige Goldanreicherungen innerhalb kulmischer Gesteine handeln.

b) Waldeck: Im südlich angrenzenden Waldeck ging Goldabbau in der Nähe von Korbach auf mehreren Primärgoldlagerstätten um. Westlich Korbach sind unmittelbar entlang der in N-S-Richtung verlaufenden Störung des Eisenberger Abbruchs, der die Sedimentgesteine des Zechsteins und des Buntsandsteins in der Korbacher Bucht von den westlich angrenzenden, variscisch deformierten Gesteinen des Oberdevons und Unterkarbons trennt (Kap. 1.6), vier benachbarte Goldabbaue bekannt. Postvariscische Tektonik schuf entlang dieser Schwächezone Wegsamkeiten für hydrothermale Lösungen, die hier bevorzugt zur Bildung von Goldmineralisationen führten (vgl. KRAUSSE 1971).

Im nördlichen Abschnitt des Eisenberger Abbruchs, am **Hahnenberg** bei **Rhena** (Bl. 4718 Goddelsheim), wurde um 1500 ein Stollen auf Gold getrieben (SCHIEFNER 1980). SCHÄFER (1993) dokumentiert ein Schriftstück, welches Gold(erz)verkauf aus dem „Haneberg" für das Jahr 1561 belegt. Die verwachsenen, kleinräumigen Halden am Fuß des Berges bestehen überwiegend aus Kieselschiefern. Durch Auswaschen dieses Materials konnte durch eigene Untersuchungen Gold, wenn auch nur in geringen Mengen und kleinsten Partikeln, nachgewiesen werden, so daß die Nachricht über den mittelalterlichen Goldbergbau für diese Lokalität plausibel erscheint.

Bekannter ist das etwa 1 km weiter südlich gelegene Goldvorkommen der **Silberkuhle** zwischen **Lelbach** und **Lengefeld** (Bl. 4718 Goddelsheim). Die primäre Goldvererzung umfaßt nicht nur gangförmige Anreicherungen in Kulmschiefern, sondern imprägniert diskordant aufliegende Konglomerate des Perms (JÄGER 1997). Hydrothermale Bildungen sind neben Gold (z.T. in Kristallen) Kaolinit, Baryt und Cinnabarit. Das verwitterte Konglomerat wurde hier bereits vom 15. bis zum 17. Jahrhundert gewaschen (KULICK & THEUERJAHR 1983), wobei das Interesse zumindest zeitweise wahrscheinlich nicht nur auf Gold gerichtet war, da in gleicher Weise bis etwa 1940 eine Gewinnung von Sand und Kies als Baustoff erfolgte (pers. Mitt. Dr. JENS KULICK 1985). LOEWE (1832) beobachtete neben den heute noch sichtbaren Halden sogar Schächte.

Etwa 3 km weiter im Süden liegt der **Eisenberg** bei **Goldhausen** (Bl. 4718 Goddelsheim), die bedeutendste primäre Goldmineralisation des Rhenohercynikums. Sie wurde in mehreren Betriebsperioden mindestens seit dem 12. Jhdt. (MAGNUS 1498) bis etwa 1615 sowie – versuchsweise – erneut bis in dieses Jhdt. abgebaut. Untergeordnet wurden Eisen- und Kupfererze gewonnen. Die heutige Kenntnis über die Goldlagerstätte Eisenberg basiert in erster Linie auf den Ergebnissen von CARL-THEODOR RAUSCHENBUSCH, der zwischen 1918 und 1940 zusammen mit seinem Bruder FELIX das bis dahin fast in Vergessenheit geratene Edelmetallvorkommen untersuchte (RAUSCHENBUSCH & RAUSCHENBUSCH 1929). Nach Aktenauswertung und gezielter Anlage bzw. Wiederaufwältigung zahlreicher Schächte und Stollen stießen sie auf historische Untertagebaue und die Goldvererzung, die sie systematisch untersuchten und dokumentierten. Weitere Detailuntersuchungen wurden 1974 bis 1978 am Eisenberg durchgeführt (KULICK et al. 1997). Seit 1996 sind die Mehrzahl der charakteristischen Grubengebäude sowie noch erhaltene Waschhaldenfelder als Industriedenkmäler ausgewiesen (KULICK 1998).

Am Eisenberg – im überkippten Bereich des östlichsten Abschnitts des Medebach-Goldhausener Sattels – sind die Goldvererzungen an variscisch angelegte Störungen innerhalb kulmischer Schwarz- und Kieselschiefer gebunden. Besonders stark vererzt sind die Schichtklüfte (Lagenharnische) der Kieseligen Übergangsschichten des cd III a. Die sechs parallel verlaufenden und dem variscischen Streichen folgenden Goldmineralisationen am Eisenberg, die in der Vergangenheit weitgehend abgebaut worden sind, sind an solche Lagenharnische gebunden. Die Vererzungen weisen Mächtigkeiten von nur wenigen Zentimetern auf, sind aber auf ca. 1 km Länge und – durch den Abbau – auf 40 m Tiefe nachgewiesen (KULICK et. al 1997). Neben diesen streichenden Störungen wurden, wenn auch in geringerem Maß, goldhaltige Erze aus Querklüften gewonnen (BEYSCHLAG & SCHRIEL 1923).

Die Paragenese ist äußerst ungewöhnlich: Gold als mit Abstand häufigstes Erzmineral (Taf. VII, 2) wird von den Seleniden Clausthalit (PbSe) und Naumannit (Ag_2Se) begleitet. Die Sulfide Pyrit, Sphalerit, Chalkopyrit, Bornit sind wie Goethit und Hämatit eher selten zu beobachten. Als Gangart ist nur Karbonat in

Form von Calcit bzw. ankeritischem Dolomit bekannt (MAUCHER & REHWALD 1960, RAMDOHR 1933). Diese Gold-Selenid-Karbonat-Vergesellschaftung, die in vergleichbarer Ausbildung weltweit von nur zehn weiteren Lokalitäten bekannt ist (pers. Mitt. CHRIS J. STANLEY, London 1997), kristallisierte aus aufsteigenden, wäßrigen (aszendent-hydrothermalen) Lösungen. Die bislang aufgrund der Paragenese erfolgte Abschätzung der Bildungstemperatur von ca. 200 °C ließ sich inzwischen durch Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen an Quarzen bestätigen (SOHI 1990). Entsprechend dem heute favorisierten Genesemodell (KULICK et. al 1997) kommen kulmische Schwarz- und Alaunschiefer als primär edelmetallhaltige Ausgangsgesteine in Frage, deren goldhaltige Pyrite im Zuge der hydrothermalen Überprägung zersetzt wurden. Dabei wurde das Gold in Form von Komplexverbindungen transportiert und an den als Erzfallen wirkenden Lagenharnischen wieder ausgefällt.

Doch auch Pyrit selbst kann leicht als Reduktions- oder Adsorptionsmedium für goldhaltige Lösungen fungieren (z.B. JEAN & BANCROFT 1985). Somit ist auch für die Eisenberger Pyrite denkbar, daß dieses Sulfid hier – neben den Lagenharnischen – als „Goldfalle" agierte. Die Beantwortung der Frage, ob die Goldgehalte der Pyrite (0,2-0,8 ppm in Schwarzschiefern, bis 15 ppm in karbonathaltigen Kieselschiefern; vgl. KULICK et al. 1997) posthydrothermale Restkonzentrationen darstellen oder aber als Neubildungen während der Lagerstättengenese anzusehen sind, erfordert weitergehende Untersuchungen (Goldverteilung in Pyriten unterschiedlicher Gesteine, Überprüfung zusätzlicher Sedimente – wie z.B. Kupfermergel – als mögliche Edelmetalldonatoren etc.).

Innerhalb der Vererzung betragen die Goldgehalte durchschnittlich 20 g/t, punktuell können sie bis 1200 g/t erreichen. Mit jährlichen Ausbeuten von einigen Kilogramm Gold gilt besonders das 16. Jhdt. als Blütezeit des Bergbaus. Schätzungsweise wurden im Lauf der wechselvollen Abbaugeschichte insgesamt bis zu 2,5 t Gold gefördert und hierbei ein untertägiges Streckennetz von mindestens (heute bekannten) 16 km Länge aufgefahren (KULICK 1991, 1998).

Das vierte und damit südlichste Goldvorkommen entlang des Eisenberger Abbruchs liegt im Bereich des **Ensenbergs** südlich **Oberense** (Bl. 4719 Korbach). Waschhaldenrelikte dokumentieren eine wahrscheinlich mittelalterliche Goldgewinnung. Bereits NOEGGERATH (1832) erkannte hier als Besonderheit, daß das überwiegend aus Kieselschiefer und Grauwacke bestehende Haldenmaterial dem „Kupferschiefergebirge", also Sedimenten des Zechsteins, aufliegt. Ob das goldführende Material vom etwa 3 km entfernt liegenden Eisenberg abzuleiten ist, konnte bisher nicht eindeutig geklärt werden. RAMDOHR (1932) vermutet bei Oberense die Existenz einer weiteren, ebenfalls sattelgebundenen, in Gesteinen des Kulms gelegenen Primärgoldlagerstätte, aus deren Abtragungsprodukten die auf Zechsteinkalk situierte Seife resultiert.

c) Frankenberger Raum: Weitere Primärgoldvorkommen sind aus dem Raum

Frankenberg bekannt, wo das Edelmetall nahe **Haubern** (Bl. 4919 Frankenau) und bei **Wangershausen** (Bl. 4918 Frankenberg) abgebaut wurde. Ein Schriftstück aus dem Jahr 1543 erwähnt die Einrichtung eines Goldbergwerks bei Haubern (SCHÄFER 1993), dessen Schacht- und Haldenreste ULLMANN (1803) beschreibt. Abbauversuche sind für das 14. und 15. Jhdt. belegt (KULICK & THEUERJAHR 1983). Als Träger des Goldes kommen hier neben den Kulmschiefern und -grauwacken ebenfalls Sandsteine des Buntsandsteins in Frage. Nach KULICK (1968) führen die sog. Grenzsande (Unterer Buntsandstein) bei Haubern Gold. Die exakte Position des ehemaligen Goldabbaus konnte mittels Goldwaschversuchen bisher nicht ermittelt werden, da sämtliche Wasserläufe des Untersuchungsgebiets Gold führen. Auch für Wangershausen notiert ULLMANN (1803) Reste von Schächten und Halden, wobei er unterkarbonische Grauwacken als mögliche Träger der Goldmineralisationen anführt. Spuren von Gold lassen sich durch Auswaschen in den quartären Lockersedimenten unterhalb des o.a. Abbaubereichs eindeutig nachweisen.

Im Rahmen mehrjähriger Geländearbeiten wurden weitere Primärgoldmineralisationen entdeckt, die hier erstmalig vorgestellt werden:

Typ 1 (Karbonat-Pyrit-Gänge): Südöstlich **Bömighausen** (8 km westlich Korbach, Bl. 4718 Goddelsheim) finden sich innerhalb der unterkarbonischen Schiefer mulmige Gänge, aus denen sich bisweilen Goldpartikel auswaschen lassen. In ihnen sind gelegentlich rundliche Kalkrelikte mit Calcitgängchen, Pyritimprägnationen und -einsprenglingen erkennbar.

Durch Verwitterung haben sich die primären, kalkreichen Partien zu Mulm zersetzt: Aus dem z.T. reichlich vorhandenen Pyrit bildeten sich saure Wässer, die Karbonat lösten und eisen- sowie manganhaltige, erdige Rückstände (Mulme) hinterließen. Das ursprünglich in Pyrit enthaltene Gold wird im Zuge dieser Verwitterung komplexiert (z.B. Thiosulfat, Huminsäuren, Cyanide etc.), über kurze Distanz transportiert und wieder ausgefällt. Durch Autoreduktionsprozesse wachsen Goldpartikel (BOYLE 1979), die sich in Form bis zu 0,5 mm großer, schwammig-filigraner Körnchen aus der Mulmerde separieren lassen.

Typ 3 (Freigold in Schwarzschiefern): Nordöstlich **Hillershausen** (11 km südwestlich Korbach, Bl. 4718 Goddelsheim) können aus Verwitterungsschutt, der ausschließlich aus kulmischen Alaunschiefern besteht, vereinzelt Goldkörnchen durch Waschen gewonnen werden. Auch hier ist Pyrit Träger des Goldes, der allerdings im Sedimentgestein dispers verteilt ist, ohne gangartige Anreicherungen aufzuweisen. Für das hier vergleichsweise selten anzutreffende und mit bis zu 0,2 mm feinkörnige, filigrane Gold gilt Mobilisierung, Transport und Wiederausfällung wie bei Typ 1.

Die Goldanreicherung ist für die Vererzungstypen 1 und 3 im Prinzip identisch und dürfte auf zahlreiche, weitere Lokalitäten übertragbar sein. Die in Frage kommenden Vorkommen sind sowohl von geringer räumlicher Ausdehnung als auch durch

niedrige Goldkonzentrationen charakterisiert. Es ist vorstellbar, daß unsere Vorfahren das Anreicherungsphänomen bereits an zahlreichen Stellen beobachtet hatten und daher lokal einen bergmännischen Abbau zumindest versuchten.

Seifengold

Sämtlichen zuvor beschriebenen Primärgoldmineralisationen sind erwartungsgemäß Seifengoldlagerstätten assoziiert. So ist die Lagerstätte des Eisenbergs wichtigster Lieferant des sog. Edergolds, wobei natürlich auch die benachbarten Mineralisationen entlang des Eisenberger Abbruchs durch fluviatilen Transport verwitterten, goldhaltigen Lockermaterials hierzu beitragen.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß besonders im Mittelalter an einigen Wasserläufen Gold gewonnen worden ist, in deren Einzugsbereich Berggold nicht bekannt ist. Beispiele sind der **Winnenbach** und die **Mombecke** zwischen Korbach und **Herzhausen** (Bl. 4819 Fürstenberg), für die Goldwäschen vom 14. bis zum 18. Jhdt. belegt sind (KULICK & THEUERJAHR 1983), und im Bereich des Briloner Sattels alte Goldwaschhalden an der **Lederke** (2 km westlich Brilon) und bei **Haus Romberg** (4 km südöstlich Brilon) (LOEWE 1832, PAECKELMANN in STEUERWALD 1996). Die ausgewaschenen Sedimente bestehen dort aus umgelagerten Grauwacken und Kieselschiefern des Kulms. Nie wurde bis heute Gold im Anstehenden gefunden. Offensichtlich ist auch hier das Edelmetall primär im Gestein gering konzentriert und/oder diffus verteilt und nicht ohne weiteres erkennbar, da bei erkennbarem Goldgehalt in historischer Zeit wahrscheinlich Gewinnungsversuche aus dem Festgestein unternommen worden wären, wie es am Beispiel des kleinräumigen Goldvorkommens vom Grottenberg bei Bredelar dokumentiert ist.

In den Einzugsbereichen von **Diemel** (Raum Brilon-Marsberg) und **Eder** (Raum Medebach-Korbach-Fritzlar) sind die Sedimente zahlreicher Bäche goldführend. Man schätzt, daß in diesem Großraum mindestens 150 Wasserläufe goldführend sind. Stellvertretend für zahlreiche Literaturangaben sei auf die Übersicht durch das KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN (1890) und die Darstellung von HOMANN (1989) hingewiesen.

Gold wurde aus Sedimenten der Diemel und ihrer Zuflüsse **Hoppecke** und **Rhene** gewaschen. Für die Eder finden **Orke** und **Aar** als wesentliche Goldlieferanten Erwähnung, daneben Mombecke, Winne (= Winnigenbach), Netze, Itter einschließlich deren Zuflüsse von Nordenbeck, Goldhausen und Korbach sowie die bei Bergheim, Giflitz, Hemfurth, Mandern und Wellen in die Eder einmündenden Bäche. Auch die Namen einiger goldführender Wasserläufe sind kennzeichnend: ein „Goldbach" ist sowohl bei Frankenberg-Röddenau als auch nahe Brilon bekannt, eine „Goldbecke" zwischen Willingen und Bontkirchen.

Im Einzugsbereich der Wasserläufe stehen überwiegend Kulmkieselschiefer an, aus denen das Gold durch physikalische und besonders chemische Vorgänge während Verwitterung und fluviatilem Transport freigesetzt wurde. Zusätzlich

existieren einige goldführende Bäche im unteren Edertal (JÄGER 1997) sowie auch nahe Marsberg bei Vasbeck (BEHREND & STAESCHE 1936), die ausschließlich Sedimente des Buntsandsteins und/oder Zechsteins aufarbeiten. Erwähnenswert ist auch die Goldführung der Wilden Aar unterhalb Titmaringhausen (Bl. 4717 Niedersfeld), die ausschließlich Gerölle devonischer Schiefer führt (v. DECHEN 1873, GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN 1992).

In sämtlichen genannten Wasserläufen ist stets nur isoliertes Gold gefunden worden; Verwachsungen mit Quarz fehlen. Das Edelmetall tritt in filigranen Kristallen und moosförmigen Partikeln auf, die während des Transports in längliche Plättchen ausgewalzt werden. Für das Edergold gibt KIRCHHEIMER in HORN et al. (1973) Flitterlängen von 0,027 bis 0,64 mm an, wobei das Durchschnittsgewicht nur 0,01 mg beträgt. Die Goldkonzentrationen von 0,159 bis 0,954 g/m^3 (BEYSCHLAG & SCHRIEL 1923) sind heute weit von jeder wirtschaftlichen Gewinnbarkeit entfernt. Bereits die historischen Edergoldwäschen erfolgten im Nebenerwerb oder unter Einsatz von Strafgefangenen.

Nach KULICK (1991) fanden zwischen 1985 und 1991 Großversuche zur Gewinnung von Seifengold aus quartären Kiesen der Eder-Niederterrassen in Gewinnungsstellen unterhalb von **Affoldern** (Bl. 4820 Bad Wildungen) statt, um Gold als Nebenprodukt zu gewinnen, doch auch hier war keine Wirtschaftlichkeit gegeben.

Genese und Bildungsalter

Exakte Altersangaben zur Genese der hydrothermalen Berggoldmineralisationen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge sind bisher aufgrund fehlender Untersuchungsergebnisse nicht möglich. Derzeit erfolgen radiometrische Datierungen des goldführenden, permischen Konglomerats der Silberkuhle bei Lengefeld am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Justus-Liebig-Universität Gießen.

Dennoch belegen die tektonischen Positionen und die Verbandsverhältnisse der hier aufgeführten Primärgoldmineralisationen grundsätzlich ein postvariscisches Alter, da diese Mineralisationen entweder in postvariscisch angelegten Störungen kristallisierten (Typ 1 und 2, Gänge in Kulmgesteinen) oder aber in erdgeschichtlich jüngeren Sedimentgesteinen plaziert sind (Typ 4 und 5, Imprägnationen in Zechstein- bzw. Buntsandsteinsedimenten).

Einen Sonderfall stellen die nicht an Gänge gebundenen Goldvorkommen pyritreicher Schwarzschiefer des Kulms (Typ 3) dar. Die Freigoldbildung beruht auf rezenter Verwitterung dieses Gesteins, das bereits während der kulmischen Sedimentation eine Voranreicherung von Gold innerhalb der Pyrite erfuhr. Die Bildung des Freigoldes geht somit auf ein variscisches „Protore" zurück, wobei heutige Verwitterungslösungen zur Freisetzung und Sammelkristallisation des sulfidgebundenen Goldes führen.

Die Genese des Seifengoldes basiert auf physikalischen und chemischen Verwit-

terungsprozessen primär goldhaltiger Gesteine. Dieses Sekundärgold liegt in quartären Lockergesteinen vor, wobei Sand- und Kiesablagerungen der Wasserläufe sowie Verwitterungsschuttpartien im Bereich von Berggoldvorkommen zu unterscheiden sind. In beiden Sedimenttypen existiert Gold überwiegend in Form isolierter, moosförmig-unregelmäßiger Partikel, filigraner Kristalle und Aufwachsungen z.B. auf Hämatit- bzw. Limonitkörnern. Dieses Phänomen ist nur durch rezente Ausfällungsprozesse in nicht bis schwach bewegten Lockersedimenten zu erklären. Erst bei intensivem, fluviatilem Transport dieses Materials dominieren die physikalischen Prozesse, die zur Bildung von nuggetähnlichen Partikeln und ausgewalzten Blättchen des Goldes führen.

Die derzeit noch nicht hinreichend untersuchte Regeneration des Goldes war bereits unseren Vorfahren bekannt, da sie zumindest im Bereich des Eisenberges und der Silberkuhle aus Lockersedimenten – nach gewissen Ruhezeiten – in Abständen mehrfach mit Erfolg Gold ausgewaschen haben. So zitiert SCHÄFER (1993) den Waldecker Chronisten KLUPPEL, der um 1533 für die „1000 Schritte" nördlich des Eisenbergs gelegene „Ortsipe" anführt: „... und fortdauerndes Waschen der wiederholt umgedrehten Sandhaufen mindert nicht die Fruchtbarkeit des Goldes."

2.4.5 Metasomatische Dolomitisierungen in „Massenkalken"

(THOMAS KIRNBAUER)

Karbonatkomplexe mit massig entwickelten Kalksteinen („Massenkalke") treten an mehreren Stellen des rechtsrheinischen Schiefergebirges auf (Abb. 50). Sie haben sich aus Riffen überwiegend mittel- bis tiefoberdevonischen Alters entwickelt und sind durch Großsteinbrüche an verschiedenen Stellen gut aufgeschlossen. Im flachmarinen Milieu konnten sich Riffe auf dem dem Old-Red-Kontinent unmittelbar vorgelagerten Schelf entwickeln. Zu dieser „Karbonatplattform" zählen die „Massenkalke" im Bergischen Land und im Sauerland. Bedeutende Vorkommen liegen am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels (Steinbrüche z.B. bei Wuppertal-Dornap, Hagen-Halden, Balve), im Velberter Sattel bzw. Antiklinorium (Steinbrüche u.a. bei Wülfrath und Heiligenhaus), im Warsteiner Sattel (z.B. Steinbruch bei Kallenhardt), im Briloner Sattel (Steinbrüche bei Brilon und Bleiwäsche), in der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde und in der Attendorn-Elsper-Doppelmulde (Steinbruch bei Lennestadt-Grevenbrück). Im südlich an den Schelf anschließenden Meer bildete sich ein zweiter Riffgürtel auf den submarinen Vulkankomplexen der Lahn- und der Dillmulde (Kap. 1.3). Steinbrüche befinden sich u.a. bei Breitscheid-Medenbach (Dillmulde) sowie Rodheim-Bieber, Wetzlar-Hermannstein, Steeden und Hahnstätten (Lahnmulde). Weitere „Massenkalke" sind aus dem östlichen Taunus aus der Umgebung von Gießen (Lindener Mark), Pohl-Göns und Ober-Rosbach v.d.H. bekannt. Stellvertretend für die linksrheinischen Vorkommen sei der „Massenkalk" in der Stromberger Mulde im Hunsrück genannt.

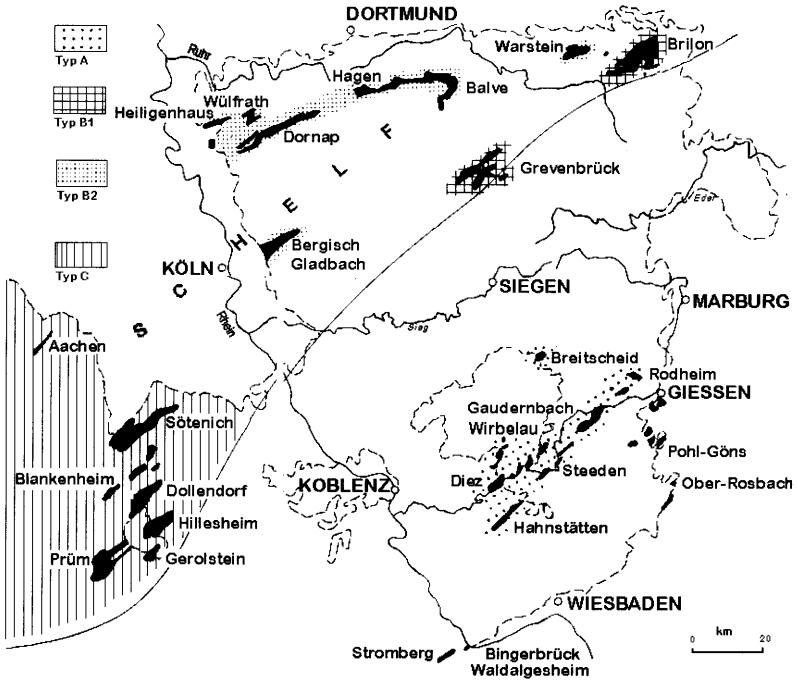


Abb. 50. Verbreitung von Karbonatkomplexen im rechtsrheinischen Schiefergebirge (umgezeichnet nach KREBS 1971).

Vorkommen und Verbreitung

In allen „Massenkalken“ des Rheinischen Schiefergebirges treten Dolomite in unterschiedlicher Häufigkeit auf; in geringerem Umfang sind auch unterkarbonische Kalksteine partiell dolomitisiert (SCHAEFFER 1984). Im Bergischen Land etwa ist die Hälfte aller „Massenkalke“ dolomitisiert (PAECKELMANN 1922). Die Dolomitisierungen sind schon lange Gegenstand der Forschung (z. B. F. M. BEHR 1915, PAECKELMANN 1922, UDLUFT 1929, 1930, GOTTHARDT 1962, LEUCHS 1985, MACHEL 1990, KIEPER & BROCKAMP 1995). Auch wenn nach wie vor erhebliche Unsicherheiten bezüglich Alter und Genese einzelner Vorkommen bestehen, hat sich inzwischen herausgestellt, daß dolomitisierende Lösungsvorgänge im Laufe der geologischen Geschichte häufig mehrfach und nicht selten in komplex verlaufenden Prozessen auf die „Massenkalke“ eingewirkt haben.

Bereits sehr früh, schon während der diagenetischen Verfestigung der Karbonatsedimente, und damit präorogen, setzten in einigen Karbonatkomplexen die ersten Dolomitisierungsvorgänge ein. Die komplizierte Geschichte mehrfacher, frühdiagenetischer Dolomitisierungen (und Dedolomitisierungen) ist exemplarisch im Briloner Riffkomplex von MACHEL (1990) untersucht worden. Diese frühdiagenetischen Dolomitisierungen sollen im folgenden außer Betracht bleiben.

Postorogene, epigenetische Dolomite sind in allen Karbonatkomplexen des rechtsrheinischen Schiefergebirges nachgewiesen, fehlen aber in Gesteinen anderer Lithologie. Epigenetische Dolomite sind an Störungszonen gebunden und damit tektonisch kontrolliert. Charakteristisch für diesen Typus sind gang- und stockartige Vorkommen unterschiedlicher Dimensionen.

Paragenese und Ausbildung

Dolomit tritt in metasomatischen Verdrängungszonen in z.T. unregelmäßiger Form auf. Ihre Dimensionen reichen vom dm-Bereich bis hin zu >100 m mächtigen und über 1 km in Streichrichtung aushaltenden Komplexen. Großdimensionierte Dolomitisierungszonen bilden hochwertige Dolomitlagerstätten, so bei Hagen-Halden und Lennestadt-Grevenbrück (GOTTHARDT & KASIG 1996). In Kalkstein-Gewinnungsstellen hingegen müssen die Dolomite durch selektiven Abbau ausgehalten werden.

Form, Ausbildung und Intensität der Dolomitisierung sind von zahlreichen Parametern abhängig. Wichtige Faktoren sind Raumlage und Größe der Klüfte, auf denen die Magnesium-haltigen Lösungen in die „Massenkalke" migrieren konnten (Fluidbahnen), die Anwesenheit von Stauhorizonten im Liegenden oder Hangenden des Kalksteins sowie Fazies und Korngröße des Kalksteins. Bei Wuppertal-Dornap wirkten die Osterholzschiefer im Liegenden des „Massenkalkes" als Stauhorizont, so daß sich großräumige Dolomitpolster an der Basis des „Massenkalkes" ausbildeten, die nach oben in NNW-SSE-orientierte und bis 20 m mächtige Dolomitgänge übergehen (Abb. 51; GOTTHARDT & KASIG 1996, LEUCHS 1985). Im Steinbruch Schaefer bei Hahnstätten (Lahnmulde) ist hydrothermaler Dolomit an eine E-W-streichende Störungszone gebunden und tritt gangartig bis linsenförmig auf (ANDERLE et al. in Vorb.). Im Steinbruch Schneelsberg bei Steeden (Lahnmulde) konnten KIEPER (1993) und KIEPER & BROCKAMP (1995) eine teufenabhängige Ausbildung der Dolomitisierung nachweisen: Die Dolomitisierung geht dort von dm- bis m-breiten, vorwiegend NNW-SSE-, untergeordnet E-W- und NNE-SSW-streichenden Gängen im Liegenden aus (SENOWBARI-DARYAN 1972). Zum Hangenden hin verbreitern sich die Dolomitpartien und vereinigen sich zu stockartigen Körpern (Abb. 52). F. M. BEHR (1915) zufolge drangen die dolomitisierenden Lösungen in den „Massenkalken" im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge nicht nur an Querstörungen, sondern auch an streichenden Störungen und an N-S-Gängen auf; je nach Streichrichtung beobachtete er unterschiedliche Paragenesen. TAUPITZ (1965) und SENOWBARI-DARYAN (1972) zeigen, daß die Dolomitisierung nicht nur von Klüften, sondern auch von feinen Rissen und von Schichtfugen ausgehen kann.

Typisch für den Dolomit ist ein zuckerkörniges, kristallines Gefüge. Fossilien sind in der Regel bei der Dolomitisierung zerstört worden, aber in Ausnahmefällen noch erhalten (z.B. STRÜBEL 1968). Abhängig vom Fe- und Mn-Gehalt herrschen hellgraue bis hellbraune Farben bei reinen Dolomiten und rot- bis dunkelbraune und ockergelbe Farben bei verunreinigten Varietäten vor. Charakteristisch

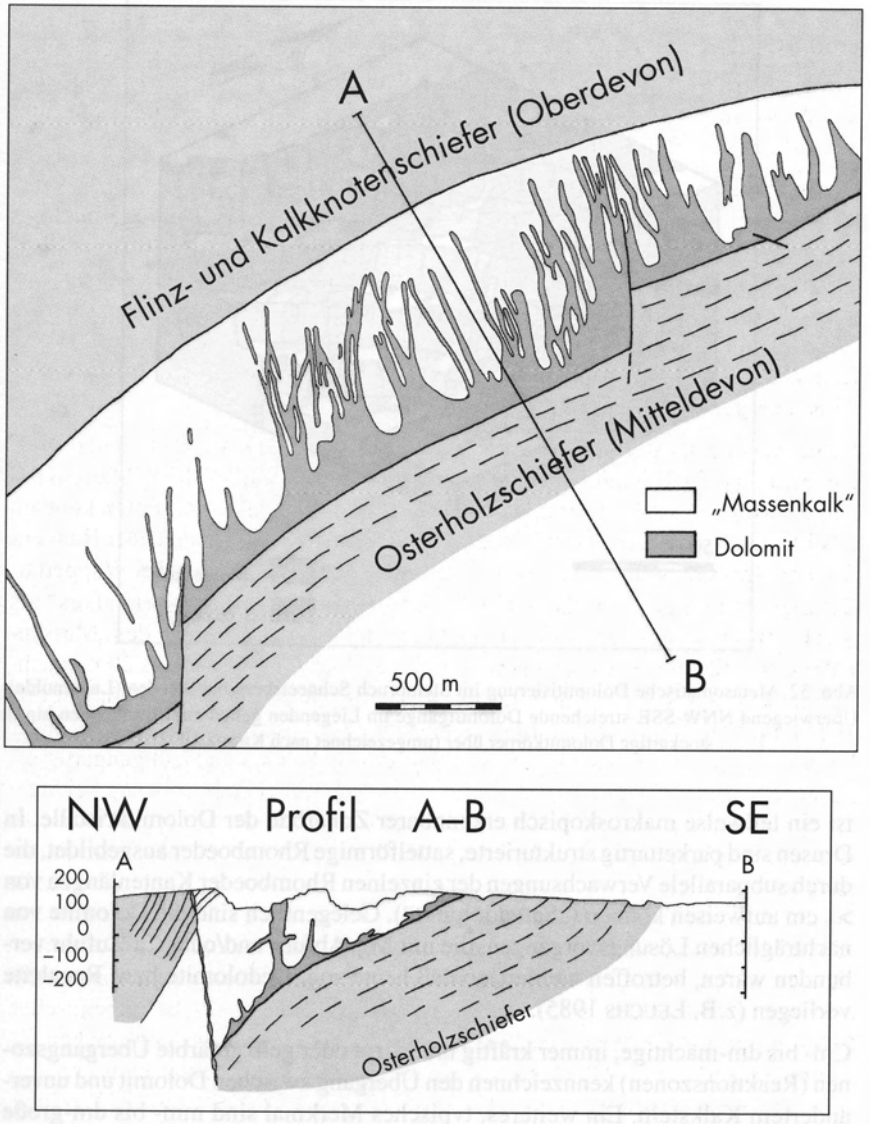


Abb. 51. Metasomatische Dolomitisierung im Dornaper „Massenkalk“ (Bergisches Land). Dolomitpolster an der Basis des „Massenkalkes“, die nach oben in NNW-SSE-streichende Gänge übergehen. Karte (oben) und schematisiertes Profil (unten) nach GOTTHARD & KASIG (1996).

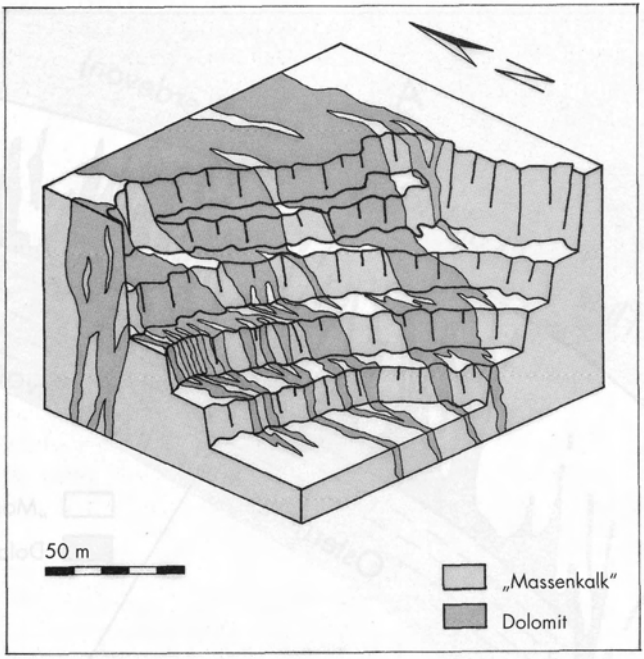


Abb. 52. Metasomatische Dolomitisierung im Steinbruch Schneelsberg bei Steeden (Lahnmulde). Überwiegend NNW-SSE-streichende Dolomitgänge im Liegenden gehen zum Hangenden hin in stockartige Dolomitkörper über (umgezeichnet nach KIEPER 1993).

ist ein teilweise makroskopisch erkennbarer Zonarbau der Dolomitkristalle. In Drusen sind parkettartig strukturierte, sattelförmige Rhomboeder ausgebildet, die durch subparallele Verwachsungen der einzelnen Rhomboeder Kantenlängen von >1 cm aufweisen können („Satteldolomit"). Gelegentlich sind die Dolomite von nachträglichen Lösungsvorgängen, die mit Mg-Abfuhr und/oder Ca-Zufuhr verbunden waren, betroffen worden, so daß heute sog. Dedolomite bzw. Recalcite vorliegen (z.B. LEUCHS 1985).

Cm- bis dm-mächtige, immer kräftig braun, rot oder gelb gefärbte Übergangszonen (Reaktionszonen) kennzeichnen den Übergang zwischen Dolomit und unverändertem Kalkstein. Ein weiteres, typisches Merkmal sind mm- bis dm-große Hohlräume im Dolomit. Das kavernöse bzw. poröse Gefüge wird auf den Volumenschwund während des metasomatischen Ersatzes des „Massenkalkes" zurückgeführt (SCHAEFFER 1984).

Gleichzeitig mit der Dolomitisierung wurden Fe und Mn zugeführt, so daß die Dolomite einen z.T. zehnfach höheren Gehalt an Fe und Mn als der „Massenkalk" aufweisen können (s. Tab. 11, S. 213). Nach KIEPER & BROCKAMP (1995) werden

beide Elemente überwiegend zweiwertig im Dolomitgitter eingebaut, doch treten auch eigenständige Phasen wie Siderit (KIEPER & BROCKAMP 1995, SCHAEFFER 1984) auf. Aus der großräumig dolomitisierten „Massenkalk"-Scholle von Ober-Rosbach v.d.H. am Ostrand des Taunus sind Fe- und Mn-Karbonate in größeren Mächtigkeiten bekannt geworden (Kap. 2.4.6). BRANNATH (1989, 1995) und BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS (1992) konnten von verschiedenen „Massenkalken" des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges neben Dolomit folgende hydrothermale Phasen bestimmen: Mn-Calcit, Mn-Dolomit, Fe-Dolomit, Ankerit, Siderit, Mn-Siderit, Rhodochrosit und Kutnahorit. Aus Dolomiten von Steeden (Lahnmulde) erwähnen KIEPER & BROCKAMP (1995) als authigene Bildungen Goethit, Pyrolusit, Hämatit und Galenit.

In den dolomitisierten Partien treten weitere, meist jüngere, hydrothermale Mineralisationen auf. In der Lahn- und Dillmulde sind das Hämatit, Calcit in mehreren Generationen mit unterschiedlichen Trachttypen (Abb. 53, z.B. STROMANN 1883), Quarz (bei Steeden, Hahnstätten, Wirbelau, Wetzlar-Hermannstein und in der Lindener Mark bei Gießen in Form kleiner Doppelender, bei Breitscheid-Me-

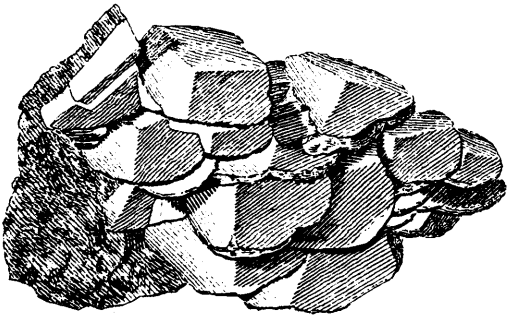


Abb. 53. Flachtafelige Calcitkristalle des „Typs Freiberg" aus dem Dolomit von Staffel bei Limburg a.d. Lahn (aus G. SANDBERGER 1857).

denbach und Stromberg als Pseudomorphosen nach Baryt und als Kappenquarz), eine jüngere Dolomitgeneration (bei Steeden) und Goethit. Aus Dolomiten der Lindener Mark stammen zudem nahezu isometrische, klare und z.T. rauchig gefärbte Quarze und langprismatisch ausgebildete Quarzkristalle, die sternförmige Aggregate („Sternquarze") bilden (HUMMEL 1924, STRÜBEL 1973). Im Bergischen Land und im Sauerland treten Sulfide hinzu (F. M. BEHR 1915, PAECKELMANN 1922, SCHAEFFER 1984). Bedingt durch eine spätere Dolomitisierung treten an verschiedenen Stellen, so in den Dolomiten von Lennestadt-Grevenbrück und Waldalgesheim, nicht selten Pseudomorphosen von Dolomit nach Calcitskalenoedern („Typ Wülfrath") auf. Die metasomatischen Dolomitisierungen können im Bergischen Land und im Sauerland von metasomatisch gebildeten Eisenerzen

(SCHAEFFER 1984) begleitet werden. Bei Wuppertal-Dornap treten neben den Dolomitpartien idiomorphe, schwarze Quarze auf: Während die Mächtigkeit der Dolomite nach oben hin abnimmt, nehmen Größe und Häufigkeit der Quarze zum Hangenden hin zu (LEUCHS 1985). Vergleichbare Mineralisationen sind auch aus dem Harz (Iberger Riffkomplex) bekannt (z.B. REIMER & KEMPE 1989).

Genese und Alter

Seit langem ist bekannt, daß die Dolomitisierung auf infiltrierende Lösungen (Fluide) zurückgeht, die den Calcit des „Massenkalkes" metasomatisch durch Dolomit ersetzt haben (F. M. BEHR 1915). Eisen und Mangan liegen in den Dolomiten in der Oxidationsstufe +II vor, in den Oxiden und Hydroxiden hingegen als Fe^{3+} bzw. Mn^{4+}. Zuletzt haben KIEPER & BROCKAMP (1995) diesen metasomatischen Vorgang an Dolomiten der Lahnmulde untersucht.

Studien an Flüssigkeitseinschlüssen in zwei Dolomitproben aus der Lahnmulde (Steeden, Wetzlar-Hermannstein) durch KIEPER (1993) und KIEPER & BROCKAMP (1995) zeigen, daß für die Dolomitisierung hochsalinare NaCl/CaCl-Fluide (ca. 20 Gew.-% NaCl-Äquiv.) mit einer Mindesttemperatur von >95 bzw. 97 °C (T_h, nicht druckkorrigiert) verantwortlich waren. Der Temperaturbereich deckt sich mit Angaben von RADKE & MATHIS (1980), denen zufolge sich „Satteldolomite" bei Temperaturen von 60-150 °C, meist >110 °C, unter neutralen pH-Bedingungen bilden sollen. Die Bildung von „Satteldolomiten" wird häufig auf den Prozeß der thermochemischen Sulfatreduktion (TSR) zurückgeführt, für die Temperaturen von >100 °C erforderlich sind (NÖTH 1997).

KIEPER & BROCKAMP (1995) vermuten eine Herkunft der hochsalinaren und tieftemperierten Fluide aus Beckensedimenten (basinal brines) und stellen einen Zusammenhang mit Salinargesteinen des Zechsteins und des Mesozoikums her.

Wie Untersuchungen von BRANNATH (1995) an jüngeren (postdolomitischen) Calciten und Quarzen (insges. vier Proben vom Tagebau Schneelsberg-Nordost bei Steeden und von der Lindener Mark bei Gießen) nahelegen, erfolgte deren Bildung nunmehr unter einem niedrigsalinaren Regime (ca. 1 Gew.-% NaCl-Äquiv.) bei Temperaturen von 125-140 °C (T_h, nicht druckkorrigiert).

Das Bildungsalter der Dolomitisierungszonen war bislang umstritten. LEUCHS (1985) sieht die Dolomitgänge von Wuppertal-Dornap als syntektonisch, also als variscisch, an. SCHAEFFER (1984) hingegen vermutet, gestützt auf dolomitisierte Mergel des Cenomans (untere Oberkreide), ein oberkretazisches bis tertiäres Alter. HUCKRIEDE & SCHAEFFER (1984) beschreiben aus fossilführenden Höhlensedimenten des Apt (Unterkreide) von Nehden (Sauerland) Dolomitkristalle und Bruchstücke metasomatisch dolomitisierten Massenkalks, so daß die Dolomitisierung dort mindestens unterkretazisches Alter besitzt. Auch für die Dolomite in den „Massenkalken" der Lahnmulde liegen unterschiedliche Alterseinstufungen vor: Der Nachweis mehrerer Fe-Mg-Mn-Ca-Karbonate läßt BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS (1992) einen zeitlichen Zusammenhang mit den variscischen

Sideriterzgängen des Siegerlandes vermuten. SENOWBARI-DARYAN (1972) stuft die Dolomite in das Tertiär ein und zieht eine Verbindung zu einer marinen Überflutung des Schiefergebirges während des Oligozäns. KIEPER & BROCKAMP (1995) bringen die Dolomitisierungszonen in einen genetischen Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens und stufen die Mineralisation deshalb in das Oligozän/Miozän ein.

Mehrere Beobachtungen und ein palynostratigraphischer Befund aus Sedimenten einer Karsthöhle in der Lahnmulde tragen dazu bei, die Altersstellung der Dolomite einzugrenzen, doch ist davon auszugehen, daß im rechtsrheinischen Schiefergebirge nicht nur eine Dolomitisierungsphase vorliegt. So nehmen W. MORITZ (1983) und MACHEL (1990) für den Briloner Riffkomplex zwei intensive, pervasive (durchdringende) Dolomitisierungsphasen an.

Nach strukturgeologischen Kriterien (fehlende variscische Deformation) ist das Alter der Mineralisationen in allen erwähnten „Massenkalk"-Vorkommen eindeutig postvariscisch. Auch variscisch verfaltete oder verstellte Dolomitgänge sind nicht bekannt. Einen weiteren Beleg für ein postvariscisches Alter der Dolomitisierung bilden mm-starke, horizontal verlaufende Dolomit-„Rippen", die sich auf Schichtfugen des schräg einfallenden, variscisch verkippten, dolomitisierten „Massenkalkes" von Waldalgesheim gebildet haben und somit als „fossile Wasserwaage" dienen (TAUPITZ 1965). Der dortigen, durchgehenden Dolomitisierung kann ein postpermisches Alter zugesprochen werden, da die Fanglomerate der Waderner Schichten (Oberrotliegend) im Trollbachtal südlich Bingerbrück zwar reichlich Kalksteingerölle aus den „Massenkalken" von Waldalgesheim und Stromberg, jedoch keine Dolomitgerölle führen (W. WAGNER & MICHELS 1930).

Jüngste Untersuchungen im Steinbruch Schaefer bei Hahnstätten (Lahnmulde) vermitteln neue Erkenntnisse über das Alter der in den „Massenkalken" der Lahnmulde sehr gleichartig ausgebildeten Dolomitisierung und einer jüngeren, an die Dolomite gebundenen und ebenfalls an mehreren Stellen innerhalb der Lahnmulde nachgewiesenen Mineralisation mit Hämatit, Calcit und Quarz. Im Steinbruch Schaefer läßt sich folgendes, vereinfachtes Schema von Tektonik und Mineralisation belegen (Abb. 54): Entlang einer E-W-streichenden Störungszone sind bruchtektonische Vorgänge bereits während des Oberdevons bis Unterkarbons, also vor der variscischen Orogenese, nachweisbar (Sedimentation von Erdbacher Kalk in Spalten). Nach der Orogenese kam es zur Dolomitisierung entlang eines steilstehenden, postvariscisch gebildeten Trennflächensystems in E-W-Richtung (Abb. 54 a), das möglicherweise Teil der in Mitteleuropa nachgewiesenen, komplex aufgebauten, dextralen Scherzone ist, die von mehreren Autoren (z.B. ARTHAUD & MATTE 1977, DITTMAR et al. 1994) auf eine schiefe Kollision zwischen der rhenohercynischen und der saxothuringischen Mikroplatte (bzw. Laurussia und Gondwana) zurückgeführt und in das Permokarbon eingestuft wird.

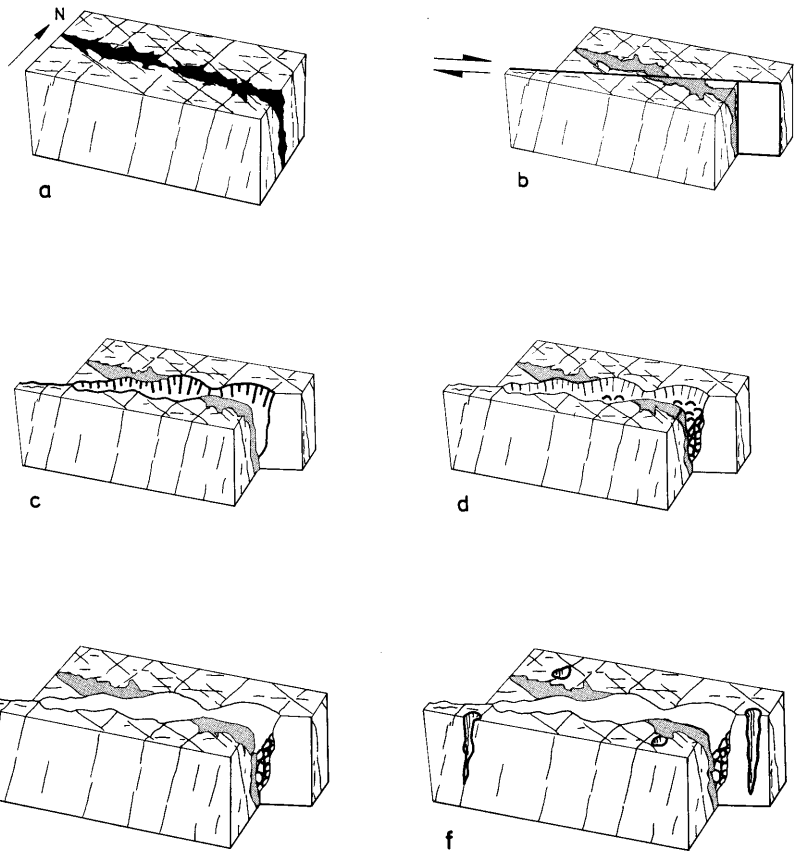


Abb. 54. Blockbilder zur zeitlichen Rekonstruktion von Tektonik, hydrothermalen Mineralisationen, Verkarstung und Sedimentation im Steinbruch Schaefer bei Hahnstätten (Lahnmulde).

a) Permokarbon?: Metasomatische Verdrängung des Kalksteins durch hydrothermale Ca-Mg-(Fe-Mn-)Karbonate (Dolomitisierung) entlang einer E-W-Störung.
b) Oberkreide? bis Prä-Mittelpaläozän: Dextrale Seitenverschiebung und hydrothermale Mineralisation mit Hämatit, Calcit I + II, Goethit, Quarz.
c) Prä-Mittelpaläozän: Korrosion und Ausbildung eines Endokarstes (Höhlenbildung) unter phreatischen Bedingungen.
d) Prä-Mittelpaläozän: Inkasion und Plombierung des Höhlentiefsten mit Inkasionsschutt, anschließend hydrothermale Mineralisation mit Calcit III.
e) Mittelpaläozän: Ablagerung toniger Karstsedimente mit Feinsandlagen in der Höhle.
f) Post-Mittel-/Oberpaläozän: Bildung schmaler Karstschlotten (Exokarst).

Das quantitativ bislang nicht abgeschätzte, aber mit Sicherheit bedeutende Volumen der Dolomitisierungszonen in den „Massenkalken" des rechtsrheinischen Schiefergebirges muß auf ein großräumig wirksames Fluidsystem Magnesiumreicher Wässer zurückgehen. Das große Volumen spricht dafür, daß die Magnesiumgehalte der dolomitisierenden Fluide aus diagenetisch freigesetzten Wässern des Zechsteinsalinars stammen, das den Ost- und den Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges ummantelt, da jüngere, mesozoische Salinarabfolgen in der Hessischen Senke nur noch eine untergeordnete Bedeutung haben. Unter dieser Annahme besitzt die postvariscische Dolomitisierung ein maximales Alter von ca. 260 Mio Jahren.

Die Entwicklung der Kegelkarst-Oberfläche, die Sedimentation fluviatiler Schluffe und Quarzkiese über dem Kegelkarst (Mittel-/Oberoligozän) und die Bildung von Fe-Mn-Erzen des Typs „Lindener Mark" in den Sedimenten durch Mobilisierung des Stoffbestandes der Ca-Mg-(Fe-Mn-)Karbonate (?Untermiozän) sind nicht dargestellt.

Nach der hydrothermalen Dolomitbildung riß die Störungszone im Steinbruch Schaefer durch eine dextrale (rechtshändige) Seitenverschiebung erneut auf (Abb. 54 b), wobei das jüngere Alter der Störungsbreccie gegenüber dem Dolomit durch Dolomitklasten und Harnischstriemungen im Dolomit belegt wird. Entlang der Seitenverschiebung setzte eine zweite hydrothermale Mineralisation Hämatit, Calcit und Quarz ab. Die dextrale Seitenverschiebung könnte zu den kompressiven Erscheinungen im Vorland der Alpenfaltung gehören, die sich vor allem oberkretazisch und mittelpaläozän auswirkten und zu denen rechtshändige Seitenverschiebungen im postvariscischen Deckgebirge Südwestdeutschlands in Gesteinen des Buntsandsteins und Muschelkalks gehören (z.B. ANDERLE 1987b, ZIEGLER 1987, 1988). Entlang des tektonisch aufgelockerten Bereichs entstand in der Folgezeit ein Höhlensystem unter phreatischen Bedingungen (Abb. 54 c), das die Mineralisationen anschnitt und in dem sich – nach Inkasion und Plombierung des Höhlentiefsten mit Inkasionsschutt (Abb. 54 d) – im Mittleren Paläozän die datierten Höhlensedimente ablagerten (Abb. 54 e). Eine ausführliche Beschreibung dieses Vorkommens wird durch ANDERLE et al. (in Vorb.) erfolgen.

2.4.6 Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" und Eisenerze des Typs „Hunsrückerze" (THOMAS KIRNBAUER)

Die im Jahre 1993 stillgelegte Grube „Schottenbach" bei Gräveneck nahe Weilburg war das letzte Bergwerk im Rheinischen Schiefergebirge, das Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" gewonnen hat. In der namengebenden Lindener Mark bei Gießen wurde der Bergbau bereits 1967 eingestellt. Während die manganarmen Eisenerze dieses Typs in der Eisen- und Stahlindustrie verhüttet wurden, gingen die manganreichen Erzmittel vornehmlich an die chemische oder – als Farberden – an die keramische Industrie. Bedeutung erlangten die Eisen-

manganerze mit Beginn der Industrialisierung, so daß die meisten Lagerstätten in der Mitte des letzten Jahrhunderts in Abbau genommen wurden. Insgesamt wurden bis zur Einstellung des Bergbaus allein im Lahnrevier etwa 18 Mio t dieser Erze gewonnen (BOTTKE et al. in Vorb.).

Bedingt durch die langjährige, hohe wirtschaftliche Bedeutung der Eisenmanganerze existiert eine große Anzahl von lagerstättenkundlichen Beschreibungen und Untersuchungen, die in zahlreichen Veröffentlichungen niedergelegt sind. Einen guten Überblick über Verbreitung und Ausbildung der Vererzungen geben die Bergrevierbeschreibungen des ehemaligen Oberbergamtes Bonn, die Erläuterungen zu den jeweiligen geologischen Spezialkarten und die Arbeiten von A. v. KLIPSTEIN (1843), ZERRENNER (1861), ODERNHEIMER (1863/67), EINECKE & KÖHLER (1910), HUMMEL (1924), EINECKE (1932), KÖBRICH (1937/39) sowie ISERT (1968). Auflichtmikroskopische Untersuchungen stammen von REUSCH (1923) und WITTE (1926), neuere geochemisch-mineralogische Untersuchungen von BRANNATH (1989, 1995) und BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS (1992). Die bergbauhistorische Entwicklung der wichtigsten Gruben faßt SLOTTA (1986) zusammen.

Vorkommen und Verbreitung

Die **Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark"** sind an die Karstoberfläche mittel- bis oberdevonischer „Massenkalke" gebunden und treten im gesamten Rheinischen Schiefergebirge sowie im Harz auf. Die bedeutendsten rechtsrheinischen Lagerstätten sind aus der Lahnmulde bekannt; mehrere von ihnen lieferten Gesamtfördermengen von jeweils >500000 t Roherz. Die mit Abstand größte Lagerstätte befand sich in der Lindener Mark bei Gießen, aus der allein die Grube „Fernie" von 1863 bis 1963 ca. 7,8 Mio t Erz förderte (A. v. KLIPSTEIN 1843, HAHN 1863, BEYSCHLAG 1898, GOEBEL 1905, STRÜBEL 1968). Weitere bedeutende Lagerstätten wurden außerhalb der Lahnmulde in einer tektonischen Schuppe zwischen Vordertaunus- und Tauńuskamm-Einheit bei Ober-Rosbach v.d.H. (BODIFÉE 1906, 1907, VAERST 1907, WITTE 1926, KIRNBAUER 1984) und – linksrheinisch – in der Stromberger Mulde (POHL 1922, TAUPITZ 1965, BOTTKE 1970) abgebaut.

Nicht an „Massenkalke" gebundene Lagerstätten und Vorkommen von zumeist manganarmen Eisenerzen, die als „**Hunsrückerze**" und „**Soonwalderze**" (NOEGGERATH 1842, VIERSCHILLING 1910) bezeichnet werden, treten in weiter Verbreitung im Rheinischen Schiefergebirge auf. Da diese Erze durch Anreicherungsprozesse, die denen des Typs „Lindener Mark" vergleichbar sind, konzentriert wurden, soll im folgenden kurz auf sie eingegangen werden.

Paragenese und Ausbildung

Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" finden sich über dem als Kegelkarst ausgebildeten Karstrelief der mittel- bis oberdevonischen „Massenkalke". Bereits die frühesten Beobachtungen bezeugen, daß die Erze ausschließlich über

hydrothermalen, gang- bis stockförmigen Dolomitisierungszonen im „Massenkalk" auftreten (Taf. VII, 3, z.B. A. v. KLIPSTEIN 1843), deren Gangnatur in der Folgezeit freilich häufig verkannt worden ist. Zahlreiche Autoren, so HUMMEL (1924), sehen die Dolomitisierungszonen als oberflächennahe „Dolomitisierungsrinde" an und kommen so zu falschen genetischen Schlußfolgerungen. Beobachtungen von STIFFT (1831) und A. v. KLIPSTEIN (1843) zeigen, daß die Eisenmanganerze gelegentlich entlang der Dolomitisierungszonen trümer- und gangartig in den „Massenkalk" niedersetzen.

Die Erze können einerseits der Karstoberfläche unmittelbar aufgelagert sein und sind dann i.d.R. von dieser durch eine cm- bis dm-mächtige, sandig-tonige Schicht („Dolomitsand") getrennt. Sie können aber andererseits den auflagernden, gebleichten und kaolinitisierten, paläozoischen Gesteinen des unmittelbaren Hangenden, so Metavulkaniklastiten („Schalsteinen") und Ton- und Siltsteinen, oder diskordant aufliegenden, tertiären Sedimenten eingelagert sein. Da sich die intensiv verwitterten, paläozoischen Gesteine nur durch das selten erhaltene Schieferungsgefüge oder im Dünnschliffbild zu erkennen geben, wurden sie in der Vergangenheit häufig als tertiäre Tone angesehen (AHLBURG 1917b, TAUPITZ 1965).

Die mächtigsten Erzlager mit teilweise >10 m Mächtigkeit haben sich in tiefen Mulden, Schluchten, Taschen und Trichtern des Karstreliefs, aber auch an Störungen, die den Kalkstein durchsetzen, gebildet. Mit zunehmender Annäherung an die teilweise über die Oberfläche herausragenden Kalkkegel, -rippen und -rücken nimmt die Erzmächtigkeit stark ab. An den höchsten Punkten des Paläokarstes keilt das Erz meist vollständig aus. Alte Grubenrisse lassen die unregelmäßige Erzführung und das Relief des Paläokarstes deutlich erkennen (KIRNBAUER & SIMON in BOTTKE et al. in Vorb.).

Wie die Phosphorite (Kap. 2.4.7) wurden die Eisenmanganerze von der – auch nach der Erzbildung andauernden – Verkarstung im Untergrund beeinflußt. Das belegen u.a. nachgesackte und geschleppte Erze nahe den Dolinenrändern sowie Rutschstreifen („Harnische") in den Eisenmanganerzen (AHLBURG 1917b, TAUPITZ 1965, BOTTKE 1969, KIEPER 1993). Einige Dolinen und Schlotten werden durch chaotisch gelagerten Inkasionsschutt, eingebrochene und nachgerutschte Sedimente und zersetzte, z.T. von Eisenmanganerzen imprägnierte und pseudomorph ersetzte Karbonate ausgefüllt.

Mulmige, im trockenen Zustand feinerdige Erze („Wascherze") herrschen vor. In sie sind nesterartig, an Stauhorizonten (z.B. Schichtgrenzen) gelegentlich auch bankförmig, feste „Stückerze" eingelagert, die häufig knollig, schalig oder konkretionär-krotzig ausgebildet sind. In mehreren Lagerstätten ist eine geochemische Trennung von Mangan und Eisen in den Mulmerzen erkennbar: Manganreiche Erze treten bevorzugt im Liegenden, manganarme Erze dagegen im Hangenden auf (z.B. HUMMEL 1924, BOTTKE et al. in Vorb.). Die Grenzen zu den hangen-

den, z.T. vererzten Sedimenten des Tertiärs sind häufig unregelmäßig und unscharf.

Während der Betriebszeit der Gruben wurden manganhaltige Brauneisensteine (<12% Mn) von Eisenmanganerzen (12-30% Mn) und eisenhaltigen Manganerzen (sog. Reichmanganerze bzw. Braunstein) unterschieden. In seltenen Nestern von reinem Pyrolusit können die Mangangehalte auf >55% (>90% MnO_2) steigen. Mineralogische Untersuchungen durch BRANNATH (1989, 1995) und BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS (1992) zeigen, daß Goethit, Lepidokrokit und Hämatit, die Manganomelane Kryptomelan, Psilomelan, Hollandit und Todorokit, die Manganoxide Birnessit, Nsutit, Ranciéit, Lithiophorit und Pyrolusit sowie die Tonminerale Kaolinit, Illit und Chlorit in wechselnden Anteilen am Aufbau der Mulm- und Stückerze beteiligt sind. Sekundär gebildete Phosphate sind von einigen Lagerstätten bekannt, so von Ober-Rosbach v.d.H. (WITTICH & NEUMANNN 1902) und der Grube „Eleonore" bei Biebertal (z.B. STRENG 1876, 1878, NIES 1877, 1880, STRÜBEL 1971).

Als „**Hunsrückerze**" werden seit NOEGGERATH (1842) Brauneisenerze mit meist geringen Mangan- und Phosphorgehalten bezeichnet, die in dm-, selten in m-mächtigen Anreicherungszonen in saprolithisch zersetzten Gesteinen des Paläozoikums auftreten. In der Regel folgen die Erze den Trennflächen der Schieferung und imprägnieren von dort aus das Nebengestein, doch können auch Schichtfugen und Klufthohlräume vererzt sein (VIERSCHILLING 1910, FELIX-HENNINGSEN 1990). Im Taunus treten die Erze zudem häufig in den kluftreichen Pseudomorphosenquarzgängen (Kap. 2.4.1) auf. Vergleichbare Erze, häufig schalig aufgebaute Brauneisensteinknollen und -nieren in tertiären Sedimenten, werden von NOEGGERATH (1842) und VIERSCHILLING (1910) als „Soonwalderze" bezeichnet.

Möglicherweise zählt auch der an eine Störung gebundene, mächtige Erzkörper von Ober-Rosbach v.d.H. zum Typ der „Hunsrückerze". Die Vererzung der bedeutenden Störung, die im Nordlager „Massenkalk" von unterdevonischen Schiefern trennt und im Südlager innerhalb von unterdevonischen Tonschiefern verläuft, unterscheidet sich deutlich von der auf der Oberfläche des verkarsteten „Massenkalkes" liegenden Vererzung. Bereits in alten Grubenrissen des 19. Jahrhunderts wurde das manganarme und phosphorreiche Erz als „Erz am Schiefer" vom manganreichen und phosphorarmen „Erz auf Kalk" unterschieden. Erzmikroskopische Untersuchungen belegen ein relativ höheres Alter der Eisenerze gegenüber den Manganerzen (WITTE 1926, KÖBRICH in KOHL 1934, KÖBRICH 1937/39, KÜMMERLE 1976).

Die wichtigsten Erzphasen in den „Hunsrückerzen" sind Goethit und Hämatit (FELIX-HENNINGSEN 1990); lokal treten – nur in Ausnahmefällen modern untersuchte – Manganminerale wie Lithiophorit (JAKOBUS 1993, mdl. Mitt. GÜNTER STERRMANN, Oberursel) hinzu. An verschiedenen Stellen, so bei Wildsachsen im Taunus, werden die Erze von sekundär gebildeten Phosphaten begleitet.

Berühmtheit erlangte die reichhaltige Phosphatparagenese der Grube „Rotläufchen" bei Waldgirmes (z.B. STRENG 1881, DIETRICH 1978, 1982a, 1982b); aus dem Taunus wurde kürzlich Florencit-Ce beschrieben (MÖHN 1996).

Genese und Bildungsalter

Die Entstehung der **Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark"** war lange Zeit umstritten. Der bis in die jüngste Zeit herrschenden Auffassung zufolge entstanden die Erze als reine Verwitterungsbildungen unter dem Einfluß von Grund- und Sickerwässern (z.B. SCHNEIDERHÖHN 1955, BORCHERT 1978). Inzwischen steht fest, daß die Erzkonzentration das Ergebnis eines mehrphasigen und komplexen Anreicherungsprozesses ist, an dem hydrothermale Vorgänge, Verwitterungsprozesse und jüngere Umbildungen beteiligt waren (DELKESKAMP 1901, AHLBURG 1917b, TAUPITZ 1965, BRANNATH 1989, 1995, BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS 1992).

Die heute vorliegenden, oxidischen Erze gehen im wesentlichen auf die Verwitterung hydrothermaler Ca-Mg-Fe-Mn-Karbonate durch deszendente Lösungen zurück. Nur über Zonen, in denen der „Massenkalk" metasomatisch durch diese hydrothermalen Karbonate verdrängt wird (Kap. 2.4.5), sind Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" entwickelt. Der Bergbau hat die unverwitterten, eisen- und manganhaltigen Karbonate mehrfach angefahren (AHLBURG 1917a, 1917b). Sie enthalten bei Oberneisen ca. 30% Mn und 16% Fe. In Ober-Rosbach v.d.H. (Nordlager) geht der dolomitisierte „Massenkalk" in der Teufe in eisen- und manganreiche Karbonate über, die FeS_2-Knollen führen. Beschrieben werden massiver Siderit („Sphärosiderit") mit einem $FeCO_3$-Gehalt bis 85% und Rhodochrosit mit lokalen Mächtigkeiten bis zu 30 m (CHELIUS 1904, BODIFÉE 1907, AHLBURG 1917a).

Die Ergebnisse von TAUPITZ (1965) legen nahe, daß sich – im Rahmen des späteren Konzentrationsprozesses – auch aus metasomatischen Karbonaten mit geringen Eisen- und Mangangehalten hochwertige Eisenmanganerz-Lagerstätten bilden konnten (Tab. 11). So besteht das Edukt der Manganerze von Waldalgesheim

Tab. 11. Fe- und Mn-Gehalte von postvariscischen, hydrothermalen Karbonaten, umgerechnet nach Angaben von SCHOTTLER (1913), AHLBURG (1917b), TAUPITZ (1965), KIEPER & SCHAEFFER (1984) und KIEPER & BROCKAMP (1995).

Lokalität	Mineral	Fe (Gew.-%)	Mn (Gew.-%)
Oberneisen, Gr. „Rothenberg"	Fe-Mn-Karbonat	16,46	29,94
Waldalgesheim, Gr. „Dr. Geier"	Dolomit I	0,606-0,908	0,417-0,596
Waldalgesheim, Gr. „Dr. Geier"	Dolomit II	1,393-2,180	0,894
Steeden und Wetzlar-Hermannstein	Dolomit	0,28-0,609	0,108-0,317
Lindener Mark	Dolomit	k.A.	0,66-0,98
Ober-Rosbach v.d.H., Nordlager	Siderit	38,42	k.A.
Sauerland	„Satteldolomit"	0,51-1,85	0,13-0,34

aus einem Dolomit mit $FeCO_3$-Gehalten von lediglich 2,3-3,6 und $MnCO_3$-Gehalten von ca. 1,5 Mol-%. Geht man von durchschnittlichen Gehalten der Waldalgesheimer Lagerstätte aus (Fe: 0,9 Gew.-%, Mn: 0,6 Gew.-%), ergibt die Auflösung von 1 m^3 Dolomit einen Erzgehalt von 43,5 kg. Für die Bildung 1 Mio t Eisenmanganerze ist also die Zersetzung von ca. 23 Mio m^3 Dolomit erforderlich. Bezogen auf die Fläche des „Massenkalkes" der Lindener Mark bei Gießen (ca. 9 km^2) können – einen Dolomit dieser Zusammensetzung vorausgesetzt – aus der Verwitterung einer nur 10 m mächtigen Schicht ca. 3,9 Mio t Eisenmanganerze entstehen.

Brannath & Smykatz-Kloss (1992) schließlich gelang es, in oxidischen Erzphasen verschiedener Lagerstätten in der Lahnmulde folgende Relikte der primären, hydrothermalen Karbonate nachzuweisen: Mn-Calcit, Dolomit, Mn-Dolomit, Fe-Dolomit, Siderit, Mn-Siderit, Ankerit, Rhodochrosit und Kutnahorit. Weitere Relikte hydrothermaler Phasen sind Calcit, Goethit, Quarz (besonders schön von der Lindener Mark bei Gießen, z.B. Strübel 1968) und Sulfide (Hummel 1924). Unsicher ist die Altersstellung von Baryt, der aus vielen Eisenmanganerz-Lagerstätten bekannt ist (z.B. A. v. Klipstein 1843, Kirnbauer 1984).

Die zur Lagerstättenbildung führende Konzentration von Eisen und Mangan geht auf Verwitterungsprozesse zurück, in deren Verlauf die mangan- und eisenhaltigen Karbonate durch deszendente, oberflächennahe Wässer weitgehend aufgelöst und in oxidische und hydroxidische Eisenmanganerze umgewandelt wurden. Die Freisetzung von Eisen und Mangan durch die Auslaugung von Nebengesteinen wie den „Schalsteinen" dürfte für die Lagerstättenbildung nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben (Taupitz 1965, Brannath & Smykatz-Kloss 1992). Charakteristisch für diesen oberflächennahen Prozeß sind Gelbildungen, deren ehemalige Anwesenheit u.a. durch häufige Funde von Braunem und Schwarzem Glaskopf in den Lagerstätten belegt ist, und die geochemische Trennung von Eisen und Mangan (s.o.). Die Mn/Fe-Verhältnisse der Erze sollen dabei – sowohl in den Erzen des Typs „Lindener Mark" als auch in den „Hunsrückerzen" – das Mn/Fe-Verhältnis des Eduktes bzw. Nebengesteines widerspiegeln (Taupitz 1965). Lösungs- und Aufwachsversuche von Joachim & Smykatz-Kloss (1987) zeigen, daß sich feinkörniger Siderit bereits bei Raumtemperatur in Goethit umwandeln kann; bei Temperaturen von 60 °C ist die Umwandlung schon nach zwei Monaten weitgehend abgeschlossen.

Mehrere Zentimeter große Calcitskalenoeder und mm-große Quarze (Bergkristalle), die den Eisenmanganerzen verschiedener Lagerstätten in der Lahnmulde aufsitzen, belegen jüngere, quantitativ unbedeutende, hydrothermale Mineralisationen auch nach der Bildung der oxidischen und hydroxidischen Erze. Von Bedeutung sind nachträgliche Umbildungsprozesse innerhalb der Verwitterungslagerstätten, die vor allem zur Entstehung des häufig gut auskristallisierten Pyrolusits führten (Brannath & Smykatz-Kloss 1992).

Das Bildungsalter der Eisen- und Manganerze des Typs „Lindener Mark" ist bislang nicht eindeutig bestimmt. Paläontologisch datierte Karstsedimente belegen mehrere, miteinander nicht korrelierbare Verkarstungsphasen im Rheinischen Schiefergebirge seit der Unteren Kreide, so daß sich hieraus für die auf verkarstetem „Massenkalk" gebildeten Eisenmanganerze keine brauchbaren Altersinformationen gewinnen lassen (Kap. 2.4.7). Die Eisenmanganerze von Waldalgesheim werden durch marine Sedimente des Oberen Rupeltons (Unteres Oligozän) gekappt (TAUPITZ 1965, ROTHAUSEN & SONNE 1984), so daß sie ein mindestens alttertiäres Alter besitzen müssen. Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge hingegen sprechen mehrere Indizien für ein jungtertiäres Alter des Konzentrationsprozesses: In der Lahnmulde überlagern tertiäre Sedimente in der Fazies der Vallendarer Schotter, denen nach heutiger Kenntnis ein mittel- bis oberoligozänes Alter zukommt (z.B. ZÖLLER 1983, WEIDENFELLER & REQUADT 1993), Eisenmanganerze an mehreren Stellen. Untertagebeobachtungen von AHLBURG (1917b) legen nahe, daß die Erzbildung erst nach Ablagerung der Sedimente erfolgte. Am Steinbühl bei Heckholzhausen nordöstlich Limburg a.d. Lahn sind die Erze konkordant in oberoligozäne Sedimente (MICHELS 1969) eingeschaltet, so daß die Erzbildung oberoligozänen oder jüngeren Alters sein muß (AHLBURG 1917b). Die bislang einzige radiometrische Datierung ($^{40}Ar/^{39}Ar$-Altersbestimmung an einem Kryptomelan von Wetzlar-Hermannstein) ergab ein Alter von 20,5±0,5 Mio Jahren, was einer Einstufung in das Burdigal (Unteres Miozän) entspricht (BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS 1992).

Gleichfalls ein miozänes Alter wird den „**Hunsrückerzen**" zugeschrieben, die sich im Saprolith, dem tieferen Teil der z.T. >100 m mächtigen, mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke, gebildet haben (FELIX-HENNINGSEN 1990): Während reduzierende Grundwässer bei warm-humidem Klima Eisen und Mangan aus dem Nebengestein lösten, erfolgte später – unter dem Einfluß deszendenter, oxidierender Wässer – die Fällung von Eisen und Mangan in Oxidationshorizonten des kaolinitisierten, gebleichten Saproliths. Die oxidative Fällung von Eisen und Mangan war an Phasen sinkender Grundwasserstände gebunden, die von FELIX-HENNINGSEN (1990) mit der Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und geänderten, trockeneren Klimabedingungen während des Miozäns korreliert werden.

Die Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark" treten an vielen Stellen in enger Nachbarschaft mit den sog. Lahnphosphoriten auf (Kap. 2.4.7). Von HUMMEL (1924) und GERMANN et al. (1981) werden deshalb gleiche Freisetzungs-, Transport- und Anreicherungsvorgänge für Eisen, Mangan und Phosphor postuliert. Eisenmanganerzen und Phosphoriten ist zwar die räumliche Bindung an die Verkarstung der mittel- bis oberdevonischen „Massenkalke" gemeinsam, doch unterscheiden sich beide Verwitterungsbildungen durch ihre Edukte. Während der Stoffbestand der Eisenmanganerze durch die Verwitterung eisen- und manganhaltiger, metasomatischer Verdrängungszonen des Kalksteins freigesetzt wurde,

entstammt der Phosphorgehalt der Phosphorite dem Zersatz von Metavulkaniklastiten („Schalsteinen").

2.4.7 Phosphorit (THOMAS KIRNBAUER)

In der Lahnmulde, untergeordnet auch in der Dillmulde, treten Phosphatanreicherungen auf, die als Lahnphosphorite bekannt sind und vor allem zwischen 1865 und 1890 abgebaut wurden. Dem Mineraliensammler sind die Phosphorite vor allem durch den sog. Staffelit bekannt.

Als mineralogische Seltenheit war Phosphorit erstmals von F. SANDBERGER (1850a) beschrieben worden. Die erste Lagerstätte wurde 1864 durch den Grubenbesitzer VICTOR MEYER aus Limburg entdeckt, der nach dem Kauf einer Manganeisenerzgrube bei Staffel nahe Limburg a.d. Lahn auf den ihm unbekannten Phosphorit aufmerksam geworden war. In den zur Analyse eingesandten Proben wurde zuerst durch FR. MOHR (Koblenz) und wenige Tage später durch REMIGIUS FRESENIUS (Wiesbaden) ein hoher Phosphatgehalt nachgewiesen (MOHR 1865, STEIN 1866, 1868). In den folgenden Jahren wurden zahlreiche weitere Lagerstätten entdeckt und ausgebeutet. Vor allem für die Düngemittelindustrie hatten die Lahnphosphorite, die zeitweilig in über 50 Betrieben mit einer Belegschaftsstärke von insgesamt über 1200 Mann abgebaut wurden, eine hohe Bedeutung. Die maximale Jahresförderung wurde 1884 mit ca. 54000 t Phosphorit erreicht. Unter dem Einfluß ausländischer Konkurrenz und durch Erschöpfung der hochwertigen und leicht gewinnbaren Lagerstättenvorräte endete der Boom bereits vor der Jahrhundertwende. In geringerem Umfang fanden weitere Gewinnungsarbeiten während der beiden Weltkriege statt. Insgesamt sind ca. 0,75 Mio t Rohphosphat gefördert worden.

Zusammenfassende Arbeiten aus der Zeit der ersten Betriebsperiode stammen von STEIN (1866, 1868) und MORITZ (1895), während KEGEL (1923), auf den die bis heute anerkannten Auffassungen zur Genese zurückgehen, die Erkenntnisse aus der Zeit der zweiten Abbauperiode zusammenfaßt. Die erste petrographische Untersuchung führte BERG (1922) durch; neuere mineralogische Bearbeitungen erfuhren die Lahnphosphorite durch PAGEL (1977) und GERMANN et al. (1979, 1981).

Vorkommen und Verbreitung

Voraussetzungen für die Bildung von Phosphorit waren dort gegeben, wo phosphorhaltige Gesteine unmittelbar an verkarstete „Massenkalke" des Mittel- bis Oberdevons grenzen. Das Verbreitungsgebiet der Phosphorite ist im rechtsrheinischen Schiefergebirge somit auf die Lahn- und Dillmulde beschränkt (Abb. 55). Dort werden die „Massenkalke" von Metavulkaniklastiten („Schalsteinen"), in der Hahnstätten-Katzenelnbogener Mulde auch von Metarhyolithen („Keratophyren") sowie Alaun- und Kieselschiefern begleitet, aus denen das zur Lager-

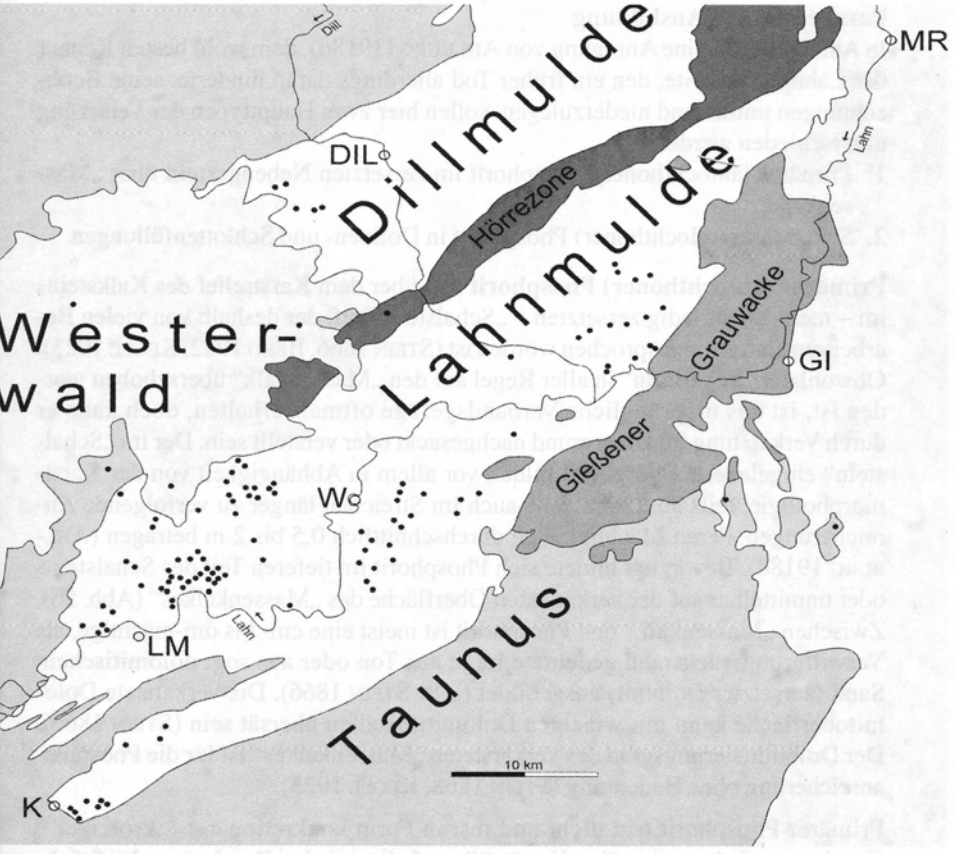


Abb. 55. Verbreitung von Phosphoriten im Lahn-Dill-Gebiet nach Angaben von EINECKE (1932) und GERMANN et al. (1981). K = Katzenelnbogen, LM = Limburg, W = Weilburg, DIL = Dillenburg, GI = Gießen und MR = Marburg.

stättenbildung erforderliche Phosphor mobilisiert werden konnte (s.u.). Bauwürdige Phosphatanreicherungen außerhalb dieses Verbreitungsgebietes sind nicht bekannt.

Paragenese und Ausbildung

In Anlehnung an eine Anregung von AHLBURG (1918d), dem wohl besten Kenner der Lahnphosphorite, den ein früher Tod allerdings daran hinderte, seine Beobachtungen umfassend niederzulegen, sollen hier zwei Haupttypen der Vererzung unterschieden werden:

1. Primärer (autochthoner) Phosphorit im zersetzten Nebengestein über „Massenkalk".
2. Sekundärer (allochthoner) Phosphorit in Dolinen- und Schlottenfüllungen.

Primärer (autochthoner) Phosphorit tritt über dem Karstrelief des Kalksteins im – meist hochgradig zersetzten – „Schalstein" auf, der deshalb von vielen Bearbeitern als Ton angesprochen worden ist (STEIN 1866, BERG 1922, KEGEL 1923). Obwohl der „Schalstein" in aller Regel auf den „Massenkalk" überschoben worden ist, ist das ursprüngliche Verbandsgefüge oftmals erhalten, doch kann er durch Verkarstung im Untergrund nachgesackt oder verstellt sein. Der im „Schalstein" eingelagerte Phosphorit bildet, vor allem in Abhängigkeit von der Karstmorphologie, teils absätzige, teils auch im Streichen länger zu verfolgende Anreicherungen, deren Mächtigkeiten durchschnittlich 0,5 bis 2 m betragen (AHLBURG 1918d). Bevorzugt bildete sich Phosphorit im tieferen Teil des Schalsteins oder unmittelbar auf der verkarsteten Oberfläche des „Massenkalkes" (Abb. 56). Zwischen „Massenkalk" und Phosphorit ist meist eine cm- bis dm-mächtige, als Verwitterungsrückstand gedeutete Lage aus Ton oder aus sog. dolomitischem Sand (zersetzter Dolomit) ausgebildet (z.B. STEIN 1866). Die verkarstete Dolomitoberfläche kann mit winzigen Dolomitkristallen übersät sein (STEIN 1866). Der Dolomitisierungsgrad des verkarsteten „Massenkalkes" ist für die Phosphatanreicherung ohne Bedeutung (STEIN 1868, KEGEL 1923).

Primärer Phosphorit tritt dicht und fest in Form konkretionärer („krotziger") Knollen von Erbsen- bis über Kopfgröße auf, die von den Bergleuten als „Stückstein" und „Stückerz" bezeichnet wurden. In Ausnahmefällen wurden Stücke „bis zu der Schwere mehrerer Hundert Pfunde" gefunden (GRÜNEBERG 1867). Mit zunehmender Teufe nimmt die Häufigkeit der Knollen im allgemeinen zu. Der z.T. extrem feste Phosphorit besitzt einen splittrigen bis muscheligen Bruch und meist eine gelblichbraune bis rötlichbraune, seltener graue Färbung. Die Farbe wird im wesentlichen durch den Anteil an Pigmenten aus dem Nebengestein und durch Eisen-Mangan-Oxide/Hydroxide bestimmt. Als „Wascherz" wurde ein feinkörniges bis erdiges Erz bezeichnet, das sich durch einen hohen Tonmineralgehalt auszeichnet. Untergeordnet folgt der Phosphorit Schicht- oder Schieferungsfugen des zersetzten „Schalsteins" und bildet dort Imprägnationszonen (STEIN 1866, BERG 1922). In durch Nachsackung aufgelockerten „Schalsteinen" entstanden

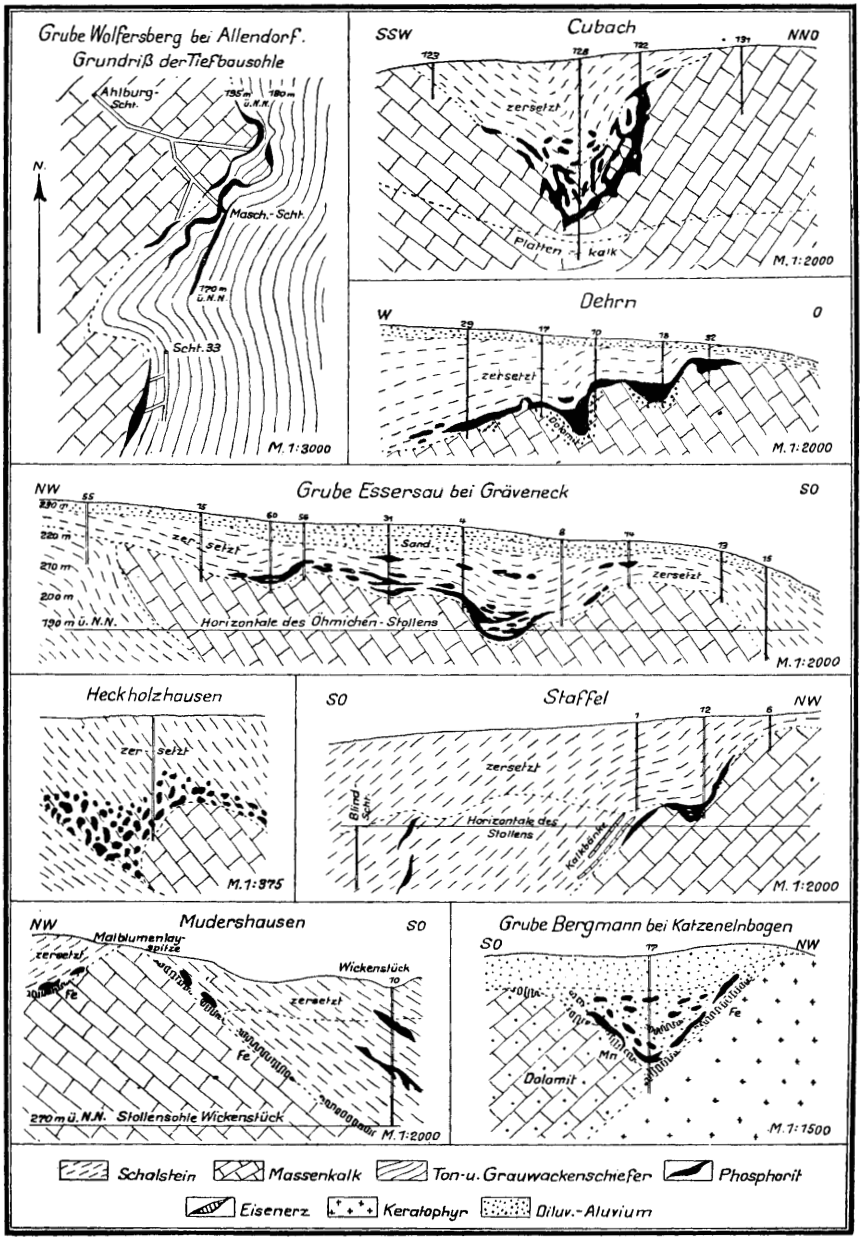


Abb. 56. Grundrisse und Profile wichtiger Phosphoritlagerstätten der Lahnmulde (aus EINECKE 1932). Originalabbildung um 21% verkleinert.

schalige bis schieferige Erztypen mit komplex aneinander gereihten Phosphoritlamellen (STEIN 1868).

Daneben treten metasomatisch durch Phosphorit verdrängte Kalksteinpartien auf. AHLBURG (1918d) bezeichnet diesen derben und reinen Phosphorittyp, in dem häufig noch ein dolomitischer Kern zu erkennen gewesen sei, als „dolomitähnlich". Fossilien – überwiegend Korallen in Schalenerhaltung, aber auch als Steinkerne –, die ganz oder teilweise aus Phosphorit bestehen, belegen ebenfalls die metasomatische Verdrängung von Karbonaten durch Phosphorit (Abb. 57, STEIN 1866, 1868, HEYMANN 1869).

In der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde tritt Phosphorit – in gleicher Art und Weise wie in den Metavulkaniklastiten („Schalsteinen") – in hochgradig zersetzten Alaun- und Kieselschiefern über Metarhyolithen auf (KEGEL 1923).

In den Förderprodukten der Gruben waren alle Übergänge zwischen Stückerz, Imprägnationserzen und erdigem Erz verwirklicht. Stückerze enthielten 50 bis 70% Calciumphosphat ($Ca_3(PO_4)_2$), im Durchschnitt 65% (umgerechnet ca. 30% P_2O_5); das erdige Material erreichte maximal 50%. Das Verhältnis zwischen Stückerz und erdigem Material im Fördergut betrug etwa 1 : 4 (KEGEL 1923).

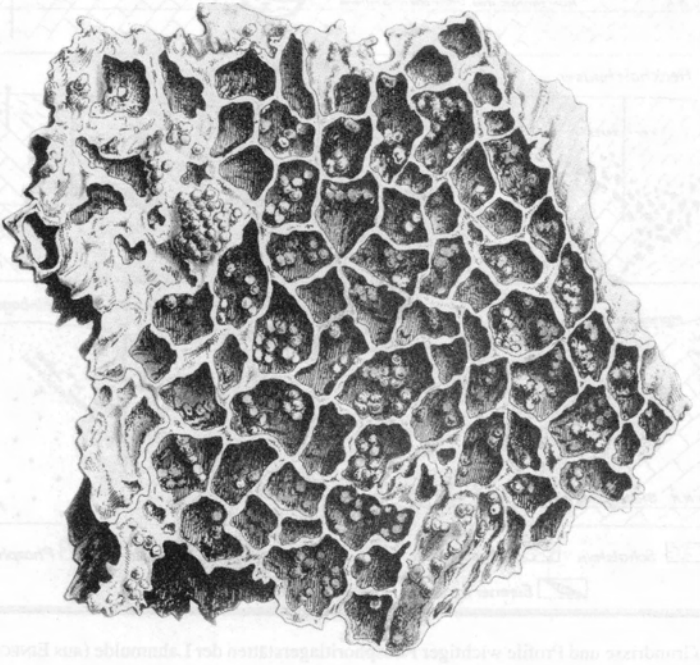


Abb. 57. Durch Phosphorit ersetzte Korallen von Allendorf/Mudershausen bei Katzenelnbogen (aus STEIN 1868).

Die vorherrschende Apatitphase ist der Karbonat-Fluor-Apatit Francolith mit CO_2-Gehalten von durchschnittlich 3,1%, nur einmal konnte bislang der Karbonat-Hydroxyl-Apatit Dahllit nachgewiesen werden. Dazu kommen die Tonminerale Kaolinit und Illit, die Eisenminerale Goethit und Hämatit sowie Quarz und Calcit (PAGEL 1977, GERMANN et al. 1979, 1981). Von der Grube „Bergmann" bei Katzenelnbogen (Bl. 5713 Katzenelnbogen) sind krustenartiger „Eisenkiesel", Jaspis, Chalcedon und Überwachsungen von dichtem Phosphorit auf Calcitkristallen (Abb. 58) bekannt (STEIN 1867, 1868, GRÜNEBERG 1867, 1868).

Sekundärer (allochthoner) Phosphorit ist an Hohlformen des verkarsteten „Massenkalkes" (Schlotten, Rinnen, Schluchten, Dolinen) gebunden (Abb. 56). Kennzeichnend für diesen Typ ist eine polymikte Breccie, deren Klasten durch mikrokristallinen Phosphorit („Collophan", GERMANN et al. 1981) und einen jüngeren, faserig ausgebildeten Apatit („Staffelit") verkittet werden. Die Klasten bestehen aus in den Karsthohlraum gestürzten, paläozoischen und tertiären Gesteinen des Hangenden (Metavulkaniklastite, Schiefer, Quarzite, Kalksteine, Quarzgerölle), aus hydrothermalen Bildungen (Dolomit, Quarz, Eisenkiesel, Jaspis, Chalcedon, Calcit), aus Eisen- und Manganerzen des Typs „Lindener Mark", aber auch aus nachgestürztem, primärem Phosphorit (z.B. STEIN 1866, 1868, PAGEL

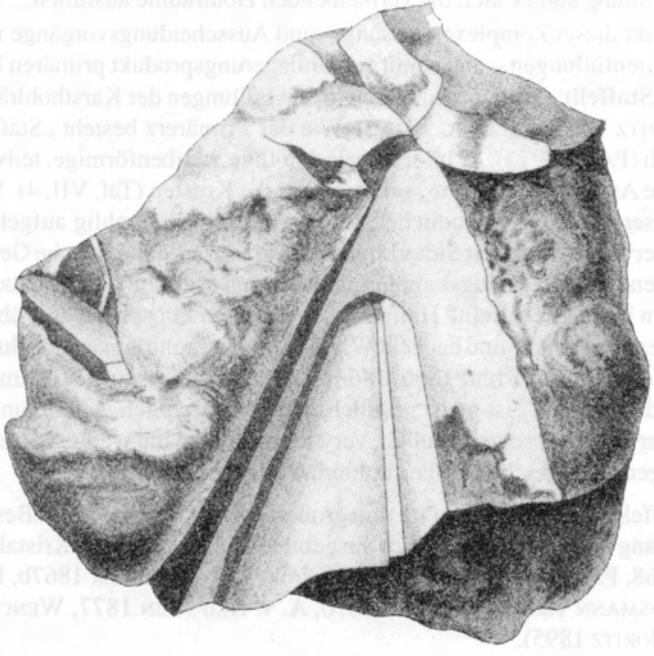


Abb. 58. Perimorphosen von Phosphorit um Calcitkristalle von der Grube „Bergmann" bei Katzenelnbogen (aus STEIN 1868).

1977). Je nach Morphologie des Karsthohlraumes konnten sich Phosphoritmächtigkeiten von teilweise über 10 Metern entwickeln.

Berichte älterer Autoren und mikroskopische Untersuchungen durch BERG (1922), PAGEL (1977) und GERMANN et al. (1981) belegen eine mehrfache Aufeinanderfolge von Verkarstung (Breccienbildung), Lösung und Ausfällung. Im Normalfall erfolgte die z.T. rhythmische Zementation durch palisadenartig um die Klasten gewachsenen Apatit, doch werden auch Verkittungen durch gröberkristallinen und sphärolithisch gewachsenen Phosphorit beobachtet. Älterer Apatit kann dabei durch ein Netzwerk jüngeren Apatits zersetzt werden. Calcit wird als „typischer Begleiter" des dichten Phosphorits bezeichnet und von STEIN (1867, 1868) und GRÜNEBERG (1867, 1868) in cm-großen Kristallen (Kombinationen von Rhomboeder- und Skalenoederflächen, darunter die Formen $\{02\bar{2}1\}$ und {0001}), die von dichtem Phosphorit überwachsen werden, beschrieben. Für die Beteiligung metasomatischer Prozesse sprechen Pseudomorphosen von Apatit nach Karbonatrhomboedern. Angeblich sollen sogar authigene Quarzkristalle von Apatit korrodiert worden sein. An der Verkittung kann auch palisadenartig um Klasten gewachsener und feinkristalliner Quarz („Hornstein") beteiligt sein. Die Quarze schließen kleine Calcitrhomboeder ein. Bei Langenaubach in der Dillmulde (Bl. 5215 Dillenburg) ist der Phosphorit z.T. verkieselt (KEGEL 1923). Als jüngste Bildung kann Calcit die verbleibenden Hohlräume ausfüllen.

Ein Produkt dieser komplexen Lösungs- und Ausscheidungsvorgänge innerhalb der Schlottenfüllungen – und somit ein Umlagerungsprodukt primären Phosphorits – ist „**Staffelit**", der ausschließlich in den Füllungen der Karsthohlräume auftritt (MORITZ 1895, AHLBURG 1918d). Wie das Primärerz besteht „Staffelit" aus Francolith (PAGEL 1977). Er bildet nierig-knollige, traubenförmige, teilweise stalaktitische Aggregate und mm-, selten cm-starke Krusten (Taf. VII, 4). Sein Aufbau ist faserig, wodurch rundliche Stücke konzentrisch-strahlig aufgebaut sind. Auf die Verwandtschaft mit Sinterbildungen verweisen stalaktitische Gebilde, die von röhrenartigen Lösungskanälen durchzogen werden (GRÜNEBERG 1868). Außerdem kleidet „Staffelit" Hohlräume im dichten Phosphorit aus, überwächst die Klasten der Breccie und bedeckt Wände der Karsthohlräume und Kluftflächen des „Massenkalkes" (STEIN 1866, 1868). Der im frischen Zustand immer durchscheinende „Staffelit" ist meist grünlich, aber auch gelblich, gelbbraun, z.T. fast wasserklar oder sehr selten bläulich. Verwitterte Stücke mit weißer bis grauer Färbung zeigen ausgezeichnete Thermolumineszenz (WICKE 1867).

Auf „Staffelit" können – meist <1 mm große – Apatitkristalle sitzen. Beschrieben wurden lang- und kurzprismatisch ausgebildete, z.T. bauchige Kristalle (STEIN 1866, 1868, F. SANDBERGER in STEIN 1867/68, F. SANDBERGER 1867b, PETERSEN 1867, KOSMANN 1867/68, STRENG 1870, A. v. KLIPSTEIN 1877, WENCKENBACH 1879a, MORITZ 1895).

Den Namen „Staffelit" hatte STEIN (1866) vorgeschlagen, doch bereits KOSMANN (1867/68) konnte zeigen, daß „Staffelit" nichts anderes sei als verunreinigter Apa-

tit. Die intensive Debatte um die Gültigkeit der Bezeichnung „Staffelit" ist u.a. mit den Namen STEIN, PETERSEN, KOSMANN, SANDBERGER und STRENG verknüpft. Mit „Staffelit" vergleichbare, grauweiß und grünlichweiß gefärbte, glasartige Krusten mit faserig-langprismatischem Aufbau um Breccienklasten aus Phosphorit wurden von LARSEN & SHANNON (1930) untersucht und sollen eine Apatitvarietät mit geringem Na-Gehalt darstellen, für die sie den Namen „Dehrnit" vorschlugen.

Auf jüngere Umlagerungsvorgänge geht die Bildung von Crandallit, einem H_2O-haltigen Ca-Al-Phosphat, zurück (LARSEN & SHANNON 1930). KOSMANN (1867/68) hatte ihn als „Kalk-Wavellit" bezeichnet. Langprismatische Crandallitkristalle können radialstrahlige Kristallaggregate bis 1 cm Durchmesser bilden. F. SANDBERGER in STEIN (1867/68) gab an, daß „viele Nadeln im Innern hohl" seien. Die meist cremig-weißen, aber auch weingelben, grünlichgelben und grauen Kristalle besitzen einen ausgezeichneten Perlmuttglanz. Daneben wurden traubige und kugelförmige Aggregate mit faserig-strahliger Struktur gefunden. Crandallit sitzt Karstbreccien, die durch dichten Phosphorit verkittet werden, oder „Staffelit" auf (STEIN 1868). Wahrscheinlich handelt es sich bei dem von PETERSEN (1867) und A. v. KLIPSTEIN (1877) beschriebenen Wavellit ebenfalls um Crandallit. Von STEIN (1868) wurde dichter und faseriger „Grüneisenstein" erwähnt, der meist zwischen dichtem Phosphorit und Brauneisenstein auftrat.

Exkurs

Gangartige Phosphorite, die in keinem genetischen Zusammenhang mit der Bildung der Lahnphosphorite stehen, treten auf vertikalen Klüften und Absonderungsflächen miozäner Basalte an mehreren Stellen im Westerwald auf (STEIN 1866, 1868, KOSMANN 1868, WENCKENBACH 1879b, AHLBURG 1918d, KEGEL 1923). Sie wurden im vergangenen Jahrhundert als „Osteolith" bezeichnet und werden als postvulkanische, hydrothermale Bildungen angesehen. Ein Vorkommen auf Bl. 5514 Hadamar wurde bergmännisch ausgebeutet und lieferte insgesamt 147 t Phosphorit. Bekanntheit erlangte auch ein Vorkommen am Beselicher Kopf bei Obertiefenbach (Bl. 5514 Hadamar). In palagonitischen Hyaloklastiten wurden dort mehrere, netzartige Gangschnüre und Gängchen von Phosphorit mit Mächtigkeiten bis zu 18 cm erschürft, die eine bilateral-symmetrische Gangfüllung aufwiesen. Das mächtigste Gängchen hatte N-S-Streichen. An den Salbändern fand sich eine stäbchenförmig abgesonderte, steinmarkartige Masse. Im Innern der Gängchen saßen in Hohlräumen kleine Verdrängungspseudomorphosen von Phosphorit nach Calcitrhomboedern. Der Klufthohlraum war durch eine eingetrocknete, braune, phosphorhaltige „Letten"-Masse ausgefüllt. Zudem fanden sich in kugelig abgesonderten, weißen, wachsweichen Massen calcium- und phosphorhaltige „Inkrustationen". Begleitminerale sind Hyalith, stalaktitisch ausgebildeter Opal und Eisen-Mangan-Oxide/Hydroxide („Wad").

Genese und Bildungsalter

Wie die Eisen- und Manganerze des Typs „Lindener Mark" (Kap. 2.4.6) gehen die Lahnphosphorite auf oberflächennahe Auslaugungs- und Konzentrationsprozesse zurück. Sie sind wie diese an zersetztes Nebengestein innerhalb der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges (FELIX-HENNINGSEN 1990) gebunden. Ihr Phosphorgehalt entstammt verwitterten, phosphorhaltigen Ausgangsgesteinen und wurde durch wiederholte Auflösung und Wiederabscheidung schließlich konzentriert.

Mehrere Indizien sprechen dafür, daß deszendente, möglicherweise CO_2-reiche Wässer die überwiegend an Apatit gebundenen Elemente Phosphor und Fluor aus metavulkaniklastischen Gesteinen („Schalsteinen"), in der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde evtl. auch aus Metarhyolithen, herausgelöst und weiter im Liegenden wieder – vermutlich gelartig – ausgefällt haben (BERG 1922, KEGEL 1923): So fehlen Phosphorite über „Massenkalken", denen keine „Schalsteine" benachbart sind, beispielsweise im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge; auch gilt im allgemeinen die Regel, daß die Phosphoranreicherung um so bedeutender ist, je mächtiger die „Schalsteine" im Hangenden waren. Bereits STEIN (1866, 1868), GRÜNEBERG (1867) und PETERSEN (1868a, 1868b) hatten den Phosphorit als „Auslaugungsproduct des Schalsteins" gedeutet. Untersuchungen an Seltenerdelementen (SEE) durch GERMANN et al. (1981) unterstützen diese Auffassung: So weisen die SEE-Verteilungsmuster von Lahnphosphoriten einerseits große Ähnlichkeiten mit dem Verteilungsmuster von Metavulkaniklastiten („Schalsteinen"), andererseits verwitterungstypische Merkmale (Anreicherung der schwereren SEE) auf. Entgegen der Ansicht AHLBURGS (1918d), der die Entstehung des primären Phosphorits auf hydrothermale, in Verbindung mit dem basaltischen Vulkanismus des Westerwaldes stehende Lösungen zurückführte, unterscheidet sich das SEE-Verteilungsmuster der Lahnphosphorite deutlich vom Muster eines hydrothermal gebildeten Apatits („Osteolith") im Basalt von Großen-Buseck bei Gießen.

Metasomatische Prozesse bei der Bildung der Lahnphosphorite werden u.a. durch karbonatische Reliktstrukturen im Phosphorit, durch aus Apatit bestehende Fossilien und durch Pseudomorphosen von Apatit nach Karbonatkristallen dokumentiert (s.o.). Da geeignete Aufschlüsse heute fehlen, läßt sich derzeit nicht entscheiden, ob bei der Entstehung des primären Phosphorits metasomatischen Prozessen eine große (AHLBURG 1918d) oder aber keine (KEGEL 1923) Bedeutung zukam.

Lage und Menge der primär gebildeten Phosphorite werden vor allem durch den Verkarstungsgrad des „Massenkalkes" im Untergrund kontrolliert: Durch Hohlraumschaffung (Erosion und Inkasion) trug er zur Auflockerung des Gefüges im „Schalstein"-Überlager bei (KEGEL 1923) und schuf damit die Voraussetzungen für die verwitterungsbedingte Mobilisation des Phosphors, der bei entsprechenden physiko-chemischen Bedingungen (GERMANN et al. 1981) weiter im Liegen-

den wieder ausgefällt wurde. Auch die Anreicherung der reichen, sekundären (allochthonen) Phosphorite wurde erst durch die Bildung von Karsthohlräumen im „Massenkalk" ermöglicht. Unter oberflächennahen Bedingungen erfolgten in den Karsthohlräumen durch vermutlich niedrig temperierte Lösungen weitere Umlagerungs- und Konzentrationsprozesse. Dabei kam es – bei andauernder Verkarstung und Breccienbildung – zur Bildung radialfaseriger Apatitkrusten um Klasten des Inkasionsschutts, zum teilweise tropfsteinartigen Wachstum des „Staffelits" mit Lösungshohlkanälen (s.o.) und zur Ausfällung von Kieselsäure, so daß die sekundär gebildeten Phosphorite als **Karstbildungen** angesprochen werden müssen. Die oben beschriebenen Aluminiumphosphate werden von GERMANN et al. (1981) als Hinweis auf eine lateritische Überprägung des primären Ca-Apatits angeführt.

Beobachtungen von KEGEL (1923) in einer Höhle, die kurzfristig durch die Grube „Calk" bei Kubach (Bl. 5515 Weilburg) aufgeschlossen war, belegen die engen und im einzelnen bislang noch nicht entschlüsselten Beziehungen zwischen hydrothermaler Mineralisation (Calcit, Dolomit), der Bildung von Phosphorit und Manganerzen sowie Verkarstung und Sedimentation. Die bis dahin „unberührte", 4 bis 5 m Durchmesser aufweisende Höhle war zur Hälfte mit Sediment plombiert: Auf eine Wechsellagerung von eisenschüssigem Lehm mit mulmigem Manganerz an der Basis des Karstsediments folgte ein phosphorreicher Lehm mit Phosphoritknöllchen, der in erdiges Phosphat mit reichlich „Stückstein" überging. Den Abschluß bildete ein „zarter" Lehm mit 3,8% P_2O_5 im Hangenden. Auf der Sedimentoberfläche lag Inkasionsschutt aus Kalksteinbrocken, die mit Phosphoritkrusten überzogen waren. Der Kalkstein am Dach der Höhle war, allerdings nur in einer dünnen Schicht, dolomitisiert und mit Calcitskalenoedern, Wavellit und Brauneisenstein überzogen.

Die anomal hohen Zinkgehalte von 200 bis 5000 ppm (durchschnittlich 2000 ppm) der Lahnphosphorite (PAGEL 1977) dürften auf die Auslaugung des Nebengesteins zurückgehen (Biotitabbau, Spilitisierung etc.). Unbekannt allerdings ist die Ursache für die hohen Jodgehalte, auf die erstmals MOHR (1865b) aufmerksam machte. GERMANN et al. (1979) bestimmten einen Durchschnittsgehalt von 440 ppm J (100-1800 ppm), so daß die Lahnphosphorite weltweit zu den jodreichsten Gesteinen zählen. Der Jodgehalt ist überwiegend an Tonminerale gebunden; während im reinen Apatit (Francolith) nur etwa 150 ppm Jod enthalten sind, liegt der Jodgehalt in „Schalsteinen" unter der Nachweisgrenze (GERMANN et al. 1979, 1981). Eventuell könnte der Jodgehalt auf die marine Überflutung von Teilen des Rheinischen Schiefergebirges während des Oligozäns zurückgeführt werden.

Aufgrund fehlender Deformationsmerkmale sind die Lahnphosphorite postvariscische Bildungen. Da fast alle Phosphorite in zersetzten metavulkaniklastischen Gesteinen oder in fossilfreien Karstsedimenten auftreten, ist man auf Analogieschlüsse angewiesen. Tertiäre Sedimente im Hangenden der phosphoritführen-

den, zersetzten „Schalsteine", so präbasaltische Kiese und Kalksteine bei Merenberg (MORITZ 1895), könnten auch nach Bildung des Phosphorits abgelagert worden sein und stellen kein Alterskriterium dar.

In enger räumlicher Beziehung zu den Phosphoriten treten häufig Eisenmanganerze auf. Die Lagerungsverhältnisse lassen keine Regelmäßigkeiten erkennen: So kann Phosphorit über Brauneisenstein- und Braunsteinanreicherungen, aber auch in deren Liegendem, auftreten sowie Nester innerhalb von Brauneisensteinlagerstätten bilden (STEIN 1866, KEGEL 1923). Eigene Beobachtungen bei Gräveneck (Bl. 5515 Weilburg) zeigen, daß dort sowohl der dichte Phosphorit als auch der jüngere „Staffelit" jünger sind als die Manganerze. Nach BERG (1922) sollen aber auch jüngere Manganerze auftreten.

Die Genese der Phosphorite steht mit der Verkarstung der „Massenkalke" im Liegenden in unmittelbarem Zusammenhang (s.o.). Alle Karbonatkomplexe des rechtsrheinischen Schiefergebirges weisen postvariscische, meist intensive Verkarstungserscheinungen auf, wobei fluviatile, limnische und marine Sedimente sowie Sinterbildungen in Karsthohlräumen an mehreren Lokalitäten paläontologisch datiert werden konnten (PFLUG & WERDING 1964, MÜHLHAUS 1965, CLAUSEN 1979, MEIBURG 1979, R. HUCKRIEDE 1982, DROZDZEWSKI et al. 1997, ANDERLE et al. in Vorb.). Die bisherigen Ergebnisse belegen mehrere, miteinander aber bislang nicht korrelierbare Verkarstungsphasen seit dem Apt (Obere Unterkreide). Einstufungen von Mineralisationen in Karsthohlformen ohne sicher datierbare Sedimente geben deshalb nur einen groben Zeitrahmen vor, zumal ältere Verkarstungsphasen nicht ausgeschlossen werden können. Ohne radiometrische Datierungen kann das Bildungsalter der Lahnphosphorite deshalb nur grob als mesozoisch bis tertiär eingegrenzt werden. Ob die Phosphoritbildung eventuell auch noch rezent stattfindet (KEGEL 1923), muß offenbleiben.

2.4.8 Jungtertiäre und rezente Mineralisationen (THOMAS KIRNBAUER)

An zahlreichen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge treten salinare Tiefenwässer als Mineral- bzw. Thermalwässer aus. Ihr Aufstieg wird durch Klüfte in der Oberkruste ermöglicht, die durch rezente Krustendehnung (Extension) geöffnet werden (MAY 1994). Das rezente Dehnungsregime (Streßfeld) der mitteleuropäischen Kruste, das Ort, Raumlage und Öffnungsweite der hydraulisch leitfähigen Klüfte bestimmt, wird im wesentlichen durch große Bruchzonen, so dem Oberrheingraben, kontrolliert (AHORNER 1983). Die Temperatur der austretenden Tiefenwässer (Solen, basement brines) im Rheinischen Schiefergebirge ist vor allem von der Höhenlage des Austrittsortes abhängig: Höher temperierte Wässer treten bevorzugt in orographisch niedrigen Lagen aus (MAY 1994). Thermalquellen finden sich deshalb im Rheinischen Schiefergebirge vor allem an dessen Süd- und Ostrand (z.B. Wiesbaden, Bad Soden am Taunus, Bad Homburg v.d.H., Bad Nauheim), aber auch in den tief eingeschnittenen Tälern von Rhein und Lahn (z.B. Aßmannshausen, Oberlahnstein, Bad Ems).

In der Nähe der Austrittsorte können die beim Aufstieg abgekühlten Tiefenwässer gelöste Bestandteile als hydrothermale Bildungen an den Wänden der Aufstiegswege abscheiden oder mit diesen das Nebengestein imprägnieren. Zu den von Thermalquellen abgesetzten, oberflächennahen Bildungen zählen im rechtsrheinischen Schiefergebirge SiO_2-Minerale (Quarz, „Hornstein", Chalcedon, Opal, Hyalith), Baryt und mehrere Sulfide (Markasit, Pyrit, Zinnober, Sphalerit, Galenit). Diese nicht immer vollständig ausgebildete Paragenese wird im folgenden als Thermalquellenparagenese bezeichnet.

Vorkommen und Verbreitung

Die Verbreitung der Thermalquellenparagenese ist an rezente und fossile Austritte von Thermalquellen entlang bedeutender Bruchstrukturen am Süd- und Ostrand des Taunus gebunden. Rezente Bildungen sind bekannt aus den Aufstiegswegen der Thermalquellen von Wiesbaden, Bad Soden am Taunus und Bad Nauheim. In Wiesbaden und Bad Nauheim tritt die Paragenese auch fossil auf, ebenso an verschiedenen Orten in der Wetterau. Fundpunkte liegen dort bei Münzenberg, Gambach, Rockenberg, Wisselsheim und Rosbach v.d.H.

Paragenese und Ausbildung

Die Thermalquellenparagenese von **Wiesbaden** (Bl. 5915 Wiesbaden) wurde kürzlich neu untersucht (KIRNBAUER 1997a). Die bis >70 °C heißen Wiesbadener NaCl-Thermen scheiden oberflächennah SiO_2, Baryt und FeS_2 in Metavulkaniten („Sericitgneisen") und tertiären Sandsteinen aus. Die sehr nahe der Tagesoberfläche in quartären Sedimenten und auf Kluftflächen in Metavulkaniten auftretenden, z.T. eisenhaltigen, karbonatischen Sinterbildungen („Quellensinter") und arsenführenden Verockerungen seien hier ausgeklammert.

Auf kieselsäureübersättigte Lösungen sind gelförmig abgeschiedene, traubignierige Krusten und Aggregate von Opal und Hyalith, dm-mächtige Massen von jaspisähnlichem, oft blutrotem „Hornstein" und mm-große Quarzkristalle zurückzuführen. Stauhorizonte im Liegenden der Sandsteine sind die Ursache dafür, daß die SiO_2-Bildungen bevorzugt an der Basis der Sandsteine auftreten. Der meist jüngere Baryt tritt in bis zu 6 cm mächtigen Kluftfüllungen in Metavulkaniten und in tertiären Sedimenten auf (Taf. VIII, 2). Verbreitet sind teils gut ausgebildete Kristalle bis zu mehreren Zentimetern Größe. In Sanden kam es zur Bildung von Barytkonkretionen, sog. Barytrosen. FeS_2 (Pyrit, Markasit) tritt auf Kluftflächen in feinkristallinen Krusten, traubig-stalaktitischen Bildungen sowie in Kristallen auf. Aus der Nähe der Aufstiegswege des Thermalwassers sind FeS_2-Imprägnationen in Metavulkaniten bekannt, die in einem Fall sogar zu einer bergrechtlichen Verleihung geführt haben. Auf inzwischen erloschene Thermalquellen, die mindestens 50 m über dem heutigen Quellenspiegel ausgetreten sind, gehen fossile Mineralisationen zurück.

In **Bad Soden am Taunus** (Bl. 5817 Frankfurt a.M. – West) traf eine Thermalwasserbohrung im Jahre 1937 auf Klüften in devonischen Phylliten der Lorsbach-

Formation Pyrit, Limonit, Gips, ?Baryt, Chalkopyrit und Calcit an. Bevorzugt haben sich die Mineralien auf Quarztrümern abgesetzt (mdl. Mitt. Dr. EBERHARD KÜMMERLE, Eltville).

Auch die >30 °C warmen Thermalquellen von **Bad Nauheim** (Bl. 5618 Friedberg) führen überwiegend NaCl. Mineralien der Thermalquellenparagenese wurden im Aufstiegsbereich der Bad Nauheimer Thermen in mehreren Bohrungen angetroffen und durch zahlreiche Bearbeiter erwähnt bzw. beschrieben (WILLE 1828, BROMEIS 1851, LUDWIG 1853a, 1853b, 1853c, 1855a, 1855b, 1856, 1857, 1858, F. SANDBERGER 1853b, ERLENMEYER 1855, DELKESKAMP 1900, LEPSIUS 1900, WEISS 1902, SCHÖNHALS 1934, 1936, KISSEL 1937, KÜMMERLE 1976).

In quartären und tertiären Sedimenten, z.T. im mittel- bis oberdevonischen „Massenkalk", treten häufig FeS_2 (Pyrit, ?Markasit), Gips sowie Fe-Mn-Oxide/Hydroxide auf. In den Bohrungen des Friedrich-Wilhelm-Sprudels („Riesensprudel") und des Ernst-Ludwig-Sprudels wurde in quartären und tertiären Sanden und Kiesen Baryt in kleinen Kristallen angetroffen. Aus Bohrung II ist gelber Sphalerit auf Klüften unterdevonischer Tonschiefer bekannt. Von allen Mineralwässern der Wetterau ist der Friedrich-Wilhelm-Sprudel in Bad Nauheim am höchsten mit gelösten Feststoffen („Salzen") beladen, so daß sich von ihm alle anderen Mineralwässer der Umgebung – als durch physikalische und chemische Vorgänge wie beispielsweise Verdünnung veränderte Derivate – ableiten lassen (SCHARPFF in KÜMMERLE 1976). Aus seinen Aufstiegskanälen ist auch die reichhaltigste Mineralisation bekannt: FeS_2 („Schwefelkies"), Baryt, Mn-Oxide/Hydroxide und Galenit verkitten pleistozäne Quarzkiese; ein Teil der Mineralisation setzt bis in den liegenden Kalkstein über. Beim Bau des Badehauses VI in Bad Nauheim wurden u.a. durch Galenit verkittete, quartäre Konglomerate angetroffen. Die rezente Abscheidung von Buntmetallen wird zudem durch bemerkenswert hohe Gehalte an As (0,53% As_2O_5 = ca. 0,9 t/Jahr), Zn (0,75% ZnO = ca. 1,7 t/Jahr) und Pb (0,60% PbO = ca. 1,6 t/Jahr) im Bad Nauheimer Quellensinter (ca. 260 t/Jahr) belegt (CREDNER 1889, DEDE 1923).

Zwischen **Gambach** und **Rockenberg** (Bl. 5518 Butzbach) führen die Quarzsande der Rockenberger Schichten (Unteres Miozän, Tertiär) entlang einer NNW-SSE-streichenden Zone (KUDRASS 1971) Baryt in Konkretionen und in rosen- bzw. rosettenförmig aggregierten Kristallen, den sog. Barytrosen (F. SANDBERGER 1847, VOLTZ 1852, DIEFFENBACH 1856, LUDWIG 1858, DELKESKAMP 1900, 1903, CHELIUS 1904, PLANK 1910, SCHOTTLER 1920, KUDRASS 1971, KÜMMERLE 1976). Die Mineralisation ist an einen NNW-SSE-streichenden Staffelbruch des Taunusostrandes gebunden, der Paläozoikum (im Westen) und Miozän (im Osten) gegeneinander versetzt. Entlang der Störung sind die miozänen Sedimente auf ca. 2,5 km Länge und mehrere hundert Meter Breite mineralisiert, doch konzentriert sich die Mineralisation auf einzelne „Nester" und eine Breite von nur wenigen Zehnermetern. Die Teufenerstreckung der Mineralisation ist unbekannt.

Zahlreiche Funde von Barytrosen haben die Mineralisation bekannt gemacht

(Taf. VIII, 1). Bereits LAUBENHEIMER (1848) charakterisiert die Barytrosen zutreffend als „Baryt mit Quarzsand vermengt in rosenartigen Parthieen", da für sie ein hoher, durchschnittlich 50-60 Gew.-% betragender Gehalt an Quarzsandkörnern charakteristisch ist, die beim Wachstum des Baryts eingeschlossen wurden. Die maximalen $BaSO_4$-Gehalte liegen bei ca. 70 Gew.-% (DELKESKAMP 1900, HOFMANN 1970, HORN 1975, KRIMMEL & EMMERMANN 1980).

Baryt tritt formen- und farbenreich in unterschiedlicher Gestalt auf. Am bekanntesten sind die teilweise filigran ausgebildeten, rosen- bzw. rosettenförmigen Aggregate. Sie bestehen aus einzelnen, nicht gesetzmäßig miteinander verwachsenen, flachen Barytkristallen, bei denen i.d.R. nur die Basis {001} ausgebildet ist (HORN 1975). An einen großen Kristall im Zentrum eines rosettenförmigen Barytaggregats haben sich fächerförmig bis wirrstrahlig weitere Individuen angelagert (Abb. 59). Der Durchmesser einzelner „Rosen" liegt meist im Bereich von wenigen Zentimetern und erreicht maximal 30 cm. Verwachsungen einzelner „Rosen" können Durchmesser von >1 m aufweisen; eines der wohl größten je geborgenen Exemplare wiegt 4,5 t und befindet sich im Mineralogischen Museum der Universität Marburg.

Um 1975 wurden Konkretionen gefunden, deren auffälligste Komponente jeweils ein undeutlich entwickelter, langprismatisch und nach {001} dünntafelig ausgebildeter Einzelkristall (mit Längen bis zu 40 cm) ist. Den eigenen Beobachtungen zufolge ist die {001}-Fläche der dominanten Einzelkristalle immer horizontal bzw. schichtparallel gewachsen. Die obere (hangende) Fläche dieser Kristalle ist meist mit Kristallen und Rosetten bewachsen; an der unteren (liegenden) Seite sind eher wulstige und weniger stark strukturierte Formen ausgebildet.

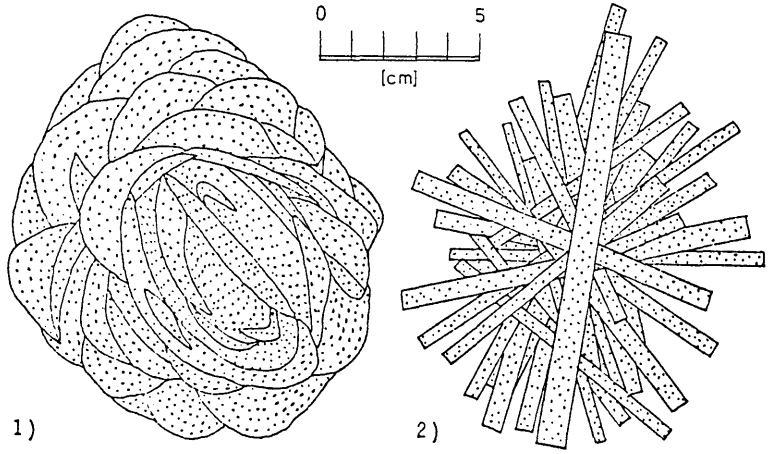


Abb. 59. Aufbau einer Barytrose aus wirrstrahlig miteinander verwachsenen Einzelkristallen (aus HORN 1975).

Häufig sind kugelige und ovale Formen, an deren Oberfläche Kristallflächen nicht oder nur untergeordnet auftreten, mit Durchmessern bis zu ca. 30 cm, doch finden sich auch Übergänge zu den deutlich durch Kristallflächen strukturierten, rosenförmigen Aggregaten, so die charakteristischen, wollknäuelähnlichen Gebilde aus der Sandgrube bei Griedel. Im Gegensatz zu den Barytkonkretionen im Mainzer Becken (z.B. bei Steinhardt) wurden Konkretionen mit konzentrischem Aufbau in der Wetterau bislang nicht beobachtet. Nicht selten sind großdimensionierte, plattenförmige Konkretionen, die bei einer Höhe bis zu 1 m mehrere Meter Breite und Länge aufweisen können. Plattig ausgebildeter Baryt kann wiederum mit Barytrosen besetzt sein. Im allgemeinen gilt die Regel, daß eine Konkretion um so filigraner ausgebildet bzw. deutlicher durch Kristallflächen strukturiert ist, je kleiner sie ist. Extrem selten ummantelt Baryt Fossilien, so Zapfen der Weimutskiefer *Pinus strobus* L. und *Ophiomorpha*-Röhren (fossile Wurmbauten, Abb. 60), deren äußeres Bindemittel ebenfalls aus Baryt besteht (KÜMMERLE 1976, WENZEL 1997). Eine durch Baryt bedingte Steinkernerhaltung von Fossilien – wie z.B. im Mainzer Becken häufig beobachtet – ist aus den Quarzsanden in der Wetterau bislang unbekannt. Seltene Einzelfunde sind frei ausgebildete und keinen Quarzsand einschließende Barytkristalle auf Limonit.

Für die einzelnen „Nester" der Mineralisation entlang der NNW-SSE-Störung ist eine jeweils charakteristische Ausbildung des Baryts typisch (KUDRASS 1971).

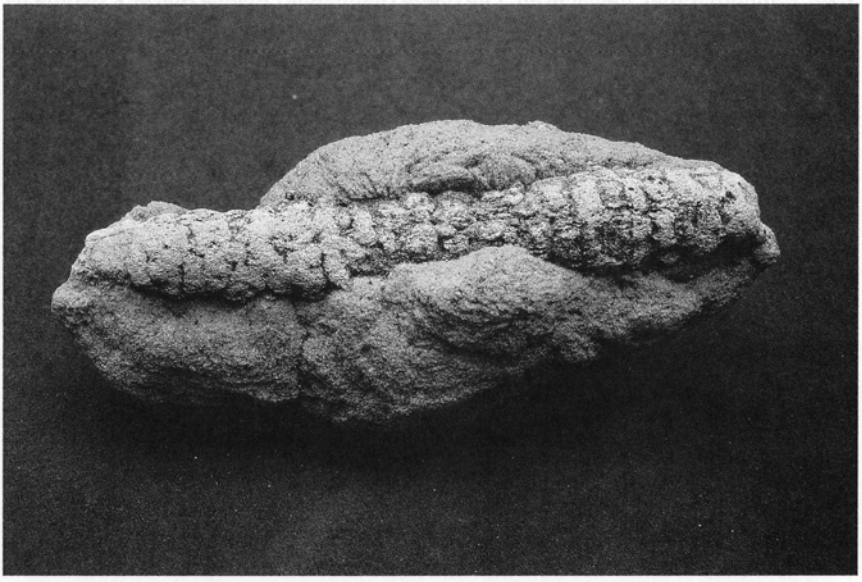


Abb. 60. Baryt um *Ophiomorpha*-Röhren, Rockenberg. Bildbreite ca. 10 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).

Belegt ist zudem eine deutliche, vertikale Zonierung der Mineralisation (KUDRASS 1971, HORN 1975, s. Abb. 61).

Mikroskopische Untersuchungen von rosettenförmig ausgebildeten Baryten zeigen, daß die Sandkörner des Sediments bindemittelgestützt in einer Matrix aus Baryt schwimmen (PLANK 1910). Um die häufig angelösten Quarzkörner des Sediments legt sich eine dünne Haut von Tonmineralen und Eisenoxidhydraten (HORN 1975). Bezogen auf reinen Baryt beträgt der $SrSO_4$-Gehalt des Baryts durchschnittlich 0,4 Gew.-% (min. 0,29, max. 2,61 Gew.-%); in den äußeren Bereichen der Konkretionen ist eine deutliche Sr-Anreicherung festzustellen (HORN 1975). Mikrosondenuntersuchungen durch KRITSOTAKIS et al. (1986) zeigen, daß die lichtoptisch einheitlich auslöschenden Barytkristalle zoniert aufgebaut sind und der Sr-Gehalt zum Kristallkern hin zunimmt.

Mehrere Beobachtungen sprechen dafür, daß entlang der Rockenberg-Gambacher Störungszone auch hydrothermale Silifizierungen stattgefunden haben. Seit langem ist von dort ein spezieller Typ der sog. Tertiärquarzite bekannt, der als „krystallisirter Sandstein", „Kristallsandstein", „Kristallquarzit" etc. bekannt wurde (LUDWIG 1858, ANGER 1875, KLEMM 1882, PLANK 1910, v. FREYBERG 1926, KÜMMERLE 1976). Das aus Quarz bestehende Bindemittel des Sandsteins ergänzte im Verlauf seines Wachstums die gerundeten Quarzkörner des komponentengestützten miozänen Sandes zu kleinen Quarzkristallen. Beobachtet wurden vor allem – häufig parallel verwachsene – Pyramidenflächen sowie seltenere Prismenflächen (PLANK 1910). Die Quarzkristalle können Calcitrhomboeder einschließen. Örtlich treten auch „Opalsandstein" (PLANK 1910), verkieselte Hölzer (STRENG 1887) und jaspisartige Bildungen auf. Moderne Untersuchungen zu diesen Bildungen stehen aus.

Auch von anderen Stellen in der Umgebung von Rockenberg, so an der Nordwestbegrenzung des Oppershofener Horstes, sind Barytmineralisationen, z.T. von Karbonaten und FeS_2 begleitet, in tertiären Sedimenten bekannt (STEUER & SCHOTTLER 1914, KÜMMERLE 1981).

Am Steinberg bei **Münzenberg** (Bl. 5518 Butzbach) ist die Mineralisation an den östlichsten Randstaffelbruch des Taunus und somit an die eigentliche Taunusostrandstörung gebunden. Die NNW-SSE-streichende Abschiebung (KÜMMERLE 1981) trennt paläozoische Gesteine (im Westen), denen 30 bis 40 m mächtige miozäne Sedimente (Münzenberger Blättersandstein) aufgelagert sind, und basaltische Gesteine des Vogelsberges (im Osten). Die hauptsächlich aus Quarz und Baryt bestehende Mineralisation ist in den tertiären Sedimenten auf einer Länge von ca. 2 km nachgewiesen und hat ihren Schwerpunkt am Steinberg. Die seit Mitte des letzten Jahrhunderts bekannte und seither in zahlreichen Veröffentlichungen beschriebene bzw. erwähnte Mineralisation wurde bereits sehr früh auf Thermalquellen zurückgeführt (LUDWIG 1853c, DIEFFENBACH 1856, DELKESKAMP 1900).

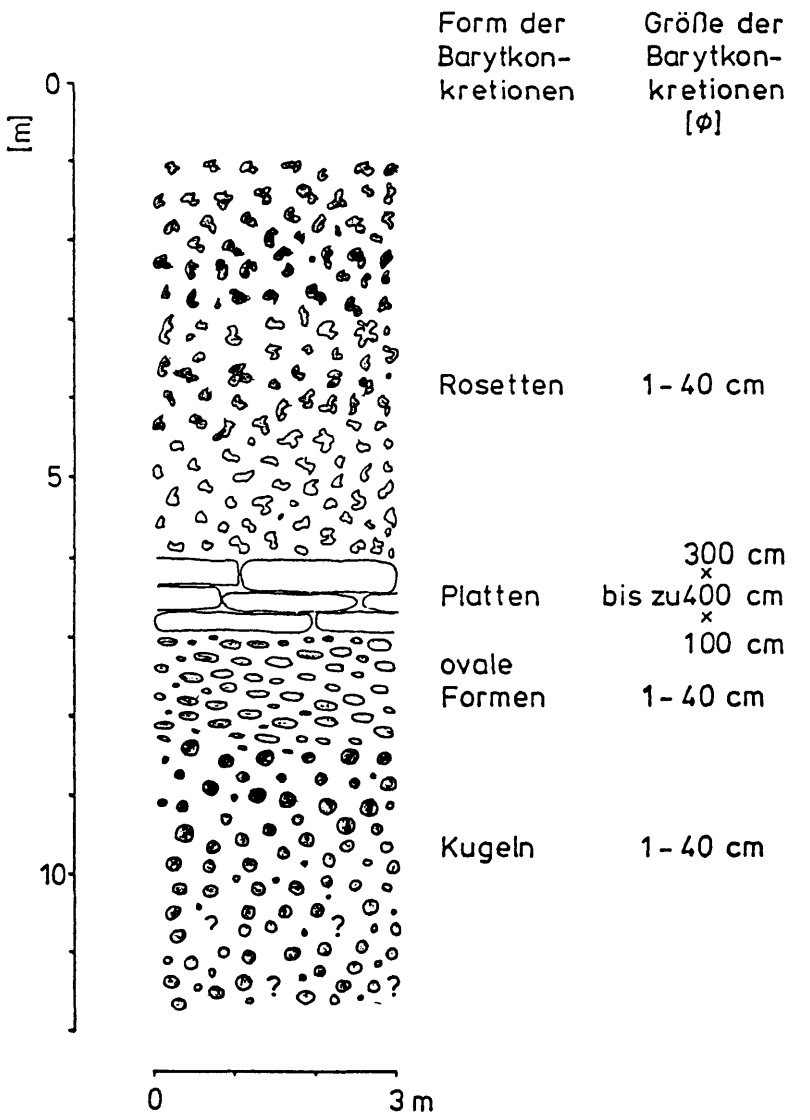


Abb. 61. Vertikale Zonierung der Barytmineralisation bei Rockenberg (aus HORN 1975).

Ältestes Mineral ist Quarz, der die miozänen Sedimente intensiv silifiziert hat, aber auch gangförmig und als Kluftbesatz auftritt (z.B. VOLTZ 1852, LUDWIG 1853c, 1858, 1859/60, GREIM 1894, KAISER & MEYER 1913, KLÜPFEL in CHUDOBA et al. 1931). Häufig finden sich hydrothermale Breccien von palisadenartig ge-

wachsenen und rosettenförmig um silifizierte Nebengesteinsklasten gruppierten Quarzkristallen. Bislang wurde diese eindeutig hydrothermal gebildete und z.T. gangförmig ausgebildete Silifizierungszone als „Klippe" eines devonischen Quarzganges angesehen (PLANK 1910, KAISER & MEYER 1913) bzw. auf eine deszendente Verkieselung zurückgeführt (KÜMMERLE 1981).

Tonige, sandige und kiesige Sedimente sind von der durchgreifenden Silifizierung gleichermaßen betroffen. Die feinklastischen Sedimente wurden mit SiO_2-Lösungen getränkt, so daß sie heute eine dichte, hornsteinartige Ausbildung aufweisen. Von WILLE (1828), THEOBALD & RÖSSLER (1851) und LUDWIG (1858) wurden diese hydrothermal silifizierten Sedimente als „jaspisartig" charakterisiert bzw. als „Porzellanjaspis" bezeichnet. Die gröberklastischen Sedimente wurden durch die SiO_2-Zufuhr zu extrem festen und schwer verwitternden Sandsteinen (sog. Tertiärquarziten) und Konglomeraten verkittet. Aus ihnen besteht das „Felsenmeer" am Nordwesthang des Steinberges. Auch vom Steinberg sind „krystallisirte Sandsteine" (s.o.) bekannt (KLEMM 1882).

Jünger als Quarz ist die Bildung von Baryt (z.B. WILLE 1828, LAUBENHEIMER 1848, LUDWIG 1852, 1858, F. SANDBERGER 1847, 1853b, JAKOBUS 1993). Bis >30 cm mächtige Gänge im silifizierten Nebengestein bestehen aus grobkristallinem, farblosem Baryt, aus dem sich bis zu 10 cm große Spaltstücke gewinnen lassen. Auf ihn war im letzten Jahrhundert ein kleiner Versuchsbergbau angelegt (DIEFFENBACH 1856). Verbreitet sind seiger stehende Kluftfüllungen, die nach eigenen Messungen WNW-ESE und NNE-SSW-streichen. Daneben tritt Baryt auf Schichtflächen, in Hohlräumen organischer Reste (z.B. Holz) und imprägnativ in sandigen Sedimenten und Sandsteinen auf. Häufig finden sich glasklare, z.T. auch gelbe Barytkristalle vom Habitus der „Meißelspäte". Sie können Längen bis zu 5 cm erreichen und eine deutliche Zonierung aufweisen. In Sanden außerhalb des silifizierten Bereiches bildeten sich bis kopfgroße, grob entwickelte Barytrosen, die Quarzsandkörner einschließen (PLANK 1910, KAISER & MEYER 1913).

Eine erneute hydrothermale Zufuhr von SiO_2 führte zur Abscheidung von weißem, feinkristallinem Quarz, dem glasklare, langprismatisch ausgebildete Quarzkriställchen mit Längen bis zu 1 mm und kugelig-schalig, z.T. stalaktitisch ausgebildeter, weißer und bläulicher Chalcedon aufsitzen (THEOBALD & RÖSSLER 1851, LUDWIG 1851, DIEFFENBACH 1856).

Begleiter der Mineralisation sind verschiedene, nicht untersuchte Eisen-Mangan-Oxide/Hydroxide mit z.T. leuchtend gelben bis rotbraunen Farben. Limonit tritt u.a. in cm-mächtigen Lagen als Brauner Glaskopf auf. In pleistozänen Fließerden am Abhang des Steinberges entdeckte H. HUCKRIEDE (Marburg) feinkristallinen, mit feinkristallinem Quarz verwachsenen Cinnabarit (Zinnober) in einer Matrix von Brauneisenstein. Ein genetischer Zusammenhang mit der Mineralisation am Steinberg liegt nahe.

In der unmittelbaren Umgebung der Mineralquellen von **Wisselsheim** und **Steinfurth** (Bl. 5618 Friedberg) werden sandig-kiesige Sedimente des Oberen Pliozäns (Nauheimer Kantkies) mit Baryt imprägniert (LUDWIG 1852, 1853c, 1855, THEOBALD & RÖSSLER 1852, WITTICH 1898, DELKESKAMP 1900, PLANK 1910, SCHÖNHALS 1934, 1936). Neben im Sediment gewachsenen und Sand einschließenden, plattigen Kristallen bis zu 10 cm Länge und rosenförmigen Konkretionen treten in Kiesen und auf Kluftflächen frei ausgebildete Barytkristalle auf (Abb. 62). Die Mineralisation ist an den dort NNE-SSW-streichenden Abbruch des Paläozoikums gebunden. In ähnlicher Weise sind – an einer parallel verlaufenden Randstaffel – miozäne Kiese (Rosbach-Rockenberger Schichten) in der ehemaligen Kiesgrube Böing südwestlich Bad Nauheim mineralisiert. DELKESKAMP (1900, 1909) beschreibt von hier mit Baryt verkittete Kiese, in deren Porenraum Barytkristalle ausgebildet sind. Aus den Kiesen und Sanden der Rockenberger Schichten der Kiesgrube Hett bei **Rosbach v.d.H.** (Bl. 5618 Friedberg) sind in den letzten Jahren Funde von Barytrosen bekannt geworden (mdl. Mitt. MANFRED WENZEL, Bad Homburg v.d.H.). Die Grube liegt zwischen den beiden östlichsten Randstaffelbrüchen des Taunus.

Genese und Alter

Die Mineralien der epigenetischen Thermalquellenparagenese werden oberflächennah von aktiven Thermal- bzw. Mineralwässern abgeschieden. Die sich aus salinaren Tiefenwässern speisenden Thermal- und Mineralquellen sind, so-

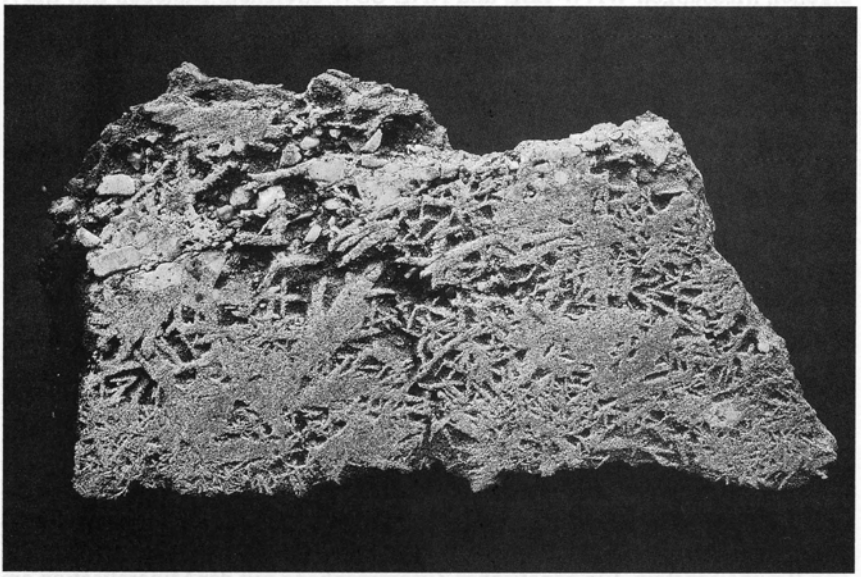


Abb. 62. Wirrstrahlig in Sandstein mit Konglomeratlagen gewachsene Barytkristalle, Wisselsheim bei Bad Nauheim (Foto: THOMAS KIRNBAUER).

fern keine Vermischungen mit oberflächennahen Wässern stattfinden, hochsalinar und zählen zum Typ der NaCl-Wässer (Solen). Die Verbreitung der Quellen und der Mineralisationen wird tektonisch kontrolliert. Beide treten an den bedeutenden Störungen auf, die den Süd- und den Ostrand des Taunus begrenzen.

Neben den an heutige Aufstiegswege salinarer Tiefenwässer gebundenen Mineralisationen rezenten bis subrezenten Alters (z.B. Wiesbaden) sind fossile Mineralisationen bekannt, die auf inzwischen versiegte Thermalwasseraustritte zurückgehen. Das maximale Alter dieser Mineralisationen ergibt sich aus dem Alter des jeweiligen Nebengesteines: Imprägniert bzw. auf Klüften mineralisiert wurden Gesteine miozänen bis pliozänen Alters.

Die Ausbildung der Mineralisationen ist von der Lithologie des Nebengesteins abhängig. In Gesteinen mit Klufthohlräumen kleiden sie die von Thermalwässern durchströmten Klüfte und Aufstiegswege aus. Typisch sind hier mm- bis cm-mächtige Kluftfüllungen und -bestege, z.T. auch dm-mächtige Gänge. In Gesteinen mit Porenräumen (Sedimente) sowie in aufgelockerten und z.T. hydrothermal alterierten Nebengesteinen bewirken die infiltrierenden Lösungen Imprägnationszonen. In Sanden schließlich bilden sich idiomorphe Barytkristalle und -konkretionen, die beim Wachstum Sand einschließen.

Für die Ausbildung der Mineralisationen in Lockersedimenten (Sand, Kies) und Gesteinen mit großem Porenvolumen (Sandstein) sind Stauhorizonte von großer Bedeutung. Lösungsundurchlässige Gesteine können die hydrothermalen Lösungen an ihrem Aufstieg hindern und damit eine Infiltration des Nebengesteins bzw. Sediments von unten bewirken. Bei Rockenberg bilden feinklastische, tonige Sedimente im Hangenden der Quarzsande (PLANK 1910, KÜMMERLE 1981) den Stauhorizont. Stauhorizonte im Liegenden können Mineralwässer, die am Austreten gehindert wurden und deshalb wieder abwärts fließen, am weiteren Versickern hindern und deshalb eine Infiltration von oben bewirken (z.B. Wiesbaden).

Sog. phreatische bzw. hydrothermale Breccien sind aus Wiesbaden (KIRNBAUER 1997a) und von Münzenberg (s.o.) bekannt. Die Breccien bestehen aus Nebengesteinsklasten, die durch palisadenartig gewachsenen Markasit (Wiesbaden) bzw. Quarz (Münzenberg) verkittet werden, und belegen phreatische Explosionen. Ursache dieser episodischen, hochenergetischen Ereignisse ist der Verschluß der Thermalwasseraufstiegswege durch SiO_2, FeS_2 oder karbonatischen Sinter. Die Selbstversiegelung von Thermalquellen ist ein weltweit bekanntes Phänomen.

Die physikalisch-chemischen Bildungsbedingungen sind im wesentlichen unbekannt bzw. nicht modern untersucht. Ausgehend von den Austrittstemperaturen der Thermalquellen können Bildungstemperaturen von deutlich <100 °C angenommen werden. Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen (in Baryt von Wiesbaden) belegen ausschließlich einphasige, meist sekundäre Einschlüsse, die bei T <60 °C eingefangen wurden (mdl. Mitt. von Dr. ULRICH F. HEIN, Göttingen).

Für die Wiesbadener Mineralisation kann nachgewiesen werden, daß sich der Baryt aus nur schwach übersättigten Lösungen gebildet hat, wobei möglicherweise Vermischungen des Thermalwassers mit oberflächennahen Wässern eine Rolle gespielt haben (KIRNBAUER 1997a). Doch haben sich im Laufe der geologischen Geschichte der Wiesbadener Thermen die Bildungsbedingungen geändert: Während in der fossilen Thermalquellenparagenese ausschließlich oxidative Bildungen belegt sind, sind rezent bis subrezent Umschläge von oxidierenden zu reduzierenden Verhältnissen (und umgekehrt) dokumentiert.

3 Historische Themen und Museen

3.1 Zur Gewinnung und Verwendung des Lahnmarmors

(Axel Becker & Thomas Kirnbauer)

Die aus den mittel- bis tiefoberdevonischen Riffen hervorgegangenen Kalksteine („Massenkalke") der Lahnmulde (Kap. 1.3), untergeordnet auch „Plattenkalke" des Oberdevons, wurden seit dem Mittelalter als Naturwerksteine in mehreren Dutzend Steinbrüchen gewonnen. In bearbeiteter, meist polierter Form werden sie, im petrographischen Sinne nicht korrekt, jedoch als Handelsname für schleif- und polierfähige Kalksteine seit der Römerzeit üblich, als „Marmor" bezeichnet. Heute hat sich der Handelsname **Lahnmarmor** eingebürgert, im letzten Jahrhundert und zu Beginn dieses Jahrhunderts dagegen war die Bezeichnung „Nassauer Marmor" gebräuchlich.

Aus Lahnmarmor fertigte man Boden-, Wand- und Fassadenplatten, Säulen, Fensterbänke, Fenster- und Türrahmen sowie Treppen. Als Luxusartikel standen die bearbeiteten Werksteine jahrhundertelang fast ausschließlich Adel und Klerus zur Verfügung und wurden in Sakral- und repräsentativen Profanbauten im Innen- und Außenbereich verbaut. Seit dem letzten Jahrhundert diente Lahnmarmor auch zur Auskleidung repräsentativer öffentlicher Bauten (Museen, Bahnhöfe, Metrostationen, Kurhäuser), in Hotel-, Banken- und Versicherungsgebäuden, fand aber auch in Wohngebäuden Verwendung. Bildhauer fertigten zahlreiche Denkmäler, Sarkophage, Grabdenkmale, Epitaphen, Brunnen, Taufbecken etc.; daneben wurden kleinere Gebrauchs- und Luxusgegenstände hergestellt. So präsentierte man auf der Nassauischen Kunst- und Gewerbeausstellung in Wiesbaden 1863 „Säulen (zum Aufstellen von Büsten), Tischplatten, Uhren, Leuchter, Schreibzeuge, Briefbeschwerer, Thermometer, Zuckerdosen, Zuckerschalen, Butterdosen, Tabakbüchsen, Cigarrenbecher, Aschenschalen, Mörser, Reibschalen, kleine Obelisken u.s.f." (Medicus 1865).

Gewinnungsstellen und Verarbeitungsbetriebe

Steinbrüche lagen in drei „Massenkalk"-Zügen der Lahnmulde. Es sind (von NW nach SE, Abb. 63):

1. der „Hadamarer Mitteldevonzug" mit Vorkommen bei Steinsberg, Balduinstein, Diez, Altendiez, Heistenbach, Aull, Niederhadamar, Hadamar, Elz, Limburg, Dietkirchen, Steeden, Niedertiefenbach, Schupbach, Wirbelau, Gaudernbach, Hasselbach, Odersbach, Kirschhofen und Weilburg;
2. der „Schalstein-Hauptsattel" mit Vorkommen bei Holzheim, Runkel, Villmar, Arfurt, Aumenau, Fürfurt, Edelsberg, Braunfels, Oberbiel, Niederbiel und Wetzlar;
3. die „Hahnstättener Mulde" mit Vorkommen bei Katzenelnbogen, Allendorf, Mudershausen und Hahnstätten.

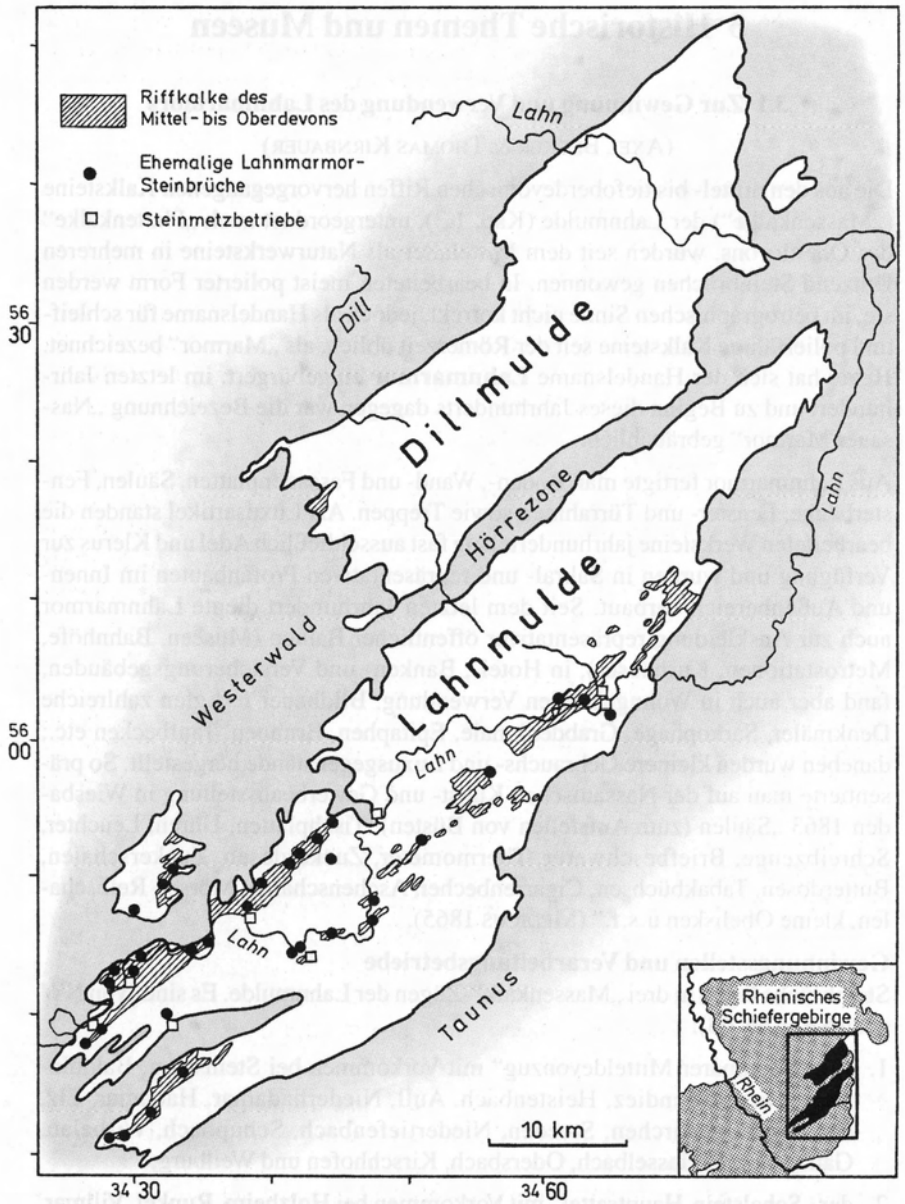


Abb. 63. Gewinnungsstellen (Steinbrüche) und Verarbeitungsbetriebe (Steinmetzbetriebe) von Lahnmarmor. Zeichnung: BARBARA DUNKER (Inst. f. Angewandte Geowiss. II, TU Berlin).

Die bedeutendsten Gewinnungsstellen lagen bei Diez, Steeden, Schupbach, Wirbelau und Gaudernbach, Villmar und Aumenau sowie bei Mudershausen. Verarbeitungsbetriebe (Steinmetzbetriebe) befanden bzw. befinden sich in Balduinstein, Diez, Flacht, Steeden, Villmar, Weilburg, Niedergirmes, Wetzlar und Idstein.

Lahnmarmorvarietäten

Steinmetzbetriebe unterscheiden mehrere Dutzend Lahnmarmorvarietäten, die sich in Struktur („Zeichnung") und Färbung unterscheiden und die häufig charakteristisch für einen Steinbruch sind. Die Vielfalt der Varietäten spiegelt vor allem die mannigfaltigen Fazies- und Sedimentationsbedingungen der devonischen Riffe mit unterschiedlicher, fossil erhaltener Fauna sowie der anschließenden diagenetischen Veränderungen und Hohlraumfüllungen wider. So unterscheiden sich die Varietäten in Abhängigkeit von der faziellen Position in den ehemaligen Riffkomplexen (Vorriff, Hauptriff bzw. Riffkern, Rückriff) und von diagenetischen Prozessen (Zementations- bzw. Kristallisationsvorgänge, Zufuhr von eisenhaltigen Lösungen etc.), aber auch von der Schnittlage. Lahnmarmor wurde deshalb unter zahlreichen Namen in den Handel gebracht. Die wichtigsten Handelsnamen dieser Varietäten sind: Auberg, Bongard, Brunhildenstein, Edelfels, Famosa, Grafenstein, Korallenfels, Schupbach Goldader, Schupbach Schwarz, Unica und Wirbelau (Tab. 12).

Zur Geschichte der Lahnmarmorgewinnung und -verwendung

Eine moderne und umfassende Dokumentation der Gewinnung, Verarbeitung und Verwendung des Lahnmarmors steht noch aus. Einen – allerdings nicht mehr aktuellen – Überblick über den Gebrauch des Lahnmarmors als Naturwerkstein und Bildhauermaterial bietet H. BECKER (1884). Weitere Verwendungsbeispiele können NANDELSTAEDT (1910), HERRMANN (1914), KRATZ (1940), GRIMM (1990) und SCHROEDER (1998) entnommen werden. Die Geschichte der Gewinnung und Verarbeitung ist bislang nur für den Villmarer Lahnmarmor dokumentiert (KUHNIGK 1976). Der folgende Überblick stützt sich zusätzlich auf Arbeiten und Angaben von BECHER (1789), F. SANDBERGER (1853c), MEDICUS (1865), SCHÖNLEBER (1865), BOEHM (1906), KNETSCH (1909), ROEDLER (1915), SPIELMANN (1926), P. RICHTER (1927), HERBECK (1953), STAHL (1974), SCHEID (1994), SCHOPPET (1996) und STORTO (1998) sowie eigenes Archivmaterial.

Nur wenige Beispiele belegen eine Verwendung von Lahnmarmor bereits im Mittelalter, so romanische Säulen, Taufbecken und -steine sowie Inkrustationen im Kloster Lorsch, in den Domen zu Limburg (u.a. das Denkmal des Grafen KONRAD KURZBOLD, um 1235) und Wetzlar, in der Stiftskirche zu Dietkirchen und in der Wormser St. Paulus-Kirche. Auch in der Gotik ist Lahnmarmor ein nur selten gebrauchter Naturwerkstein. Ein bekanntes Beispiel ist der Grabstein für den Kurfürsten und Erzbischof ALBRECHT VON BRANDENBURG (gest. 1545) im Mainzer Dom. Erst seit der Renaissance, vor allem aber im Zeitalter des Barock, fanden

Tab. 12. Handelsnamen von Lahnmarmorvarietäten.

Handelsname	Lokalitäten / Erläuterung	Bl.- Nr.
Adlerstein	unbekannt	?
Arfurt	Arfurt	5515
Auberg Grau	Gaudernbach. Identisch mit Estrellante	5515
Auberg Rot	Gaudernbach	5515
Aull Grau	Aull	5614
Aull Rot	Aull	5614
Aumenau	Aumenau	5515
Balduinstein Grau	Balduinstein	5613
Bongard	Villmar	5615
Bongard dunkel	Villmar	5615
Bongard Grau	Villmar	5615
Bongard P	Villmar	5615
Borngrund	Villmar	5615
Brunhildenstein	Gaudernbach. Identisch mit Rojizonazzo	5515
Deutsch Grün	Aumenau	5515
Edelfels	Diez u. Balduinstein	5614/13
Edelfels Grau	Balduinstein bzw. Diez	5613/14
Edelfels Graurot	Balduinstein bzw. Diez	5613/14
Edelfels Rosa	Diez	5614
Edelfels Rot	Diez	5614
Edelgrau	Steeden. Identisch mit Steedener Grau	5514
Edelrot	Steeden	5514
Estrellante	Gaudernbach. Identisch mit Auberg Grau	5515
Famosa	Schupbach	5515
Famosa hell	Schupbach	5515
Famosa mittel	Schupbach	5515
Famosa dunkel	Schupbach	5515
Famosa Grau	Villmar	5615
Famosa S	Schupbach. „S" steht für Schupbach	5515
Famosa S hell	Schupbach	5515
Famosa S mittel	Schupbach	5515
Famosa S dunkel	Schupbach	5615
Famosa Grau mit gelb	Villmar	5615
Famosa Violett	Villmar	5615
Goldader	Schupbach	5515
Grafenstein	Gaudernbach. Identisch mit Porvenir	5515
Gravenstein	Gaudernbach. Identisch mit Porvenir	5515
Greifenstein	Gaudernbach. Identisch mit Porvenir	5515
Gretenstein	Villmar	5615
Gretenstein Graurot	Villmar	5615
Grethenstein	Villmar	5615
Gudrunstein	Villmar	5615
Hermannstein	Schupbach	5515
Hermannstein	Balduinstein	5613
Höllenwand	Balduinstein	5613
Kirschrot	Aumenau	5515
Kissel	Villmar	5615

Handelsname	Lokalitäten / Erläuterung	Bl.-
Kölken	Schupbach, Stbr. Kölken	5515
Korallenfels	Schupbach. Identisch mit Rosario corallo	5515
Lahnberg dunkel	Villmar	5615
Lahngold	Steeden	5514
Mimosa	Schupbach. Identisch mit Schupbach Grau	5515
Orania Grau	Schupbach	5515
Orania Rot	Schupbach	5515
Orania Schwarz	Schupbach	5515
Porvenir	Gaudernbach. Identisch mit Grafenstein	5515
Reconquista	Gaudernbach	5515
Rojizonazzo	Gaudernbach. Identisch mit Brunhildenstein	5515
Rosario	Schupbach	5515
Rosario corallo	Schupbach. Identisch mit Mimosa	5515
Schupbach	Schupbach	5515
Schupbach Goldader	Schupbach	5515
Schupbach Grau	Schupbach. Identisch mit Mimosa	5515
Schupbach Rot	Schupbach	5515
Schupbach Schwarz	Schupbach	5515
Schupbach Schwarz-Gold	Schupbach. Identisch mit Schupbach Goldader	5515
Seelbach	Seelbach	5615
Spitzwinkel	Aumenau	5515
Steeden Ahlrot	Steeden	5515
Steeden(er) Grau	Steeden	5515
Steeden Grün	Steeden	5515
Steeden(er) Rosa	Steeden	5515
Steeden(er) Rot	Steeden	5515
Ulmenberg	Aumenau	5515
Ulmenberg Graurot	Aumenau	5515
Ulmenberg Dunkelrot	Aumenau	5515
Unika (Unica)	Villmar	5615
Unika (A, B, N)	Villmar	5615
Unika A	Villmar	5615
Unika Alt	Villmar	5615
Unika Blaßrot	Villmar	5615
Unika N	Villmar	5615
Urania Rot	Steeden	5515
Urania Schwarz	Steeden	5515
Wachhecke	Aumenau	5515
Weibshohl	Villmar	5615
Wiedisch Rosa	Schupbach	5515
Wilhelmstein	Schupbach	5515
Wilhelmstein	Balduinstein	5613
Wirbelau	Wirbelau	5515
Wirbelau-Silber	Wirbelau. Identisch mit Kölken	5515
Zephir	unbekannt	?

die farbigen Lahnmarmorvarietäten allgemeine Wertschätzung und eine weite Verbreitung. Im 17. Jahrhundert entstanden fürstliche Steinmetzwerkstätten in Weilburg und Idstein, möglicherweise bereits auch in Diez, um die Nachfrage zu decken.

Seit dem 18. Jahrhundert spielte die Zwangsarbeit von Sträflingen in der Lahnmarmorgewinnung und -verarbeitung eine bedeutende Rolle: Seit 1777 betrieb das Zucht- und Arbeitshaus in Weilburg auf eigene Rechnung eine Marmorschneiderei und -schleiferei (EISENBACH 1994). Häftlinge wurden in den Steinbrüchen der Umgebung zum Herauslösen der schweren Werksteinblöcke eingesetzt; andere Gefangene mußten – innerhalb des Anstaltskomplexes – unter Anleitung eines Steinmetzmeisters die Rohblöcke grob zuhauen und zersägen. Auch im Diezer Zucht- und Arbeitshaus bildete eine nach 1785 errichtete Marmorschleiferei das Kernstück der Zuchthausmanufaktur (STORTO 1998). Bis zur Zusammenlegung beider Strafanstalten und Werkstätten im Jahre 1811 (im Schloß von Diez) war die Marmorfabrikation eine der Hauptfinanzierungsquellen des Weilburger Zucht- und Arbeitshauses. Parallel dazu entstand in Villmar seit dem 16. Jahrhundert ein eigenständiges Zentrum der Lahnmarmorgewinnung und -verarbeitung auf privater Basis (KUHNIGK 1976, SCHÖNLEBER 1865). Rohstoffbasis für das bislang nicht untersuchte Gewerbe in Idstein waren offensichtlich die Kalksteine von Mudershausen (VALENTINI 1707, WOLFART 1707, HABEL 1780, MEINARDUS 1899); vor allem durch die Idsteiner Künstler SATTLER und FRÖHLICH wurde der Lahnmarmor im Frankfurter Raum bekannt.

Von den zahlreichen Verwendungsbeispielen seien nur einige angeführt: So erfolgte der Innenausbau der Idsteiner Stifts- bzw. Unionskirche (1676-1677) mit Gesteinen aus dem Mudershauser „marmelbruch" (MEINARDUS 1899). Lahnmarmor wurde in der Frankfurter Katharinenkirche (Altar und Kanzel, um 1680), im Limburger Dom (Rokokoaltäre), in der Marien- bzw. Stiftskirche in Diez (u.a. Sarkophag der Fürstin AMALIE von 1726), in der Mannheimer Jesuitenkirche (Hochaltar, 1733-1758), in der Abteikirche Amorbach (Altar, 1742-1747), in der Abtei St. Matthias in Trier (Innenausbau, Statuen und Sarkophag für Reliquien des Apostels MATTHIAS, 1728-1784) und in den Kirchen von Schupbach (Altar von 1681), Burgschwalbach (Taufstein von 1714), Villmar (u.a. Taufstein von 1722) verarbeitet. Grabdenkmale und Epitaphen finden sich u.a. in den Domen zu Limburg, Mainz und Wetzlar. Die Schlösser von Idstein (ab 1667), Oranienstein bei Diez (1672-1684, 1768-1770), Wiesbaden-Biebrich (1698-1721), Weilburg (ab 1705), die Würzburger Residenz (um 1750) und das Residenzschloß in Bruchsal (1729-1770) wurden z.T. großzügig mit Lahnmarmor ausgestattet.

Die Verbesserung der Transportwege (Straßenbau seit der Napoleonischen Zeit; Ausbau der Lahn seit 1844 – die zahlreichen Wehre hatten bis dahin die Verschickung schwerer Blöcke verhindert) führte zu einem kurzen Aufschwung der Lahnmarmorindustrie bis zu den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts. Seit diesem Zeitraum verdrängten zunehmend billigere, ausländische Werksteine (vor al-

lem aus Belgien, Frankreich und Italien) den Lahnmarmor. Begünstigt wurden die Werksteinimporte durch die nun schiffbare Lahn, den Bau der Lahntal-Bahnstrecke zwischen Koblenz und Gießen (Eröffnung 1863) und liberalere Handelsverträge (1863). MEDICUS (1865) und SCHÖNLEBER (1865) beklagten zudem den geringen Mechanisierungsgrad der kapitalschwachen Kleinbetriebe, die zusätzlich unter den konkurrenzlos niedrigen Verkaufspreisen der mit modernen Maschinen ausgestatteten Diezer „Zuchthausfabrik" zu leiden hatten. Kurzsichtige Abbaumethoden (Raubbau) hatten weiterhin dazu beigetragen, die Gewinnungskosten in die Höhe zu treiben. Während die Gewinnung in den einheimischen Steinbrüchen zurückging, stellten sich die Verarbeitungsbetriebe auf die neue Situation ein: 1867 verarbeiteten die Betriebe in Villmar bereits zu zwei Dritteln ausländisches Material; 1914 waren es 90%. Aus dem 1880 privatisierten Betrieb des Zuchthauses Diez, der noch bis 1897 Strafgefangene beschäftigte, entwickelte sich bis zu Beginn dieses Jahrhunderts die größte Werkstatt für die Bearbeitung von Lahnmarmor.

Beispiele für die Verwendung von Lahnmarmor bis zum Ersten Weltkrieg sind die Kurhäuser in Wiesbaden (Altes Kurhaus bzw. „Kursaal" und Neues Kurhaus), Bad Ems (Kursaal), Bad Nauheim, Nassau, und Jáchymov (Joachimsthal), der Berliner Dom, die Griechische Kapelle in Wiesbaden, Arbeiten in den Schlössern von Koblenz, Neuwied und Karlsruhe, die Hauptbahnhöfe in Köln, Frankfurt a.M., Erfurt und Koblenz, der Bahnhof Haidar Pascha in Istanbul und der Bahnhof Adana der Bagdadbahn. Lahnmarmor kam in Museumsbauten in Straßburg, München (Deutsches Museum), Berlin (Kaiser-Friedrich-Museum), Darmstadt (Landesmuseum) und Wiesbaden (Landesmuseum) ebenso zum Einsatz wie in Hotels (z.B. Gasthof zum Adler, Nassauer Hof und Hotel Schwarzer Bock in Wiesbaden, Park-Hotel in Bad Nauheim, Hotel Astoria in Leipzig, Hotel Adlon in Berlin), in der Synagoge an der Friedberger Anlage in Frankfurt a.M., in der Frankfurter Börse, im Rathaus von Rotterdam etc. Selbst nach Übersee wurde exportiert. So wurde Lahnmarmor im Kgl. Palast in Djakarta (Indonesien) und im Kapitol von Havanna (Kuba) verbaut.

Die bedeutende Diezer Fabrik mußte 1923 schließen (auch die Betriebe bei Balduinstein und Wetzlar gingen zu dieser Zeit ein), so daß sich in diesem Jahrhundert Villmar als bedeutendstes Zentrum der Lahnmarmorindustrie etablierte. Zu einer kurzen Blütezeit der Lahnmarmorgewinnung kam es zwischen der Inflationszeit und der Weltwirtschaftskrise in den 20er Jahren bis zu Beginn der 30er Jahre: In dieser Zeit gewonnener und verarbeiteter Lahnmarmor schmückt u.a. das Empire State Building in New York (Eingangshalle), das Kapitol von New Orleans, den Palast des Maharadschas von Tagore (Indien), das Theater von Rio de Janeiro (Brasilien), die Metro und den Kreml in Moskau. Eine letzte wirtschaftliche Blüte erlebte das Lahnmarmorgewerbe zur Zeit des Faschismus. Als „heimischer" Rohstoff wurden die Gewinnung und Verwendung von Lahnmarmor durch Verordnungen und Gesetze gefördert, so daß Lahnmarmor in zahlreichen Par-

teibauten und öffentlichen Gebäuden verwendet wurde (KRATZ 1940). Beispiele sind die ehemalige Reichskanzlei in Berlin, die ehemalige Reichsbank (das zukünftige Auswärtige Amt) in Berlin, der Flughafen von Frankfurt a.M., die Reisinger-Anlagen in Wiesbaden und das Reichsparteitagsgelände in Nürnberg. Seit den 40er Jahren ging die Gewinnung nach und nach zurück, bis Anfang der 70er Jahre der kontinuierliche Abbau in den letzten Steinbrüchen bei Villmar, Wirbelau und Schupbach eingestellt wurde. Nur von Zeit zu Zeit wird heutzutage den stillgelegten Steinbrüchen Material für Restaurierungszwecke entnommen. So erregte es Aufsehen, als 1989 in Villmar mit dem größten Teleskopkran der Welt ein großer Lahnmarmorblock geborgen wurde, der für Ausbesserungsarbeiten in der Mannheimer Jesuitenkirche bestimmt war. Saisonweise wird derzeit nur noch ein Steinbruch im Kerkerbachtal bei Schupbach zur Gewinnung von Terrazzomaterial betrieben.

Gewinnung und Verarbeitung

Während in der frühen Betriebszeit die oberflächennahen, gut gebankten und deshalb ohne größeren Aufwand an Werkzeug aus dem Verband zu lösenden Kalksteine gewonnen worden sind, mußten in der Folgezeit die massiveren Partien mit größerem technischem Einsatz gelöst werden. Da sich das Lösen mittels Sprengung (Gefahr der Rißbildung) verbot, wandte man spezielle Abbautechniken an. Bis zur Mitte des letzten Jahrhunderts wurden von Hand dicht aneinandergereihte Bohrlöcher in das massive Gestein getrieben. Durch das Eintreiben von Holzkeilen in die Löcher („Abkeilen") – im Winter machte man sich zusätzlich den gesteinssprengenden Effekt der Volumenvergrößerung von Wasser beim Übergang in Eis zunutze – wurden die Blöcke anschließend aus dem Gesteinsverband gelöst. Mit Aufkommen der Maschinenkraft (Dampfkraft, Diesel- und später Elektromotoren) konnten Seilsägen eingesetzt werden, die mit Hilfe eines Stahlseiles, Wasser und Quarzsand (als Schneidematerial) die Blöcke abtrennten. Die gelösten Blöcke transportierte man auf Holzstämmen rollend (Abb. 64) und benutzte zum Heben der Rohblöcke in den Brüchen sog. Derrickkräne (Einseilkräne) (Abb. 65). Bis zur Einstellung der kontinuierlichen Gewinnung änderten sich diese Abbaumethoden nicht. Zum Schleifen der Blöcke verwendeten die Diezer Zuchthaushäftlinge früher „Heilbronner Sandstein", Bimssteinstücke und -pulver; poliert wurde mit „geschlämmtem Eisenoxyd (Caput mortuum)".

Heute zeugen von der ehemaligen Lahnmarmorgewinnung nur noch die in manchen ehemaligen Steinbrüchen noch vorhandenen Reste der Derrickkräne sowie eine Reihe von Steinmetzbetrieben in der Region. Der 1997 in Villmar gegründete Verein „Lahn-Marmor-Museum e.V." will deshalb die Entstehung des Lahnmarmors, die einzelnen Vorkommen, seine Gewinnung, Verarbeitung und Verwendung in einem Museum dokumentieren. Eine der Hauptattraktionen des geplanten Museums wird der ehemalige Gemeindesteinbruch von Villmar sein, dessen gesägte Wände einen einmaligen dreidimensionalen Einblick in einen devonischen Riffkörper bieten (Kap. 4.5).

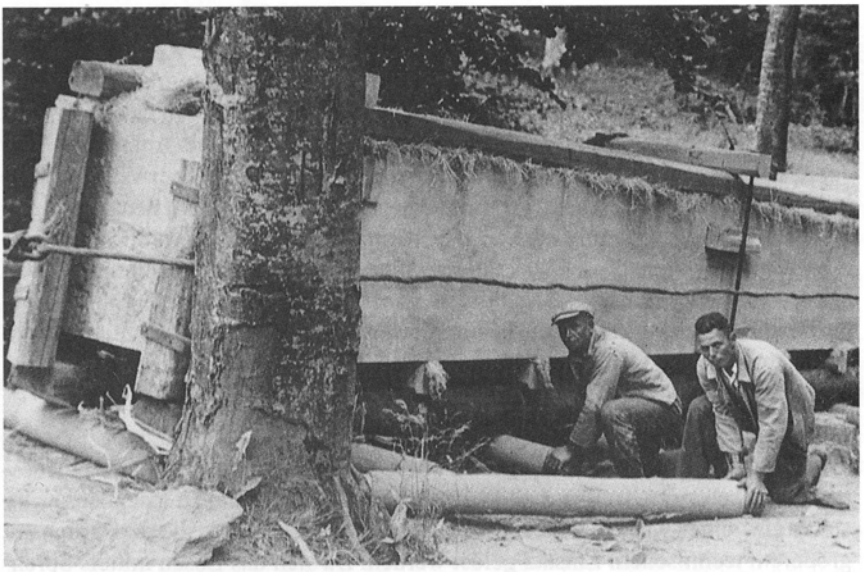


Abb. 64. Transport einer 8,50 m langen und ca. 23 t schweren „Gedenksäule für die Luftwaffe" am Flughafen Frankfurt a.M. vom Famosabruch (Schupbach) zur Anschlußstelle der Kerkerbachbahn, 1935.

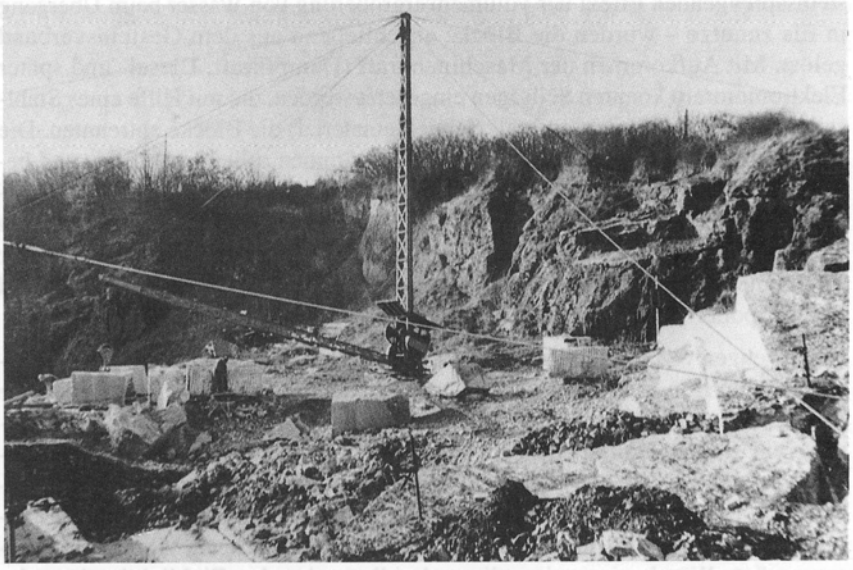


Abb. 65. Famosasteinbruch (Schupbach) mit Derrickkran zu Beginn der 50er Jahre dieses Jahrhunderts.

3.2 Die Mineraliensammlung des Erzherzogs STEPHAN auf Schloß Schaumburg (RUDOLF SCHEID)

In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts befand sich auf Schloß Schaumburg bei Balduinstein/Lahn eine der für die damalige Zeit größten und wertvollsten privaten Mineralien- und Fossiliensammlungen. Begründer und Schöpfer dieser Sammlung war Erzherzog STEPHAN VON ÖSTERREICH (* 14.9.1817 in Ofen/Budapest), Standesherr der Grafschaft Holzappel-Schaumburg (Abb. 66).

Erzherzog STEPHAN hatte sich im Jahre 1849 nach zehnjähriger öffentlicher Tätigkeit im Kaiserreich Österreich-Ungarn auf die Schaumburg zurückgezogen. Hier wollte er sich fortan fernab jeglicher politischer Administration seiner kleinen Standesherrschaft widmen.

Bereits als junger Mann hatte sich STEPHAN mit seinen Lieblingswissenschaften Mineralogie und Geologie beschäftigt und nie die Gelegenheit ausgelassen, die bedeutenden mineralogischen Sammlungen der von ihm während seiner Reisen aufgesuchten Städte zu besichtigen. Er betrieb diese Wissenschaften sehr exakt und mit großem Eifer, was ihm auch später die Anerkennung und Achtung der Fachwelt eintrug. STEPHAN verfolgte jeden Fortschritt in der Mineralogie und Geologie mit der größten Aufmerksamkeit, um dann die Resultate innerhalb seiner reichhaltigen und in Art und Inhalt einmaligen Sammlung umzusetzen. Wissenschaftler aus ganz Europa stellten sich auf der Schaumburg ein, um mit dem Schloßherrn fachliche Diskussionen über Mineralogie und Geologie zu führen. Oft fanden sich anhand ausgewählter Exponate der Sammlung Antworten auf fachspezifische Fragestellungen. Während der ab 1850 eingeleiteten Umbaumaßnahmen auf Schloß Schaumburg wurden im unteren Stockwerk des sog. Neuen bzw. Stephan-Baues ausgedehnte Räumlichkeiten zur Unterbringung der Mineralien- und Fossiliensammlung geschaffen. STEPHAN verkaufte im März 1853 den gesamten Bergwerksbesitz der Grube „Holzappel", wodurch die Umbauten finanziell erheblich erleichtert wurden. Einzelheiten über die Entstehung und den Werdegang der Sammlung gehen vor allem aus den Briefen hervor, die STEPHAN an W. HAIDINGER, den Direktor der „K. u. K. geologischen Reichsanstalt" in Wien schrieb (V. ÖSTERREICH 1897).

Im Brief vom 9. August 1856 ist beispielsweise zu lesen, daß die Arbeiten an der Aufstellung des „Mineraliencabinets" gut voran kamen und gleichzeitig GEORG SIEMANG, der Kustos der Sammlung, „vorläufig rangirt, putzt und die Krystallsammlung durch Aufstellung auf Klötzchen und Nadeln genießbar macht. In drei bis vier Monaten hoffe ich so weit zu sein, daß man Freunde mit Ehren hineinführen, ihnen sagen kann: das ist mein Mineraliencabinet, während es jetzt wie ein großer Schotterhaufen aussieht. Die Aufstellung soll nach Mohs geschehen und die Ausstattung mit den Schachteln, Klötzchen und Etiquetten elegant und, so hoffe ich wenigstens, auch zweckmäßig werden."

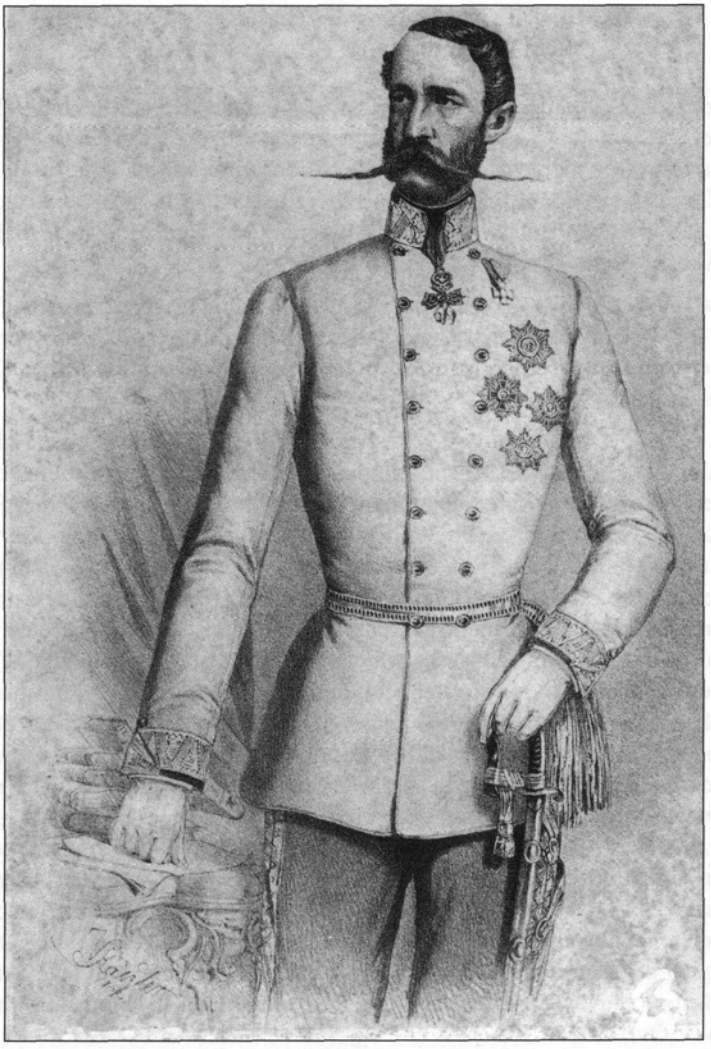


Abb. 66. Portrait des Erzherzogs (aus v. ÖSTERREICH 1897).

Ein Jahr später war die Sammlung wohl im großen und ganzen eingerichtet, denn in Briefen vom 21. Februar, 1. Juni und 28. Juli 1857 schrieb der Erzherzog über seine Sammlung: „Die neuen Flußspathe aus Mutenitz in Böhmen, der Jaulingit aus Triesting und mehrere andere Vorkommen sind mir sehr erwünschte Acquisiten für meine Sammlung, die mit Gottes Hilfe nunmehr wirklich an's Aufstellen kommen soll. Die Krystallkästen und Mittelaufsätze abgerechnet, ist Alles fertig,

und selbst die Etiquettenklötzchen und 12000 Pappschächtelchen sind bereits aufmarschirt, um das Ganze auf den Glanz herzurichten." „Während anfangs Furcht herrschte, man könne die Räume gar nicht voll bekommen, hat man sich jetzt gerade vom Gegentheile überzeugt und sich bereits entschließen müssen, die paläontologischen und Petrefacten-Gegenstände für andere Localitäten aufzusparen." „Wie gerne möchte ich Ihnen jetzt meine Mineraliensammlung zeigen; bis zur Bonner September-Versammlung ist sie bis in die kleinsten Details scientifisch geordnet und genießbar gemacht, und besonders was die Krystallsammlung anbelangt, ein Bijou geworden. Wer letztere in ihrer Aufstellung sieht, ob Laie, ob Kenner, hat seine große Freude daran! Auf viel Vermehrungen kann ich aber nicht rechnen, denn so groß auch der Raum ist, dürfte er binnen Kurzem ganz ausgefüllt sein."

Bereits vor der Aufstellung hatte die Sammlung bedeutenden Zuwachs durch den 1852 erfolgten Ankauf der großen Privatsammlung des Staatsrats STRUVE aus Hamburg sowie der Sammlungen des Bergmeisters BORSTMANN und des Apothekers MARTINI aus Gau-Algesheim erhalten. Die Sammlungen letzterer enthielten besonders schöne und seltene Stücke aus Lokalitäten im Nassauer Land.

Eine anschauliche Beschreibung der Sammlungsräume (Abb. 67) auf Schloß Schaumburg und deren Inventar stammt von dem Mineralogen V. ZEPHAROVICH (1857) aus Krakau. Dieser hatte an der zuvor im Brief STEPHANS an HAIDINGER erwähnten 33. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte im September

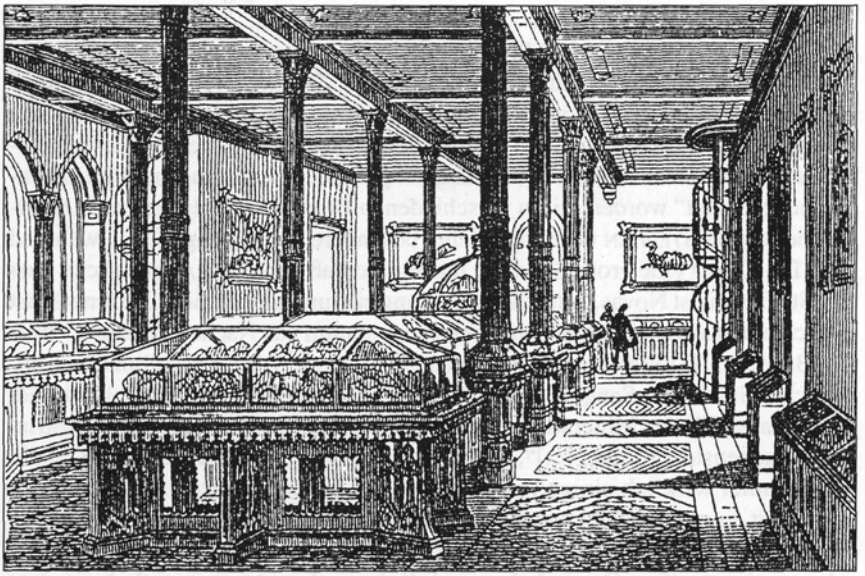


Abb. 67. Blick in die Sammlungsräume. Holzschnitt aus ANONYMUS (1868).

1857 in Bonn teilgenommen und anschließend zusammen mit dem Mineralogen KENNGOTT aus Zürich STEPHAN auf der Schaumburg besucht. In einem über diesen Besuch abgefaßten Bericht an HAIDINGER ist zu lesen: „Wir treten in einen grossen Saal, 10 Klft. lang und 4 Klft. breit [1 Klafter = ca. 2,20 m], 10 Säulen aus Gusseisen tragen die Decke [...] Sechs hohe Fenster und eine breite Erker-Glaswand an der einen Langwand erhellen diesen Raum. Rings an den Wänden ist in Pultkästen eine Mineralien-Sammlung nach Mohs geordnet aufgestellt, der Erker enthält eine Sammlung von Krystallen und die Mitte des Saales nimmt ein 6 Klafter langer, 5 Fuss [1 Fuß = ca. 0,32 m] breiter Doppel-Pultkasten mit grossen Schaustücken von Mineralien und Petrefacten ein. [...] Die Stücke sind fortlaufend auf fünf stufenförmigen Absätzen aufgestellt, die oberste höhere Abtheilung ist für grössere Exemplare bestimmt. Die systematische Sammlung enthält bei 1260 Stücke, die meisten 3-4 Zoll [1 Zoll = ca. 2,5 cm] breit und 3 Zoll hoch; alle sind vorzüglich, viele ausgezeichnet. Ich kann hier nur erwähnen, dass unsere schönen vaterländischen Vorkommen aus Tirol, Böhmen, Ungarn und Siebenbürgen durch viele Prachtstücke vertreten sind, und dass auch die Localitäten in Nassau, allbekannt wie Dillenburg, Ems, Holzappel, Horhausen, Nauroth, Weilburg u.a. ganz ausgezeichnete Suiten geliefert haben. Der weit grössere Teil der Mineralien-Sammlung – sie enthält im Ganzen über 20,000 Stücke – ist in mehreren hundert Schubladen unter der Aufstellung an den Wänden und in dem langen Mittelkasten untergebracht." (v. ZEPHAROVICH 1857).

Die „Krystallsammlung" galt damals als einmalig und übertraf selbst die Exponate des „Wiener Hofcabinets" bei weitem. Zur Sammlung gehörten darüber hinaus auch 25 sehr seltene Stein- und 35 Eisenmeteoriten. Zählte die Sammlung schon Ende 1857 etwa 20000 Stücke, erhielt sie besonders seit 1860 durch Geschenke, Tausch oder Ankäufe weitere größere Zugänge. Auch eigene Funde konnte Erzherzog STEPHAN in seine Sammlung einfügen: Im Jahr 1858 schreibt er über ein Stück „phosphorsauren Kupfers", daß sich dieses „bei den Eisenbahngrabungen zwischen Nassau und Holzappel gefunden" habe und von ihm „ziemlich ausgebeutet" worden sei. In verschiedenen Briefen der Folgezeit an HAIDINGER berichtete STEPHAN über zahlreiche, besondere Neuzugänge: „[...] während auch Dr. Krantz eine große Sendung machte, so daß in diesem Augenblicke über 100 Stücke, meist Novas, in meine Sammlung einzurangiren sind. [...] Demnächst soll ich einen sieben Zentner schweren Baumstamm aus Nachod erhalten." Weitere Briefe an HAIDINGER erwähnen unter anderem „[...] drei krystallinische Kupfernickel-Stücke aus Sangershausen, [...] einige Smaragdstufen von Goldschmidt aus Wien, so Tiroler Mineralien vom Ober-Bergrath Liebener [...]"; [...] Austriacas von seltenstem Kaliber [...]", „Die Mineralien von Nagy-Bánya, resp. Kapnik, [...] darunter wirklich einige Prachtexemplare; besonders excelliren die Halbbaryte mit einer mir bisher unbekannten Größe und Reinheit." „[...], die Sendung Ministerialrats Lill's – sie ist nun wirklich, beinahe 10 – sage zehn Zentner schwer, eingetroffen. Da sind aber auch Kolosse darunter, namentlich ein paar

Gangstücke von einer Mächtigkeit, wo die hiesigen Bergleute die Augen aufreißen [...]".

Ein Besucher hob besonders die wirkungsvoll ausgestellten und in ihrer Vielfalt beeindruckenden Edelsteine und Halbedelsteine hervor. Unter ihnen gab es herrliche Topase, sowie einen ausgezeichnet schönen Amethyst mit über 10 cm Durchmesser, wie es kein vergleichbares Stück in anderen europäischen Sammlungen gab. Ein begeisterter Sammler bot damals für dieses eine Stück 8000 Gulden, was Rückschlüsse auf den Gesamtwert der Sammlung STEPHANS zuläßt, der z.B. auch durch prachtvolle Goldstufen aus dem Ural noch gesteigert wurde. Das Zentrum der Ausstellung nahm eine riesige Stufe unregelmäßig verwachsener, großer Gipskristalle („Fraueneis", „Marienglas") von Reinhardsbrunn bei Friedrichsroda/Thüringen ein (V. ZEPHAROVICH 1857).

Ein Gesamtkatalog der Sammlung wurde offenbar bis zum Tode des Erzherzogs nicht mehr fertiggestellt: Sein als treu, zuverlässig und fleißig geltender Kustos SIEMANG, der mit der Erstellung des Katalogs beschäftigt war, erkrankte 1860 an einem Rückenmarksleiden, an dessen Folgen er im Januar 1862 verstarb. Im August 1865 schreibt STEPHAN, daß ab September 1865 der Mineraloge ALBRECHT SCHRAUF aus Wien „über den Katalog gehen soll, der noch im Argen liegt". So ist anzunehmen, daß der heute im Naturkundemuseum in Berlin aufbewahrte Katalog von ihm begonnen und die schönen Etiketten zu den einzelnen Sammlungsstücken größtenteils von ihm beschrieben wurden.

1863 erfolgte eine Neu- und Umordnung der Mineraliensammlung vom bisher zugrunde liegenden MOHSschen System auf das ZIPPEsche System. Erzherzog STEPHAN hatte für diese Arbeit Direktor HOERNES gewinnen können. Ein von Stephan engagierter Adjudant „in der Person des sicheren Bergprakticanten Herrn Langhans" assistierte ihm. Die neue Ordnung fand beim mineralogischen Fachpublikum große Beachtung und Anerkennung.

Mit welchem Interesse die Sammlung auf Schloß Schaumburg von der europäischen Fachwelt beachtet wurde, zeigt folgende Begebenheit: Im September 1864 fand die Generalversammlung deutscher Naturforscher in Gießen statt. Aus ganz Europa, auch aus Rußland, waren Fachleute zusammengekommen, die anschließend alle von STEPHAN auf die Schaumburg eingeladen wurden. Dieser schreibt: „[...] 1500 – sage fünfzehnhundert Gäste waren bei mir auf Schloß Schaumburg. [...] Wie ein kolossaler Ameisenschwarm wälzte sich die Menschenmasse durch alle Räume – überall war es offen, überall ließ ich meine Gäste frei eintreten, ohne Aufsicht [...] ein Nöggerath, ein Gustav Rose, ein Henry Lange, mehrere Petersburger Herren waren die Hauptkoryphäen unter der mineralogischen Abteilung [...]".

Die äußerst fürsorgliche Grundeinstellung des Erzherzogs zu seiner Standesherrschaft und den Personen seines Umfeldes manifestiert sich in seinem bereits 1859 verfaßten Testament. Hierin wurde auch die ihm sehr am Herzen liegende Samm-

lung bedacht: „§ 7: Meinen Custos Georg Siemang, der mir sehr treu gedient und die Mineraliensammlung, die sehr wertvoll ist, und die ich Herzog Georg von Oldenburg unter der Bedingung vermache, daß sie im Schaumburger Schloße und Jedermann zugänglich bleibe, aufgestellt hat und sehr genau kennt – testiere ich mit Berufung auf den § 4, was seine Zahlung anbelangt, ein ein für allemaliges Geschenk von 3000 Gulden – [...]".

STEPHAN verstarb unverheiratet und kinderlos am 19. Februar 1867 in Mentone an der französischen Riviera, wo er vergeblich Heilung von einem schweren Lungenleiden gesucht hatte. Gemäß des Testamentes trat das Haus Oldenburg die Erbschaft auf der Schaumburg an. Die wertvolle Mineraliensammlung wurde von den Erben fortan nicht nur verwaltet, sondern weiterhin durch neue Ankäufe oder Tausch ständig erweitert. Als neuer Kustos wurde der Oberlehrer W. HOFMANN bestellt, der vom Geheimen Bergrat DUNKER aus Marburg fachlich beraten wurde. Eine genaue „Instruction", genehmigt am 6. Februar 1875 auf dem Schloß zu Oldenburg, regelte dessen Aufgaben und Pflichten. Danach hatte er „den Bestand der Sammlung nach bestem Wissen zu beaufsichtigen und zu conservieren, [...], den Anforderungen der fortschreitenden Wissenschaft entsprechend zu erweitern und zu ergänzen, über die vorgenommenen Ankäufe, Verkäufe und Austäusche von Mineralien halbjährlichen Bericht zu erstatten". Es ist bemerkenswert, mit welchem Eifer und welcher Gewissenhaftigkeit die Sammlung gepflegt und erweitert wurde. So berichtet z. B. Kustos HOFMANN über das zweite Halbjahr 1875, daß 52 ausgezeichnete Stücke angekauft worden seien (HOFMANN 1875). Die weiteren Berichte bis einschließlich 1880 erwähnen nochmals rund 200 Neuerwerbungen aus verschiedenen Ländern. Unter den Erwerbungen des Jahres 1879 befinden sich auch einige prächtige Stufen aus dem Gebiet der unteren Lahn, u. a. „Zwei Braunbleierze, zwei Grünbleierze und zwei große Weißbleierze aus der Grube Friedrichssegen/Lahn". Mit Beginn des Jahres 1883 enden die Berichte, was mit zwei Ereignissen zusammenhängt: Zum einen verstarb Kustos HOFMANN, der über 10 Jahre lang die Sammlung betreut und den Katalog sorgfältig weitergeführt hatte, zum anderen zeigten Erbstreitigkeiten mit dem Hause Waldeck und Pyrmont, dem dann nach einem Urteil des Reichskammergerichtes die Standesherrschaft zugesprochen wurde, bereits deutliche Spuren.

Unter Berücksichtigung einiger Geschenkabgaben, z. B. an die „Wetterauische Gesellschaft für die gesammte Naturkunde" in Hanau, deren Ehrenmitglied STEPHAN war, dürfte die Sammlung um 1885 aus etwa 22000 Einzelstücken bestanden haben. Ab 1887 gibt es Hinweise darauf, daß das Haus Oldenburg bemüht war, die STEPHANsche Sammlung zu verkaufen. In einem Bericht an die Fürstlich Waldeck-Schaumburgische Verwaltung zu Arolsen vom 24. Oktober 1888 ist dann schließlich ausgeführt: „Hoher Behörde wird gehorsamst die Anzeige erstattet, daß das seiner Hoheit Herzog Ludwig von Oldenburg gehörige Mineraliencabinet an Herrn Carl Rumpff, Mitglied des Abgeordnetenhauses für den Kreis Mettmann – zu Schloß Aprath/Rhein verkauft und heute mit dem Einpacken be-

gonnen worden ist." CARL RUMPFF bestätigt dann in seinem Schreiben an den Fürsten von Waldeck und Pyrmont, datiert von Schloß Schaumburg am 24. Oktober 1888, diesen Kauf und berichtet: „Euer Durchlaucht erlaube ich mir hierdurch ergebensten Bericht zu erstatten, daß ich die in Euer Durchlaucht Schloß Schaumburg befindliche, dem verewigten Erzherzog Stephan gehörig gewesene Mineralien Sammlung heute von Sr. Hoheit dem Herzog von Oldenburg angekauft habe. Es war mir mitgeteilt, daß von auswärts Verhandlungen darüber angeknüpft seien und ich bin froh, daß ich in die Lage kam, diese Sammlung dem Vaterland zu erhalten. So lange ich lebe, hoffe ich selbst noch meine Freude daran zu haben und für später solche einem wissenschaftlichen Zweck zu zu führen [...]".

CARL RUMPFF (1839-1889) war als Teilhaber der BAYER-Werke ein sehr wohlhabender Industrieller und mit der ältesten Tochter von FRIEDRICH BAYER, CLARA, verheiratet. Die Überstellung der Sammlung nach Schloß Aprath, dem Wohnsitz RUMPFFS, war noch nicht richtig angelaufen, da wird in einem Schreiben der Rentei Schaumburg an die Fürstlich Waldeck-Schaumburgische Verwaltung zu Arolsen berichtet, „[...] daß der Käufer des obigen Mineraliencabinets, Carl Rumpff zu Aprath in diesem Frühjahr (1889) verstorben- und das Mineraliencabinet dem Preußischen Staate vermacht worden ist." (LHA Koblenz, Fürstl. Rentei Schaumburg, Bericht an Fürstl. Waldeck-Schaumburgische Verwaltung Arolsen.- Handschrift (Mai 1889), Akte „Mineraliencabinet").

Die Sammlung wurde im August 1889 nach Berlin überstellt, worüber Unterlagen im Landeshauptarchiv in Koblenz Aufschluß geben: In einem Telegramm vom 29. Juli 1889, aufgegeben auf Schloß Schaumburg, heißt es, daß „Dr. Tenne Berlin abgeordnet vom Kultus-Minister angekommen" sei und „Frau Rumpff bittet Sie telegraphig Mineralien Tenne auszuhändigen. Bitte Nachricht". Dr. C. TENNE bestätigt die Übergabe durch folgende Bescheinigung: „Die Erzherzog Stephan'sche Sammlung auf Schloß Schaumburg ist mir im verpackten Zustande in den Tagen vom 1. bis 3. August 1889 ausgeliefert worden. Schaumburg bei Balduinstein, Dr. C. Tenne aus Berlin als Beauftragter des Cultus-Ministeriums."

Danach wurde über den Verbleib der Erzherzog STEPHANschen Mineraliensammlung nichts mehr bekannt und ihr Schicksal geriet in Vergessenheit. Nur gelegentlich tauchten verschiedene Einzelstücke auf, die mit dem charakteristischen Original-Sammlungsetikett der STEPHANschen Sammlung versehen waren und meist einen kleinen Aufkleber mit dem Wortlaut „Coll. Rumpff 1889" trugen. Die auf den Etiketten vermerkte und im Sammlungskatalog analog fortgeführte Numerierung gibt in der oberen Zahl die Mineralgruppe (z.B. Calcit) und in der unteren Zahl die laufende Nummer dieser Gruppe an (Taf. VIII, 3).

Da der Weg der Sammlung 1889 nach Berlin führte, erfolgte im Jahr 1995 eine Anfrage beim Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität Berlin mit folgendem Ergebnis: Nach der Überstellung der Sammlung im August 1889 wurde

sie dem Mineralogischen Museum, einem Teil des Museums für Naturkunde, zugeführt. Durch Kriegseinwirkung, Wasser- und Brandschäden sowie verschollene Teilauslagerungen habe es Verluste gegeben, doch sei die systematische Sammlung und der handgeschriebene Sammlungskatalog zur Coll. RUMPFF in insgesamt sechs Bänden erhalten geblieben (pers. Mitt. Dr. G. WAPPLER, Berlin 1995, Archivalien des Museums für Naturkunde, Berlin).

Von der STEPHANschen Sammlung wurden prächtige und in die Mineralsystematik passende Stufen in die vorhandene Ausstellung integriert. Dank des freundlichen Entgegenkommens des Museums für Naturkunde in Berlin – Institut für Mineralogie (Dr. G. WAPPLER) konnte sich der Verfasser ein Bild über den noch vorhandenen Teil der Sammlung machen. Danach sind heute folgende Stufen der STEPHANschen Sammlung in der Schausammlung ausgestellt: Ein etwa 150 kg schweres Aggregat von stark glänzenden, braunen Pyromorphitkristallen aus Bad Ems/Lahn, zwei große Stufen mit sehr schönen, dunkelroten Rhodochrositkristallen aus Oberneisen bei Diez/Lahn, mehrere Stücke mit grünen Pyromorphitkristallen aus Holzappel/Lahn und eine Stufe mit hellroten Rhodochrositkristallen aus Hambach bei Diez/Lahn.

Der restliche Teil der Sammlung ist in die Archivsammlung des Instituts eingegliedert und der Öffentlichkeit nicht zugänglich. Da die Institutssammlungen vor allem im zweiten Weltkrieg durch Bombenschäden und verschwundene Auslagerungen Verluste erlitten und auch in den Nachkriegsjahren Verkäufe und sonstige Abgaben erfolgten, kann heute nur noch schwer nachvollzogen werden, welche Teile der ursprünglichen Sammlung von STEPHAN sich noch in Berlin befinden. Zahlreiche Stücke aus der Sammlung tauchten in den letzten 10 bis 15 Jahren auf Mineralienbörsen im In- und Ausland auf und befinden sich nunmehr zerstreut in vielen privaten Sammlungen. Bedauerlicherweise ist dadurch die ursprünglich umfangreiche und wertvolle STEPHANsche Sammlung in ihrer Gesamtheit verloren gegangen.

3.3 Die Kubacher Kristallhöhle (KARL-HEINZ SCHRÖDER)

Die Kubacher Kristallhöhle liegt im Höhenzug zwischen Weilburg-Kubach und Weinbach-Freienfels im Landkreis Limburg-Weilburg. Sie stellt mit etwa 30 m Höhe die höchste Schauhöhle und bislang die einzige ihrer Art in Deutschland dar. Mit ihren unzähligen Calcitkristallen und Perltropfsteinen bietet sie einen einzigartigen Einblick in die bis heute andauernden Verkarstungsvorgänge im mittel- bis oberdevonischen „Massenkalk" der Lahnmulde.

Ihre Entdeckung geht auf zahlreiche, durch Einheimische mündlich und schriftlich überlieferte Hinweise auf die Existenz einer großen, prächtigen Tropfsteinhöhle zurück, die in der Gemarkung Kubach im Jahr 1881 durch den Phosphoritbergbau angefahren worden war. Bemühungen in den Jahren 1906 und 1907, diese Höhle für den Fremdenverkehr zu erschließen, scheiterten an Mißverständnis-

sen und Schwierigkeiten, das Projekt zu finanzieren. Danach geriet die Höhle und schließlich auch ihre Lage in Vergessenheit, bis 1972 der Kubacher Oberstudienrat KARL-HEINZ SCHRÖDER intensive Nachforschungen nach dieser Höhle begann. Er gründete 1973 zusammen mit Gleichgesinnten eine Interessengemeinschaft und noch im selben Jahr den Höhlenverein Kubach e.V., der sich die Wiederauffindung und Erschließung der Tropfsteinhöhle zum Ziel gesetzt hat.

Mit geophysikalischen Methoden wurden zunächst „höffige" Bereiche sondiert. Mit mehreren, von verschiedenen Firmen unentgeltlich durchgeführten Erkundungsbohrungen konnten in etwa 13 m und in etwa 40 m Tiefe zwei größere Hohlräume lokalisiert und fotografisch dokumentiert werden. Im März und Oktober 1974 erschloß die Firma A. Göttker (Celle) beide Höhlen durch Schächte. Dabei wurde die bis dahin völlig unbekannte Kubacher Kristallhöhle, deren schmale Haupthalle etwa 200 m lang ist, entdeckt. Sie ist nicht identisch mit der Tropfsteinhöhle, deren Existenz aus der Zeit des Kubacher Phosphoritabbaues überliefert ist und die vom Kubacher Höhlenverein weiterhin intensiv gesucht wird. Im Zeitraum zwischen 1975 und 1981 konnte die Kubacher Kristallhöhle mit Hilfe öffentlicher Mittel, privater Spenden und enormer Eigenleistung des Höhlenvereins erschlossen und im März 1981 als Schauhöhle eröffnet werden. Sie wird mittlerweile von über 50000 Besuchern jährlich besichtigt. Während der etwa 45 Minuten dauernden Führung werden die Entstehungs- und Entdeckungsgeschichte der Höhle eingehend erläutert.

Vor dem Betriebsgebäude, das auch den Höhleneingang birgt, sind verschiedene Gesteine nach petrographischen Gesichtspunkten geordnet ausgestellt. Zusätzlich erläutern Tafeln die Geologie und Paläontologie der verschiedenen Erdzeitalter. Im ersten Stock des Betriebsgebäudes ist ein Höhlenmuseum mit einer angegliederten, umfangreichen Mineralienausstellung eingerichtet. Hier kann der Besucher die Entdeckung der Höhle auf Fotografien und in erläuternden Texten nachvollziehen. Auch Werkzeuge sind zu sehen, so z.B. die Kamera, die durch das erste Bohrloch in die Kubacher Kristallhöhle hinabgelassen wurde und mit der die Bilder aufgenommen wurden, die die Öffnung der Höhle veranlaßt haben (HÖHLENVEREIN KUBACH E.V. O.J.)

Die Kubacher Kristallhöhle ist von 1. April bis 31. Oktober jeweils samstags und sonntags von 10.00 bis 17.00 Uhr sowie werktags zwischen 14.00 und 17.00 Uhr geöffnet. Für Gruppen ab 20 Personen wird eine Voranmeldung empfohlen. Gruppen können auch außerhalb der genannten Zeiten eine Führung buchen. Auskünfte erteilt der Höhlenverein Kubach e.V., Tel. und Fax: 06741/9400.

3.4 Das Bergbau- und Stadtmuseum Weilburg (PAUL WIENAND)

Das Weilburger Museum ist hervorgegangen aus dem ehemaligen Heimatmuseum, das bereits im Jahre 1911 gegründet wurde. Es informiert in den verschiedenen Abteilungen über die Stadt und ihre Geschichte. In der Vor- und Frühgeschichte umfassen die Sammlungen räumlich den ehemaligen Oberlahnkreis. Für

wechselnde Ausstellungen, vor allem aus dem Bereich der Bildenden Kunst, steht das „Kleine Kabinett" zur Verfügung.

Das große Grubensterben im Lahn-Dill-Gebiet in den 60er und 70er Jahren führte zur Einrichtung einer Bergbauabteilung. Sie wurde 1972 als erstes Bergbaumuseum in Hessen eröffnet und ist in den vergangenen Jahren nach museumspädagogischen Gesichtspunkten ausgebaut und erweitert worden.

Die Sammlungen der ständigen Bergbauausstellung im zweiten Obergeschoß des historischen Gebäudes am Schloßplatz bieten Gelegenheit, sich mit den verschiedenen Bergbauarten unserer Region, Eisenerz, Ton, Dachschiefer und Phosphorit und ihren Abbautechniken zu befassen. Historische Fotos aus den Gruben, Werkzeuge und Ausrüstungsgegenstände ergeben ein realistisches Bild der Arbeitswelt des Bergmannes. Im Raum der Grubenrettung steht die Sicherheit der Bergleute im Mittelpunkt. Historisches und modernes Rettungsgerät wie Selbstretter und Atemschutzgeräte gehören genauso zur Ausrüstung wie gasmeßtechnische Apparaturen.

Beim Bohr- und Sprengwesen findet der Besucher die für den Abbau vor Ort notwendigen Geräte vom Schießdraht bis zur Zündmaschine und von der Bohrkrone bis zum Abbauhammer. Einen besonderen Eindruck von der Kunst und der Verantwortung des Markscheiders für die Orientierung und die Sicherheit in der Dunkelheit des Berges geben die wertvollen, feinmechanischen Präzisionsmeßgeräte: Hängezeug, Nivelier, Theodolit. Eindrucksvoll ist die große Geleuchtsammlung, Grubenlampen von den Anfängen des Kienspans und des candle-sticks bis hin zur Karbidlampe und der modernen sammlerbetriebenen Kopfleuchte unserer Tage.

Die besondere Attraktion des Bergbau- und Stadtmuseums ist die Schaustollenanlage. Der Besucher begibt sich hier auf eine kleine Abenteuerreise, erfährt selbst die Enge und die Dunkelheit eines Bergbaustollens. Die hautnahe Begegnung mit betriebsbereiten Maschinen und die Grubenatmosphäre machen seinen Besuch zu einem eindrucksvollen Erlebnis: Eingangs können fluoreszierende Minerale im ultravioletten Licht betrachtet werden, des weiteren ein Überkopflader, Erzauslese, Förderkorbaufhängung und Förderkorb. Seile verschiedener Fördereinrichtungen der umliegenden Gruben werden gezeigt, Machart, Verwendungszweck und ihr Einsatzzeitraum erläutert.

Vorbei an einer Bilderwand mit Holzschnitten AGRICOLAS aus „De re metallica libri XII", die uns einen Einblick in die Erzgewinnung früherer Zeiten gewährt, geht es in die Haspelkammer mit dem 1975 eingebauten Friedrich-Schacht, über dessen eiserne Fahrte die Besucher noch bis vor einigen Jahren ins Bergwerk „einfuhren". Seit 1991 gelangt man über den Schrägschacht weitaus bequemer unter Tage.

Der Tiefe Stollen ist ein „Museum zum Anfassen" und „Krachmachen". Spaß für Jung und Alt: Spielen ist erlaubt: Die Grubentelefone und die Signalanlagen z.B.

kann jeder benutzen, bei der (stationären) Diesellok dürfen Kinder schon mal Lokführer sein. Auf einer im polnischen und deutschen Türstock ausgebauten Strecke von ca. 200 Metern Länge lernen die Gäste ein Füllort, eine Trommelförder- und eine Kernbohrmaschine, einen Schrapper, einen 8 t schweren Schaufellader, die Tongewinnungsmaschine Westfalia-Fuchs und, in der Kraftstation, einen Großdieselmotor kennen – Großgerät, das bei Führungen von Gruppen (Voranmeldung) auch in Betrieb genommen wird. Der Tiefe Stollen hat eine Firsthöhe von ca. 1,70 m und ist angemessen beleuchtet, so daß der Besucher schnell der Illusion erliegt, sich unter Tage zu befinden.

Öffnungszeiten: 10.00 bis 12.00 und 14.00 bis 17.00 Uhr (vom 01.04. bis 31.10. dienstags bis sonntags, vom 01.11. bis 31.03. montags bis freitags). In der Zeit vom 24.12. bis ca. 20.01. bleibt das Museum wegen Betriebsferien geschlossen.
Auskunft und Anmeldung: Bergbau- und Stadtmuseum, Schloßplatz 1, 35781 Weilburg/Lahn. Telefon: 06471/31459, Telefax: 06471/31460.

3.5 Das wirtschaftsgeschichtliche Museum Dillenburg

(Susanne Petra Schwenzer)

Oberhalb der Stadt Dillenburg, in einer um 1914 erbauten Villa in den Dillenburger Schloßberganlagen, liegt das wirtschaftsgeschichtliche Museum Dillenburg. In 20 Räumen werden hier die Geologie, der Bergbau, die Rohstoffe und ihre Weiterverarbeitung sowie das Dillenburger Leben in verschiedenen Epochen dargestellt.

Der Rundgang beginnt bei den Grundlagen: der Mineralogie und der Geologie. Im ersten Raum befinden sich eine systematische Mineraliensammlung und eine Tafel zur Erdgeschichte. Nach dieser Einführung wird eine kolorierte, geologische Karte des Dillgebietes präsentiert, deren Farben dem Kenner wie dem Laien einen schnellen Überblick über die Gesteinseinheiten erlauben. Die verwendeten Farben werden in der davor stehenden Vitrine wiederholt: Die zu den jeweiligen Einheiten gehörenden Gesteine liegen auf farblich entsprechendem Untergrund und sind nach geologischen Kriterien ausführlich beschrieben.

Von der Geologie kommt der Besucher dann zu den ersten Gewinnungsmethoden: Tone und Tongewinnung sind zu sehen, genauso verschiedene Eisenerze, teils ausländische, die heute noch verhüttet werden. Anhand der Exponate kann der Weg vom Ausgangsprodukt und den Zuschlagstoffen bis zum fertigen Roheisen verfolgt werden. Immer wieder wird dem Besucher in anschaulichen Erläuterungstafeln die spezielle Terminologie des jeweiligen Themas nahe gebracht.

In einem weiteren Raum befinden sich ein Modell der Hochofenanlage, die in Oberscheld im Jahr 1907 errichtet und am 21.04.1968 stillgelegt wurde, und das Modell eines Hammerwerkes, das mittels Knopfdruck in Bewegung gesetzt werden kann. Zuerst beginnt Wasser über ein Wasserrad zu fließen, das dann die Hämmer antreibt. Der Besucher bekommt so einen realistischen Eindruck von den Abläufen – aber auch von der Geräuschkulisse – in einem solchen Betrieb.

Eine Vitrine zeigt die Methoden und Möglichkeiten, die die Archäometrie – ein Forschungszweig, der mit mineralogischen Methoden die archäologischen Untersuchungen unterstützt – bietet, um an historischen Ofenanlagen zu ermitteln, mit welchen Methoden und bei welchen Temperaturen in der vergangenen Zeit die Erze verarbeitet wurden.

Vorbei an Exponaten, die die Produkte von Eisengießereien, Kunstgießereien und Walzwerken zeigen, gelangt der Besucher in die Abteilung Bergbau. Hier sind historische Schriftstücke – Kux- und Anteilsscheine, Rechnungsbücher der Kupfererzgrube „Gnade Gottes" aus dem Jahr 1784 und der Kupfererzgrube „Goldbach" aus den Jahren 1776 und 1778 sowie die Nassau-Katzenelnbogische Bergordnung aus dem Jahr 1711 – ausgestellt. Daneben vermitteln Tafeln und weitere Exponate einen Überblick über das Leben der Bergleute, die Preise zur damaligen Zeit, Nebenerwerbsmöglichkeiten und deren Notwendigkeit sowie das soziale Umfeld.

Der weitere Rundgang zeigt die technischen Möglichkeiten, die zu verschiedenen Zeiten im Bergbau genutzt wurden und werden. So sind Geleucht und Werkzeug aufgestellt, das Markscheidewesen wird mit seinen Gerätschaften präsentiert und ein Stück Strecke zeigt Türstöcke und die Arbeit vor Ort. Das Modell einer modernen Förderkorbanlage kann der Besucher per Knopfdruck in Bewegung setzen.

Der Rundgang durch den unteren, geologischen und bergbauhistorischen Teil endet mit diesem Einblick in die verschiedenen Werkzeuge. Im Obergeschoß kann man sich über die verschiedenen auch heute noch in Dillenburg ansässigen Branchen und ihre Produkte informieren und einen Rundgang durch das Dillenburger Leben in verschiedenen Epochen unternehmen.

Das Museum hat geöffnet: Dienstag bis Donnerstag 9 bis 12 Uhr und 13 bis 17 Uhr. Die erworbene Eintrittskarte gilt gleichzeitig für den Wilhelmsturm. Auskünfte: Am Schloßberg 3, 35683 Dillenburg, Tel.: 02771/96159.

3.6 Das Emser Bergbaumuseum (FRANK GIRMANN)

Seit Mai 1996 existiert in der Kurstadt Bad Ems das „Emser Bergbaumuseum", das von der seit 1986 als gemeinnützigem Verein bestehenden „Arbeitsgemeinschaft Bahnen und Bergbau e.V." (AGBB) als Träger betrieben wird. Laut Satzung macht sich die AGBB die Pflege und den Erhalt der Bergbautradition von Bad Ems zur Aufgabe. Sie versteht sich als „Arbeitsverein", der vornehmlich durch Eigenleistung dieses Ziel zu erreichen sucht. Mit viel Engagement wurden in der Vergangenheit neben der Einrichtung und Verwaltung des Museums bergbauhistorische Wanderungen durchgeführt, Gerät zusammengetragen und restauriert, Sammlungen aufgebaut und verwaltet, Ausstellungen organisiert und die Schaustollenanlage „Wolfstaller Rösche" hergerichtet.

Der Weg zur Eröffnung des „Emser Bergbaumuseums" war lang und arbeitsintensiv. Das 1853 erbaute, ehemalige Steigerhaus der Emser Bleihütte - vom AGBB-Vorsitzenden 1989 erworben – mußte, bevor überhaupt an einen Mu-

seumsbetrieb zu denken war, grundlegend saniert und umgestaltet werden. Nach Beendigung der Arbeiten präsentiert sich nun das Parterregeschoß als Ausstellungsfläche für die reichhaltigen Sammlungen des Vereins. Eine ständige Weiterentwicklung der Sammlungen und der weitere Ausbau des Museums ist geplant. Ab Mai 1998 soll der Eingangsbereich neu gestaltet werden, mittelfristig ist der Anbau einer Ausstellungshalle geplant. Ebenfalls integriert werden soll das Außengelände, auf dem sich schon heute verschiedene Bergbaumaschinen und auf einer Gleisanlage Fahrzeuge aus dem Gruben- und Feldbahnbereich des Rhein-Lahn-Kreises befinden. Dem letztgenannten Bahnbereich soll als Ergänzung langfristig eine 500 Meter lange Fahrstrecke auf dem Bahndamm der ehemaligen Werkseisenbahn angeschlossen werden.

Dem Emser Bergbaumuseum ist das „Emser Bergbauarchiv" angeschlossen. Es verfügt über Bestände der Montangeschichte des Rhein-Lahn-Kreises und des Wirkungskreises der Stolberger Zink AG. Schwerpunkt ist der Bergbau auf dem sog. Emser Gangzug. Die Sammlung gliedert sich in Grubenrisse, Akten, technische Zeichnungen sowie ein Bildarchiv und wird durch eine Bibliothek ergänzt.

Das Museum ist in vier Abteilungen unterteilt.

Altbergbau (Raum 1): Hier wird der vorindustrielle Bergbau im Raum Bad Ems anhand einiger Exponate dargestellt. An einer Wand findet sich der erste schriftliche Beleg für den Bergbau in Bad Ems in Form einer Urkunde von 1158. Fundstücke aus einem alten Stollen sind Öllampen, eine alte Emser Mineralwasserflasche als Lampenölbehälter sowie Reste einer Schubkarre, mit der vor etwa 200 Jahren das Erz aus den Stollen gefördert wurde. Ein Modell macht die Entwicklung des Altbergbaues im Bereich Blöskopf/Pfingstwiese deutlich: Tagebaue auf dem Berg und einfache Stollen am Berghang, die industrielle Anlage im Talgrund. Ein gußeiserner Ofen weist auf die Ausstellung zum Eisenguß-Industriedenkmal „Nieverner Hütte" im Stadtmuseum Bad Ems, altes Rathaus, hin.

Industrieller Bergbau (Raum 2): Die industrielle Phase des Emser Bergbaues und ihr Höhepunkt sind hier dokumentiert. Persönliche Papiere von Emser Bergleuten liegen aus. Ein originaler Förderwagen mit Haldenerz nimmt die Mitte des Raumes ein. Karbid-Grubenlampen hängen in der Fachwerkwand und unterstreichen die Bedeutung des Lichtes für den Bergmann. Die Paradeuniform eines Obersteigers bildet den Kontrast zu einer Vitrine, die den Streit um die Emser Thermalquellen zwischen Bergbauunternehmen und Quellenverwaltung mit entsprechenden Dokumenten verdeutlicht. Auch das Vermessungswesen und die Sprengarbeit sind hier zu sehen. Ebenfalls wird auf den Einsatz von Kriegsgefangenen im Emser Bergbau eingegangen. Grubenpläne an der Wand zeigen die Ausdehnung der Stollennetze und Schächte. Weitere Exponate sind Originalwerkzeuge (u. a. ein Preßluft-Bohrhammer) und eine Bergmannstoilette, die sogenannte „Atzel".

Soziales, Aufbereitungs- und Hüttenwesen (Raum 3): Raum 3 widmet sich dem Sozialbereich mit Werkswohnungswesen und den Bergmannsvereinen. Der Transport mit der Werkseisenbahn wird am Fragment der 1988 abgebrochenen Remy-Brücke verdeutlicht. In einer Hochvitrine wird auf die Erzwäsche (Aufbereitung) mit ihren Produkten Bleierz, Zinkerz und Kupfererz sowie Spateisenstein, eingegangen. Auch das Strafbuch der Aufbereitung „Silberau" liegt aus und belegt die empfindlichen Strafen, teils gesamte Tagesverdienste, die für „Faulenzen" oder nicht korrekt ausgeführte Arbeit verhängt wurden. Weitere Dokumente beziehen sich auf die Bleischmelze und die Unternehmensentwicklung.

Mineralienkabinett (Raum 4): Im „Mineralogischen Kabinett" zeigt sich die ganze Pracht und Schönheit der heimischen Minerale und Erze. Hier sind vornehmlich Stücke aus der aktiven Zeit des Bergbaues zu sehen, die aus alten Sammlungen stammen. Der Schwerpunkt liegt bei Stufen aus Bad Ems und Umgebung, aber auch angrenzende Reviere, z.B. das Siegerland oder das Moselgebiet, sind durch zahlreiche Exponate vertreten. Besonders hervorzuheben ist die Mineraliensammlung HEINRICH ZORN, Bad Ems, die als bedeutendste und größte am Ort befindliche Kollektion dem Museum 1994 geschlossen übereignet wurde.

Das Emser Bergbaumuseum ist Sonntags zwischen 14.00 und 17.00 Uhr, sowie nach Vereinbarung, gegen Eintritt geöffnet. Kontaktadresse: „ARBEITSGEMEINSCHAFT BAHNEN UND BERGBAU e.V." (AGBB), Emser Hütte 2, 56130 Bad Ems, Tel. 02603/ 14665, e-mail: fgirman0@abo.rhein-zeitung.de.

3.7 Das Heimat- und Bergbaumuseum Esterau in Holzappel

(RUDOLF SCHEID)

Das Heimat- und Bergbaumuseum Esterau im Rathaus von Holzappel entstand 1988 unter der Trägerschaft des „Fördervereins Heimatmuseum Esterau e.V. Holzappel" und dokumentiert die historische Entwicklung des ehemals selbständigen Territoriums Esterau, der späteren freien Grafschaft Holzappel.

Die Geschichte und Entwicklung der Region und der Stadt sind stark mit dem Heerführer Graf PETER MELANDER VON HOLZAPPEL verknüpft, der das Territorium 1643 erwarb. Wegen der Verdienste MELANDERS erhob Kaiser Ferdinand III das Territorium zur Reichsgrafschaft Holzappel. MELANDER wurde nach seinem Tod im dreißigjährigen Krieg in Holzappel in einer unter der evangelischen Kirche gelegenen Gruft beigesetzt. Diese Gruft, in der sich insgesamt 21 Särge befinden, ist heute dem Museum angegliedert und kann besucht werden.

Das Museum selbst ist in verschiedene Räume unterteilt, die die Geschichte der Region darstellen. Da der Bergbau über lange Zeit eine wesentliche Rolle in der Struktur der Region und im Leben der Menschen gespielt hat, sind in allen Räumen Dokumente davon zu sehen.

Die heimische Wohnkultur des 19. Jahrhunderts zeigt die „Esteraustube". Hier gibt es, neben Möbeln und Kleidungsstücken, auch Einrichtungs- und Ge-

brauchsgegenstände aus der Zeit der Jahrhundertwende zu sehen. Alle Exponate haben einen engen Bezug zur Esterau und wurden hier gefertigt und benutzt. Eine Fotowand dokumentiert die Veränderungen markanter Gebäude und das frühere Leben im Städtchen Holzappel im Verlauf der letzten 100 Jahre.

Die Dokumentation der über 200 Jahre langen Geschichte des Erzbergbaus in der Esterau bildet den Schwerpunkt des Museums. Zwei Räume und der Keller sind dem Erzbergbau in der Esterau gewidmet. Gezeigt werden zahlreiche historische Bilddokumente, die einen guten Eindruck von der Arbeit in den Gruben vermitteln und deren Werdegang dokumentieren. Grubenpläne und Fotos heute noch zugänglicher Stollen ergänzen die Präsentation. Die Ausstellung zeigt des weiteren verschiedene Geräte aus der Zeit des aktiven Abbaus im Holzappeler Revier: einen in einem alten Stollen gefundenen und anschließend restaurierten Laufkarren, einen nachgebauten Haspelschacht und viele kleine Gegenstände, wie Grubenlampen, Gezähe, Kratzen und vieles mehr.

Einblick in die Arbeit „vor Ort" gibt der Kellerraum des Museums. Der Besucher steht vor einem Türstock, der eigens für das Museum angefertigt wurde, und hat einen Blick auf einen Holzappeler Grubenhund. In dem realistisch imitierten Stollen sind zwei Bergleute zu sehen, die mit Werkzeugen verschiedener Epochen hantieren.

Wieder am Tageslicht sind in mehreren Vitrinen typische Erze und Gangarten der ehemaligen Gruben des Gebietes ausgestellt. Schön kristallisierte Stufen beispielsweise von Bleiglanz, Pyromorphit und Zinkblende geben einen Eindruck von der Pracht und Reichhaltigkeit der gefundenen Stufen. Abgerundet wird die Mineralienausstellung durch Originalexponate aus der ehemaligen Mineraliensammlung des Erzherzogs STEPHAN (Kap. 3.2), die mit ihren originalen, charakteristischen Sammlungsetiketten zu sehen sind.

Aus dem beim Bergbau gewonnenen Silber wurden im Jahr 1774 die „Holzappeler Bergtaler" als Taler und Halbtaler geprägt. Das Recht dazu stammte noch von der Verleihung der Reichsgrafschaft an MELANDER, denn damit war auch das Münzrecht verbunden. Die Münzen sind eine Besonderheit, da sie kein Porträt, sondern Bergbaumotive zeigen. Auf der Rückseite der Taler ist jeweils die hügelige, sonnenbeschienene Holzappeler Landschaft mit der alten Hütte, zwei Haspelschächten und zwei Stollen abgebildet. Im Museum sind zwei originale Münzen ausgestellt: ein Taler und ein Halbtaler (Abb. 68).

Abb. 68. Rückseite des Holzappeler Talers von 1774.

Dem Museum angegliedert ist ferner der bergbauhistorische „Lehrpfad Grube Holzappel" auf ehemaligem Bergwerksgelände bei Dörnberg-Hütte. Das Museum ist von März bis Oktober jeweils sonntags zwischen 15.00 und 17.00 Uhr sowie nach Vereinbarung geöffnet. Kontaktadresse: Förderverein Heimatmuseum Esterau e.V. Holzappel, 56379 Holzappel, Tel. 06439 / 408 oder 7542 oder 7390.

3.8 Das mineralogische Museum der Philipps-Universität Marburg

(KAY U. SCHÜRMANN)

Eine der bedeutendsten mineralogischen Sammlungen Deutschlands und die größte und umfangreichste Hessens befindet sich im Mineralogischen Museum der Philipps-Universität in Marburg. Etwas versteckt an der nordöstlichen Ecke des Firmaneiplatzes liegt im Rücken der Elisabethkirche das altehrwürdige Gebäude mit dem steilen Schieferdach und dem charakteristischen, runden Erkerturm. Es wurde im Jahre 1515 als Backhaus und Kornspeicher in der Nordwestecke des großen Gutshofes des Deutschritterordens erbaut. Als der Gutshof Ende des 19. Jahrhunderts der sich ausbreitenden Stadt weichen mußte, blieb allein der Kornspeicher erhalten.

Das alte Gebäude wurde in den Jahren 1968-1974 auf Initiative des damaligen Institutsdirektors Prof. Dr. ERWIN E. HELLNER und des inzwischen verstorbenen früheren Kustos Dr. GEORG BIRKE vollständig renoviert und zum Museum ausgebaut. 1977 konnten – anläßlich des 450-jährigen Universitätsjubiläums – die ersten beiden Ausstellungssäle von dem damaligen Kustos Dr. REINHARD HELMBOLD der Öffentlichkeit vorgestellt werden. Heute ist das sechsgeschossige Gebäude vollständig eingerichtet und bildet mit seinen drei übereinanderliegenden Ausstellungssälen, zwei Magazinebenen und einem doppelstöckigen Dachspeicher ein Schmuckstück in der historischen Altstadt Marburgs.

Die Geschichte der mineralogischen Sammlung, die bis heute hauptsächlich eine Lehr- und Forschungssammlung darstellt, ist eng mit der Entwicklung der Mineralogie und in den Frühzeiten auch der Geologie der Marburger Philipps-Universität verknüpft. Bereits 1790 wurde durch den Mathematiker J. G. WALDIN (1728-1795) ein „Hessisches Mineralien-Cabinet" eingerichtet. Damals hatten die hessischen Bergwerke und Hütten auf Dekret des Landgrafen WILHELM IX. regelmäßig geeignete Erz- und Mineralstufen an das neu eingerichtete Mineralienkabinett zu liefern. Nach WALDINS Tod übernahm J. C. ULLMANN (1771-1821) die Betreuung der Sammlung. Es folgte eine Zeit der Konsolidierung, bis 1853 C. A. H. GIRARD (1814-1878) die wertvolle Privatsammlung HERZ mit über 4000 Inventarnummern erwarb. F. G. KLOCKE (1847-1884) konnte die Sammlung durch den Ankauf der PRÜMschen Mineraliensammlung aus Berlin mit 387 ausgesucht guten Stufen bereichern. Der Edelsteinkundler M. H. BAUER (1844-1917) war von 1885 bis 1915 Direktor des Mineralogischen Institutes. Durch Kauf, Tausch und eigene Sammeltätigkeit ergänzte er die Sammlung zusammen mit R. A. BRAUNS (1861-1937) - besonders Italien und Alpenländer - und A. SCHWANTKE (1881-1944) - besonders Skandinavien und Grönland. O. WEIGEL (1881-1944) brachte

von ausgedehnten Reisen nach Indien, Thailand, Burma (heute Myanmar) und Ceylon (heute Sri Lanka) ca. 20.000 Mineral- und Gesteinsproben aus Edelsteinlagerstätten mit. Zahlreiche gute Stufen stammen auch von den Exkursionen des Institutes, von Marburger Mineraliensammlern und aus Mitteln des Museumsfreundeskreises.

Heute verfügt das Museum neben dem oben genannten Edelsteinmaterial über 60.000 Minerale (2.000 verschiedene Spezies), 50.000 Gesteine und Erze und 150 Meteoriten. 3.000 Exponate aus dieser Sammlung werden in 72 Wand- und Stellvitrinen in den drei Sälen mit über 600 m^2 Ausstellungsfläche gezeigt. Das wohl einmalige Ambiente der Ausstellung wird durch die gelungene Kombination alter Bauelemente mit moderner Ausstellungstechnik geprägt. Die Vitrinen sind vorzüglich beleuchtet und harmonisch zwischen die mächtigen, handbehauenen, eichernen Deckenstützen eingefügt.

Die mineralogische Schausammlung wird im 1. und 2. Saal gezeigt. Sie ist nach dem kristallchemischen System von H. STRUNZ geordnet. Zur Erzielung einer guten Lichtführung innerhalb der Vitrinen sind bei den einzelnen Exponaten lediglich der Mineralname und eine Nummer angegeben. Die weiteren Erläuterungen zu den ausgestellten Mineralen (chemische Formel, Kristallklasse und Fundort) können mittels der Nummer an den oberhalb der Vitrinen angebrachten Schrifttafeln abgelesen werden. Quasi als Einstieg in das Museum sind im 1. Saal zahlreiche Sondervitrinen aufgestellt - darunter zwei von Privatsammlern bestückte Vitrinen zu den Themen: „Turmaline" und „Siegerland", die Vitrine 3 mit einer 80 × 60 cm großen Vanadinitstufe aus Touissit (Marokko) - das Gegenstück ist im Museum der Smithsonian Institution in Washington ausgestellt - und u.a. einer Stufe von Ferroaxinit aus Dalnegorsk in Ostsibirien mit über 5 cm großen Kristallen. Besondere Aufmerksamkeit gilt auch stets der Vitrine 4 mit dem Eisenmeteoriten von Treysa (63 kg) - dem einzigen Meteoriten, bei dem es mit Hilfe des damals in Marburg lehrenden ALFRED WEGENER gelang, aufgrund subjektiver Beobachtungen der Fallerscheinungen und ihrer gewichteten Auswertung den späteren Fundort mit einer Abweichung von nur 800 m zu errechnen. An der Südwand des 1. Saales sind die 7 Kristallsysteme in symbolisch hinterlegten Wandvitrinen dargestellt. Eine kleine Kabine mit fluoreszierenden Mineralen rundet den 1. Saal ab.

Im 2. Saal sind - zusätzlich zu den Vitrinen der systematischen Schausammlung - noch vier Sondervitrinen mit einer Präsentation von Vorkommen aus der Region, eine Vitrine mit Mineralen aus Tsumeb/Namibia und eine mit Exponaten von Poona/Indien zu sehen. Einige Fensternischen sind mit exzeptionellen Großstufen bestückt.

Im 3. Saal sind neben einem knapp 100 m^2 großen Areal für Sonderausstellungen exemplarisch Gesteine und Erze ausgestellt - einen Schwerpunkt bilden hier vulkanische Produkte, die in einem aktivierbaren Modell des Schichtvulkans Mayon

(Philippinen) ihren optischen und akustischen Höhepunkt finden.

Ob Fachmann oder Laie - in jedem Fall sollte für Besucher der alten Universitätsstadt Marburg ein (kostenloser) Besuch des Mineralogischen Museums auf dem Programm stehen.

Öffnungszeiten: Mittwoch: 10.00 bis 13.00 und 15.00 bis 18.00 Uhr, Donnerstag, Freitag: 10.00 bis 13.00 Uhr, Samstag, Sonntag: 11.00 bis 15.00 Uhr.

3.9 Die mineralogischen und geologischen Sammlungen des Museums Wiesbaden (THOMAS KIRNBAUER)

Die naturwissenschaftlichen Sammlungen des Museums Wiesbaden zählen zu den fünfzehn größten Deutschlands. Die geologischen, paläontologischen und mineralogischen Sammlungen umfassen ca. 75000 Stücke – darunter befinden sich zahlreiche Mineral- und Erzstufen aus inzwischen erloschenen, klassischen Fundgebieten, so dem Bad Ems–Braubacher Revier, dem Lahn-Dill-Gebiet und dem Siegerland (KIRNBAUER 1997b). Die naturwissenschaftlichen Sammlungen sind in den letzten Jahren in den Blickpunkt der Öffentlichkeit gerückt, da Pläne der Landesregierung bestanden, die Sammlungen aufzulösen. Massive Proteste aus dem In- und Ausland, getragen von naturwissenschaftlichen Gesellschaften und Fachverbänden, von Wissenschaftlern und Mineraliensammlern, aber auch von der Wiesbadener Bevölkerung, scheinen dies verhindert zu haben.

Der Aufbau und die Geschichte der Sammlungen sind eng mit dem 1829 gegründeten Nassauischen Verein für Naturkunde verbunden, dem vor allem im letzten Jahrhundert zahlreiche berühmte Geologen, Mineralogen und Lagerstättenkundler angehörten, darunter LEOPOLD V. BUCH, KARL V. DECHEN, OSKAR FRAAS, GEORG AUGUST GOLDFUSS, CARL V. GÜMBEL, FRANZ V. HAUER, CARL FRIEDRICH NAUMANN, JOHANN JAKOB NÖGGERATH und KARL SCHLOSSMACHER. Durch den Verein wurde das „Naturhistorische Museum" ins Leben gerufen; der Nassauische Staat stellte Räume, logistische Unterstützung und finanzielle Hilfen zur Verfügung. Grundlage der Mineraliensammlung bildete eine Schenkung des bekannten Staatsministers KARL Reichsfreiherr VOM STEIN (1757-1831). Der im Alter von 25 Jahren zum Oberbergrat ernannte V. STEIN hatte, bevor er sich vollständig der Politik widmete, alle bedeutenden Bergbaubezirke Deutschlands bereist. Weitere Erwerbungen der Anfangszeit kamen von den Bergmeistern JUNG aus Müsen (Siegerland), L. ERBREICH aus Siegen und dem Herzoglich Nassauischen Oberbergrat FRIEDRICH ODERNHEIMER.

Vorrangiges Ziel war es, die im Herzogtum vorkommenden Gesteine, Fossilien, Erze und Mineralien vollständig zu dokumentieren. Deshalb veranlaßte die Herzogliche Landesregierung die Beamten der Bergverwaltung, Erz- und Mineralproben zu sammeln und dem Museum zur Verfügung zu stellen; sie beauftragte Markscheider DANNENBERG, „das ganze Land mit Beziehung auf diesen Zweck zu bereisen", anschließend die eingesammelten Mineralien systematisch aufzu-

stellen und einen Katalog anzufertigen (Abb. 69 zeigt einen Ausschnitt aus diesem Katalog mit einer Auflistung von Stufen klassischer nassauischer Fundorte). Auf diesem Wege erhielt das neu errichtete Museum „eine complette Sammlung Nassauischer oryktognostischer Mineralien und Felsarten". Neben der regionalen Sammlung des Herzogtums baute man im Museum eine systematische Sammlung und eine Lehr- und Lernzwecken dienende Sammlung auf, wobei ausdrücklich hervorgehoben wurde, daß es nicht in der Absicht lag, „grosse Summen auf sogenannte Renomirstücke zu verwenden" und „Collektionen von Raritäten und Curiositäten zusammen zu bringen, die zwar das grosse Publikum momentan in Erstaunen setzen, aber im Grunde leer ausgehen lassen".

Die wissenschaftlich bedeutenden Sammlungsbestände sind fast alle mit dem Namen von FRIDOLIN SANDBERGER (1826-1898) verknüpft. SANDBERGER war einer der großen Geologen des letzten Jahrhunderts, der sich u.a. in der Mineralogie und der Lagerstättenkunde, in der er das Konzept der Lateralsekretion erarbeitete, große Verdienste erwarb. Im Museum Wiesbaden befindet sich ein großer Teil des Belegmaterials zu seinen Arbeiten. Durch seine wissenschaftlichen Kontakte und Publikationen sorgte SANDBERGER für wertvolle Zuwächse der Sammlungen.

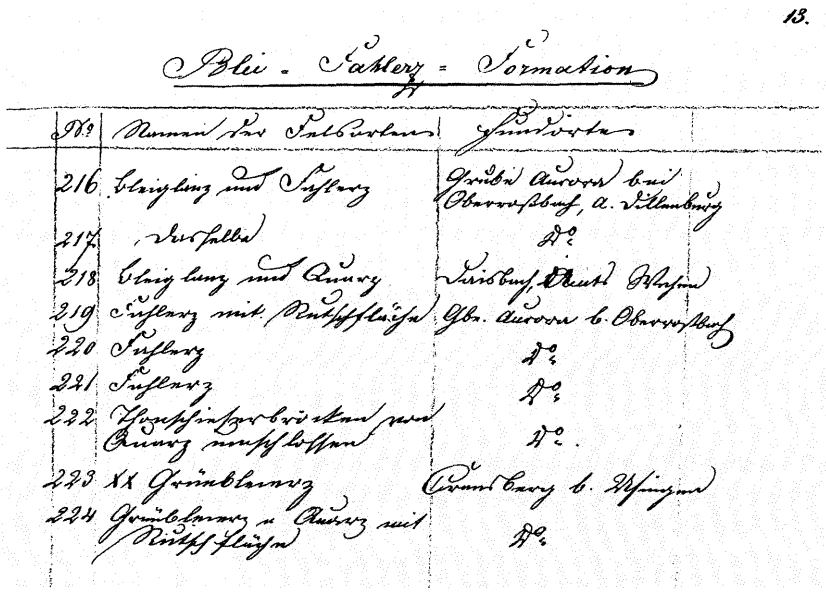


Abb. 69. Ausschnitt aus dem „Catalog der Geognostischen Sammlung des Herzogthums Nassau" (um 1840, angefertigt von Markscheider DANNENBERG). Angeführt sind Stufen der „Blei-Fahlerz-Formation": Bleiglanz, Fahlerz (z.T. mit Harnischen) und Quarz von der Grube „Aurora" bei Niederroßbach (Dillmulde); Bleiglanz mit Quarz von der Grube „Haus Nassau" bei Daisbach (Westtaunus); Pyromorphit und Quarz (mit Harnischen) von der Grube „Jeanette" bei Kransberg (Osttaunus).

Weiteren Auftrieb erhielten die Sammlungen ab 1880 durch den bekannten Taunusgeologen CARL KOCH (1827-1882) und in diesem Jahrhundert durch den Landesgeologen und Geheimen Bergrat Prof. Dr. AUGUST LEPPLA (1859-1924). 1915 konnte ein neues Museumsgebäude in der Rheinstraße bezogen werden, in dem die Sammlungen noch heute untergebracht sind. Die heutige Aufstellung der mineralogischen Schausammlung geht auf den Vereinsvorsitzenden und Museumsdirektor Dr. FRIEDRICH HEINECK (1880-1979) zurück, einen Schüler des Gießener Mineralogen Prof. REINHARD BRAUNS. Sie richtet sich – wohl einmalig in Deutschland – nach dem berühmten, 1903 erschienenen Prachtband „Das Mineralreich" (R. BRAUNS 1903). 1925 konnte das Museum die Sammlung des in Wiesbaden verstorbenen Majors v. TSCHUDI, „die fast nur ausgesucht schöne Stücke enthielt", erwerben. Viele der heute ausgestellten Prunkstücke der systematischen Mineraliensammlung entstammen diesem Ankauf.

Im Jahre 1973 ging das Museum aus Stadtbesitz in das Eigentum des Landes Hessen über und ist inzwischen dem Ministerium für Wissenschaft und Kunst unterstellt. Seit 1987 ist ein Kunsthistoriker Direktor des Museums Wiesbaden. Seither sind dem naturwissenschaftlichen Museum – nach und nach – insgesamt 10 Ausstellungsräume und 6 Arbeitsräume entzogen worden. Die früher vorhandene Ausstellungsfläche von 2350 m^2 ist auf nunmehr 660 m^2 reduziert worden. Zwei der drei Räume – und damit wesentliche Teile – der geowissenschaftlichen Sammlung sind inzwischen geschlossen worden. Diese drastischen Maßnahmen betreffen u.a. den wichtigen Eingangssaal („Steinsaal") mit der geologischen Heimatsammlung und den Ecksaal mit den nassauischen Bodenschätzen. Relevante Ausstellungsthemen mit angewandtem Aspekt (wie Rohstoffgewinnung, geologische Landeskartierung, Wiesbadener Thermalquellen) oder mit regionalem Bezug (Nassau) werden dadurch der Öffentlichkeit vorenthalten. Als Folge dieser rigiden Vorgehensweise werden die geowissenschaftlichen Sammlungen heute nur noch in einem Raum präsentiert. Großartige Sammlungsstücke sind in den Magazinen verschwunden, so – als ein Beispiel von vielen – ein etwa 50 cm (!) hoher, stalaktitisch ausgebildeter Brauner Glaskopf von Siegen, der früher im Lagerstättenraum gezeigt wurde. Da auch die vor Jahren freigewordene Stelle des Geowissenschaftlers nicht mehr besetzt worden ist, bietet die Sammlung heute ein eher trauriges Bild.

Trotz der unwürdigen Zustände lohnt sich ein Besuch der Sammlung. Nur wenige Mineralogische Museen haben in Deutschland den Zweiten Weltkrieg unbeschadet überstanden; die Sammlung des Landesmuseums Wiesbaden zählt zu ihnen und kann deshalb Schätze präsentieren, die anderenorts vernichtet worden sind. Zudem sind im Museum Wiesbaden – im Gegensatz zu allen anderen Museen im Rhein-Main-Gebiet – eine umfangreiche systematische Mineraliensammlung und eine Sammlung mit regionalem Schwerpunkt (Rhein-Main-Gebiet und seine Nachbarregionen) ausgestellt.

Anschrift und Öffnungszeiten: Museum Wiesbaden, Friedrich-Ebert-Allee 2, 65185 Wiesbaden (gegenüber der Rhein-Main-Halle). Öffnungszeiten: Dienstag bis Sonntag 10 bis 16 Uhr. Mitglieder des Nassauischen Vereins für Naturkunde erhalten freien Eintritt.
Der Nassauische Verein für Naturkunde bietet im Rahmen seiner Sommer- und Winterprogramme regelmäßig Führungen durch die Sammlungen an.

3.10 Die Mineraliensammlungen im Naturhistorischen Museum Mainz

(SUSANNE PETRA SCHWENZER & WOLFGANG HOFMEISTER)

Am Naturhistorischen Museum Mainz/Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz werden vier mineralogische Sammlungen betreut: die Allgemeine Sammlung, die Rheinpfalz-Sammlung, die Landessammlung und die Sammlung VICTOR GOLDSCHMIDT. Die Sammlungen blicken auf eine außerordentlich reiche und bedeutende Vergangenheit zurück und stellen in ihrer Gesamtheit heute die umfangreichsten mineralogischen Sammlungen für das Land Rheinland-Pfalz dar.

Die **Landessammlung Rheinland-Pfalz** konnte seit 1984 durch Spenden, die den Erwerb seltener Mineralien aus historischen Bergbaugebieten des Landes erlaubten, beträchtlich vergrößert werden und es war seit dieser Zeit möglich, ständig noch bestehende Lücken in kleinerem Umfang zu schließen. Weiter vervollständigt an Mineralspezies rheinland-pfälzischer Fundorte wurde die Sammlung durch den Übergang einer Belegsammlung aus dem Institut für Geowissenschaften an das Museum und den Ankauf der Sammlung RUNKEL (Siegerland, Westerwald und Emser Revier) im Jahr 1989. Die Landessammlung für Naturkunde/Mineralogie ist heute die umfassendste wissenschaftliche Sammlung eines geschlossenen Bereichs und eine der bedeutendsten Schausammlungen des Landes. Ziel der Sammlung ist es, von jedem aus Rheinland-Pfalz bekannten Mineral zumindest ein Belegstück zu besitzen und gleichzeitig alle bekannten Fundorte möglichst vollständig hinsichtlich der Mineralführung und montanhistorischen Vergangenheit zu dokumentieren.

Im Jahr 1983 wurde aus dem Magazin des Naturhistorischen Museums Mainz ein lange verschollener Schatz geborgen: Die **Sammlung VICTOR GOLDSCHMIDT**, bestens bekannt durch den „Atlas der Krystallformen". Im Jahr 1909 übergab Prof. V. GOLDSCHMIDT (* 10. 2. 1853 in Mainz) anläßlich der Eröffnung des Naturhistorischen Museums seine Mineraliensammlung und stiftete zusätzlich 10000 Mark zur Erweiterung und Vervollständigung der Sammlung. V. GOLDSCHMIDT, seit 1904 Ehrenmitglied der Rheinischen Naturforschenden Gesellschaft in Mainz, war seiner früheren Heimat treu geblieben.

Nach diesem Datum trat ein weiterer bekannter Mineraloge in Erscheinung: Prof. Dr. AUGUST NIES. Der in Gießen geborene A. NIES promovierte 1877 bei Prof. STRENG über neue Phosphatminerale, nämlich Strengit und Eleonorit von der Grube „Rotläufchen" bei Waldgirmes. Das Originalstück Strengit ist noch vorhanden. 1879 trat STRENG in Mainz als Professor in den Schuldienst ein und

leitete bis zu seinem Tod im Jahr 1931 die Mineralogischen Sammlungen. Die von V. GOLDSCHMIDT gestiftete Geldsumme wurde für den Ankauf eines Teils der NIES-Sammlung verwendet, womit die Sammlung ein Gemisch aus den Sammlungen von GOLDSCHMIDT und NIES wurde. Die Verquickung der beiden Sammlungen zeigt sich in R. BRAUNS „Das Mineralreich" (1903): Fast alle der dort abgebildeteten Stücke der Sammlung NIES konnten wiedergefunden werden. Auch Stücke, die in V. GOLDSCHMIDTS „Atlas der Krystallformen" abgebildet sind, konnten bei einer Sichtung der Sammlung gefunden werden. Die Sammlung umfaßt ca. 1200 Mineralgruppen und Kristalle und ist mit ihren Sammlungsetiketten als eigenständige, naturwissenschaftlich-historische Rarität separat aufgestellt.

Im Herbst 1981 erhielt das Naturhistorische Museum Mainz über das Geologische Landesamt Rheinland-Pfalz eine weitere, bedeutende geowissenschaftliche Sammlung: Vom Bayerischen Geologischen Landesamt in München wurde die ca. 2200 Mineralproben und 5000 Gesteine aus der ehemals bayerischen Rheinpfalz umfassende **Rheinpfalz-Sammlung** nach Mainz gebracht. Die Funde dieser einmaligen Sammlung stammen – soweit nachweisbar – aus den Jahren um 1800 bis 1935, sind jedoch zum Teil beträchtlich älter und wurden größtenteils von den Geognosten Dr. H. ARNDT, Dr. O.-M. REIS und Dr. A. SCHWAGER zusammengetragen. Daneben sind in dieser Sammlung weitere Kostbarkeiten anderer, älterer Sammlungen enthalten, so z.B. Stücke aus den Sammlungen C. W. GÜMBELS und M. FLURLS. Die Rheinpfalz-Sammlung umfaßt Erze, Mineralien und Gesteine aller in Betrieb befindlichen Bergwerke der Jahrhundertwende im Gebiet Rheinhessen, Pfalz und Saar-Nahe-Bergland. Sehr reichhaltig wurden vor allem die Achatvorkommen, die Kupfer-Silbererz-Gruben bei Imsbach (Donnersberg) und die Quecksilbervorkommen der Nordpfalz besammelt. Die Sammlung stellt darüber hinaus die größte Beleg- und Schausammlung über den 500-jährigen Quecksilberbergbau dar. Im Jahr 1982 konnte an einem dieser alten Stücke das neue Mineral Shakovit entdeckt und beschrieben werden.

Die **Allgemeine Sammlung** des Museums ist eine Sammlung möglichst aller bekannten Minerale verschiedener Fundorte. Sie ist nach kristallchemischen Kriterien in Anlehnung an die Tabellen von STRUNZ (1977) geordnet und dient als Grundlage für vergleichende Studien, aber auch für spezielle Ausstellungen und zu museumspädagogischen Zwecken.

Das Museum ist täglich – außer Montag – von 10 bis 17 Uhr, Dienstag und Donnerstag bis 20 Uhr geöffnet. Auskünfte: Naturhistorisches Museum Mainz, Mitternacht/Reichklarastr. 10, Tel.: 06131/122646.

4 Exkursionen

Für die im Rahmen der Sommertagung der VFMG in Herborn (Lahn-Dill-Kreis), am 26. und 27. September 1998 vorgesehenen geowissenschaftlichen Exkursionen wurden sieben Gebiete ausgewählt, die in der Umgebung des Tagungsortes liegen und inhaltlich einen Großteil der in den Kapiteln 1 bis 3 behandelten Themen abdecken. Abb. 70 gibt einen Überblick über die geographische Lage der einzelnen Exkursionsgebiete.

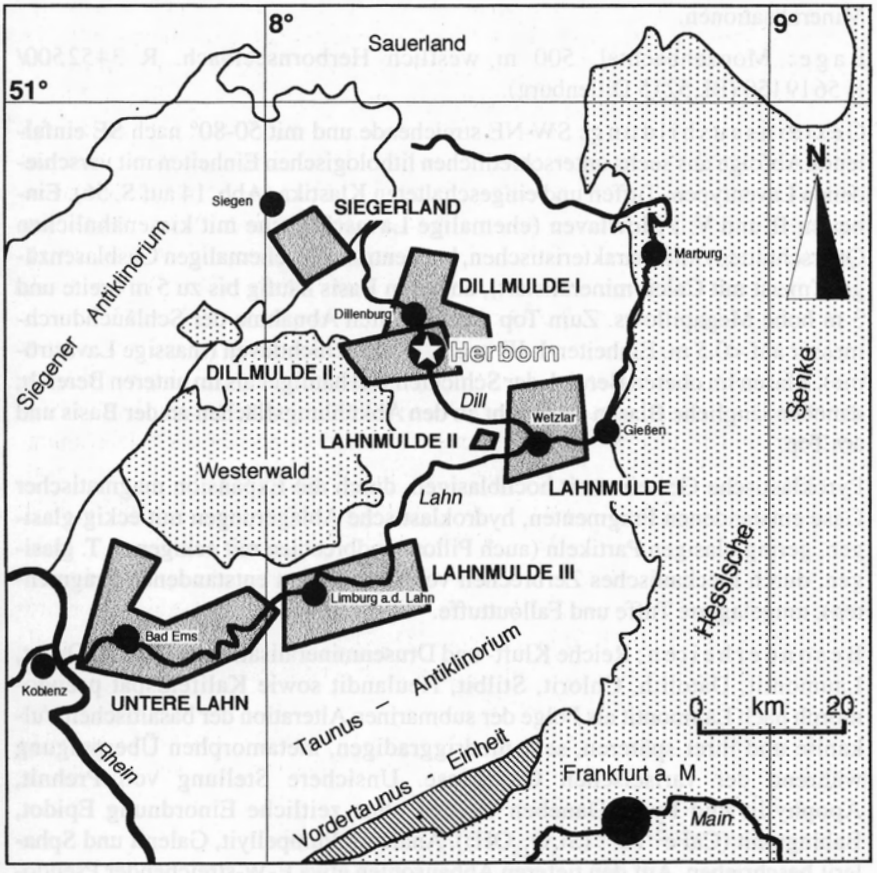


Abb. 70. Lage der Exkursionsgebiete.

4.1 Dillmulde I: Roteisenerze, Buntmetallerze und „Diabase"

(Ulrich F. Hein, Uwe Spamer, Joachim Hartmann & Jens Schneider)

Der Exkursionsraum bietet einen umfassenden, geologischen Querschnitt durch die tektonostratigraphische Entwicklung der Dillmulde (sedimentäre und vulkanische Abfolgen, hydrothermale Mineralisationen). Daneben können im Gelände zahlreiche Relikte des ehemals intensiven Eisensteinbergbaus im Schelder Wald und des historischen Altbergbaus auf Buntmetalle (Cu, Ni) studiert werden.

1. Herbornseelbach, Diabaswerk der Fa. Jakob & Weigel KG

Abfolge von unterkarbonischen, basaltischen Metavulkaniten, hydrothermale Mineralisationen.

Lage: Monzenbachtal, 500 m westlich Herbornseelbach. R 3452500/ H 5619150 (Bl. 5215 Dillenburg).

Gesteinsausbildung: SW-NE streichende und mit 50-80° nach SE einfallende Abfolge aus sechs unterschiedlichen lithologischen Einheiten mit verschiedenen Laventypen, Tuffen und eingeschalteten Klastika (Abb. 14 auf S. 56). Einheiten II und V: Pillowlaven (ehemalige Lavaschläuche mit kissenähnlichen Querschnitten) mit charakteristischen, konzentrischen, ehemaligen Gasblasenzügen (meist mit Calcit mineralisiert), an deren Basis häufig bis zu 5 m breite und 3 m hohe Megapillows. Zum Top der Einheiten Abnahme der Schlauchdurchmesser auf <0,5 m. Einheiten I, III und z.T. VI: Schichtlaven (massige Lavaströme). Blasen im oberen Bereich der Schichten viel häufiger als im unteren Bereich; daneben längliche Blasen senkrecht zu den Abkühlungsflächen an der Basis und am Top.

Pyroklastische Gesteine mit hochblasigen, durch die Expansion magmatischer Gase entstandenen Fragmenten, hydroklastische Ablagerungen mit eckig-glasigen, gering blasigen Partikeln (auch Pillowrandbreccien mit eckigen, z.T. glasigen, durch mechanisches Zerbrechen von Pillowlaven entstandenen Fragmenten), umgelagerte Tuffe und Fallouttuffe.

Besonderheiten: Reiche Kluft- und Drusenmineralisation mit Calcit, Quarz, Laumontit, Datolith, Chlorit, Stilbit, Heulandit sowie Kalifeldspat pseudomorph nach Laumontit als Folge der submarinen Alteration der basaltischen Vulkanite und ihrer späteren, sehr niedriggradigen, metamorphen Überprägung während der variscischen Orogenese. Unsichere Stellung von Prehnit, Apophyllit und Pyrit. Daneben werden ohne zeitliche Einordnung Epidot, Babingtonit ($CaFe^{2+}Fe^{3+}$ ($Si_5O_{14}OH$)), Analcim, Pumpellyit, Galenit und Sphalerit beschrieben. Auf den tieferen Abbausohlen etwa E-W-streichender Pseudomorphosenquarzgang („Riesengang"). Letzterer als übergeordnete, mineralisierte, postvariscische Struktur über mehrere Kilometer mit E-W Streichen zu verfolgen.

Literaturhinweise: KAUTH (1867), VIETEN (1971), KURZ (1975), WILKE (1978), WILKE (1979), SCHMINCKE & SUNKEL (1987), NESBOR (1997).

2. Oberscheld, Besucherbergwerk Grube „Ypsilanta"
Ehemalige Roteisensteingrube, zum Besucherstollen ausgebaut.

Lage: Etwa 1 km NNE Oberscheld, Südhang der Klingelbach. R 3455550/ H 5623100 (Bl. 5216 Oberscheld).

Hinweise: Roteisenstein-„Grenzlager". Grubenfeld 1839 verliehen, mit Unterbrechungen bis 1934 Abbau im Stollen/Schachtbetrieb. Sehr reiner bis kieseliger Eisenstein in bis zu 3 m mächtigen Mitteln. Im Besucherstollen hauptsächlich Nebengesteine: Basische Metavulkanite und -vulkaniklastite („Diabas", „Schalstein"), Sedimente der Dillenburg-Formation (Kap. 1.3) geringe hydrothermale Mineralisation mit Calcit, Laumontit etc.

Literaturhinweise: Kap. 2.2.4, GEORG et al. (1985), FROHWEIN (1885), BENDER et al. (1997).

3. Oberscheld, Pinge am Handstein
Kleine Pinge, angelegt auf gangförmigen, postvariscischen Baryt, Grubenfeld „Friedrich".

Lage: Etwa 500 m südöstlich des Gebäudes der Lebenshilfe an der Straße L 3363 Oberscheld–Bad Endbach. R 3455570/H 5623080 (Bl. 5216 Oberscheld).

Hinweise: In der Umgebung der Grube „Handstein" zahlreiche postvariscische Barytgänge auf Störungen (Streichen W-E-, N-S- und NW-SE). Baryt zeigt alle Übergänge von der teilweisen bis zur völligen Verquarzung. Daneben Fe-Mn-Oxide/Hydroxide, wenig Chalkopyrit.

Literaturhinweis: STOPPEL (1997).

4. Scheldetal, Gelände der ehem. Grube „Hilfe Gottes" bei Nanzenbach
Vulkanogen-exhalative Manganerze, Nickelerze, Magnetit.

Lage: Etwa 4 km NNE Oberscheld, Tal südwestlich des Herrnberges (440,2 m). R 3455375/H 5625975 (Bl. 5216 Oberscheld).

Gesteinsausbildung: Sehr feinkörnige Ausbildung der Erze mit primären Texturen, die eine vulkanogene, exhalativ-sedimentäre Entstehung der Erzlager dokumentieren. Sehr komplexe Erzparagenese: Hauptgemengteile der primären Erze: Hämatit, Bementit, Calcit, Rhodochrosit, Ca-Mn-Karbonate, Quarz. Nebengemengteile: Braunit, Manganit, Pyrit, Bravoit, Chlorit, Inesit. Akzessorien: Magnetit, Sphalerit, Galenit, Alabandin, Millerit (Taf. VIII, 4), Covellin, Markasit, Chalkopyrit, Bornit, Ilmenit, gediegen Kupfer. Auf jüngeren Gängen, die die Erzlager schneiden: Bementit, Pyroxmangit, Graphit, Kupferkies, Bleiglanz, Mn-Calcit und gediegen Kupfer. Hauptbestandteile in drei unterschiedlichen Paragenesen entwickelt: Quarz-Hämatit-Calcit, Bementit-Quarz-Rhodochrosit-Calcit-Hämatit und Bementit-Rhodochrosit-Ca-Mn-Karbonate-Hämatit.

Hinweise: Ausbisse und Halden des Manganerzlagers der Grube „Herrnberg" 2,3 km ESE Nanzenbach. Zwischen Nanzenbach und dem östlich gelegenen Scheldetal SW-NE-streichendes und mit 80° nach SE einfallendes Erzlager, eingeschaltet in unterkarbonischen „Deckdiabas", verfolgbar über ca. 1800 m. Im zentralen Bereich über 250 m streichende Länge kieseliges Hämatiterz, darin Einschaltungen von Eisenkiesel. Nach SW bzw. NE anschließende Lagerteile aus bis zu 1,5 m mächtigen, peripher ausdünnenden Manganerzen mit nur wenigen Hämatiteinschaltungen zusammengesetzt. Grube „Hilfe Gottes" im 19. Jahrhundert wichtigste Nickelerzgrube des Dillreviers, früher Kupfererzgewinnung auf 13 Gängen. 2-10 m mächtiges Nickelerzlager mit etwa 200 m streichender Länge und 90 m vertikaler Ausdehnung. Auf Halden Roteisenstein, Calcit, Magnetit, Chalkopyrit, Pyrit, Ni-Pyrit, spärlich Millerit, Galenit, Sphalerit, Co-Fahlerz, Malachit, Erythrin.

Literaturhinweise: KAUTH (1867), FROHWEIN (1885), LASPEYRES (1893), HUCKRIEDE (1996), NESBOR (1997).

5. Dillenburg, Wegprofil „Laufender Stein"

Einziger gut zugänglicher Übertageaufschluß des Roteisenstein-"Grenzlagers" an der Grenze Mittel-/Oberdevon in der Dillmulde.

Lage: Dillenburg, oberhalb des Bahnhofs, wenig östlich des Bahnhofsgebäudes. R 3450350/H 5622390 (Bl. 5215 Dillenburg).

Gesteinsausbildung und Hinweise: Entlang des Fahrweges oberhalb der Bahngleise mit 60° nach SE einfallender Normalflügel eines Spezialsattels mit folgendem Profil (N-S):

An der Basis hochporöse, z.T. zerscherte Pillowlaven des oberen Mitteldevons (Givet) lokal mit vulkaniklastischen Anteilen, in älteren Literaturhinweisen als „Givet-Schalstein" beschrieben. Darüber Roteisenstein-"Grenzlager" (ca. 5 m mächtig), das bereits tiefstes Oberdevon (Adorf) repräsentiert. Dieses von ca. 20 m mächtigen Dillenburger Schichten überlagert, vier Untereinheiten: Etwa 4 m mächtiger, basaler Schichtlavastrom („Intrusivdiabas" d. älteren Literaturhinweise), ca. 6 m überlagernde, geschichtete Tuffe, ca. 4 m mächtige stark blasige Pillowlaven und ca. 4,5 m mächtige Tuffe am Top. Über Dillenburger Schichten Adorfplattenkalke und Adorf-Nehden-Grenzschiefer. Beide nicht mehr im Wegprofil, sondern nur in den tieferen Anschnitten entlang der Bahngleise aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse werden in den oberen Dillenburger Schichten durch streichende Störungen mit Ruschelzonen (Überschiebungen), an denen die Gesteine spezialgefaltet und verschuppt sind, verkompliziert. Daneben zwei steil nach S einfallende Verwerfungen, an denen der Schichtverband geringfügig versetzt ist.

Besonderheiten: Im Profil und in einer Tagebaupinge oberhalb des Weges Ausbiß postvariscischer Barytgängchen.

Literaturhinweise: LIPPERT et al. (1970), SCHMINCKE (1988).

6. Nanzenbach, Halde der ehem. Kupfererzgrube „Gemeinezeche"
Postvariscische Quarz-Chalkopyrit-Mineralisation, ausgeprägter Eiserner Hut.

Lage: Etwa 500 m SE Nanzenbach. R 3453450/H 5626230 (Bl. 5216 Oberscheld).

Hinweise: Alte Kupfererzgrube, vor allem im 18. Jahrhundert Gewinnung von Kupfererzen, erster nachweislicher Betrieb 1728. Untertägige Untersuchungsarbeiten noch bis 1940, ausgehend von der benachbarten Grube „Neuer Muth". Im Feld „Gemeinezeche" fünf zwischen 0,6 und 4 m mächtige Gänge mit Chalkopyrit, Pyrit und teils feinverteiltem Galenit; Gangarten: Quarz, Calcit. Erztrümer zwischen 0,15 und 0,8 m mächtig. Nebengesteine: Metavulkanite und -vulkaniklastite („Diabas", „Schalstein"), Tonschiefer, Roteisenstein. Ausgeprägte Oxidationszone (Eiserner Hut), teilweise ehemals bauwürdig, mit Chrysokoll, Cuprit, Malachit, Azurit, Brauneisenstein. Haldenfunde: Quarz, Malachit, Brauneisenstein, Calcit.

Literaturhinweise: BECHER (1789), CRAMER (1827), KAUTH (1867), FROHWEIN (1885), WILKE (1979), THEUERJAHR (1997).

7. Uckersdorf, Rodelstein
Eisenkiesel-Klippenzüge über unterkarbonischen Metabasalten („Deckdiabas").

Lage: Südlich-südöstlicher Abhang des Rodelsteins, ca. 1 km nordwestlich von Uckersdorf. R 3446300/H 5618925 (Bl. 5215 Dillenburg).

Gesteinsausbildung und Hinweise: Am Rodelstein und dem westlich angrenzenden Otterich (500 m NE Medenbach) sind mehrere Eisenkieselzüge als Einschaltungen über einzelnen Ergüssen des unterkarbonischen „Deckdiabases" aufgeschlossen. Die Bänke und Linsen sind als Härtlinge herausgewittert und können über mehrere Kilometer verfolgt werden. Die Mineralogie der Eisenkiesellager sowie ihre texturelle Vielfalt werden in Kap. 2.2.5 beschrieben.

Literaturhinweis: LIPPERT et al. (1970).

4.2 Dillmulde II: Devon und Karbon der südwestlichen Dillmulde, Karstgebiete und Höhlen im Raum Breitscheid

(PETER BENDER & ALOIS KRANKL)

Im Südwestteil der Dillmulde liegen einige der klassischen Lokalitäten für die Stratigraphie des Devons und Unterkarbons im Rheinischen Schiefergebirge. Der Fossilreichtum dieser Aufschlüsse wird bereits in der älteren Literatur erwähnt (BECHER 1789, SANDBERGER, G. & SANDBERGER, F. 1850/56). Einige der Profile sind auch heute noch aufgeschlossen. Um sie noch möglichst lange für interessierte Betrachter zu erhalten, sind sie teilweise als Naturdenkmäler durch das Hessische Denkmalschutzgesetz und die paläontologische Denkmalpflege geschützt. Devonischer „Massenkalk" ist zwischen Breitscheid-Erdbach und

Langenaubach in einer Ausbißfläche von etwa 5 km^2 aufgeschlossen (KREBS 1966). Hier hat sich ein isoliertes, ausgedehntes Karsthöhlensystem (Erdbachhöhle) entwickelt, das fast den gesamten Formenschatz karsttypischer Merkmale aufweist (BÖHM et al. 1985). Wegen der guten Überschaubarkeit ist das Areal zum nahezu modellhaften Studium karstkundlicher Zusammenhänge gut geeignet. Auch die Verzahnung verschiedener wissenschaftlicher Fachrichtungen wie Geologie, Biologie und Siedlungsgeschichte wird hier deutlich.

1. Herborn, Am Weinberg (= Am Dollenberg = Geistlicher Berg)
Tonschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken des tiefen Unterkarbon (cd) III (*Goniatites*-Stufe α 1 - *Goniatites*-Stufe α 4).

Lage: R 3450680/H 5617080 (Bl. 5315 Herborn), Abb. 71 a.

Gesteinsausbildung: Gelbliche, grünliche, bräunliche und schwarzgraue Kieselschiefer und Tonschiefer (= Kieselige Übergangsschichten), im höheren Teil des Profils vorwiegend gebankte Grauwacke (= Kulmgrauwacke, Abb. 71 b).

Hinweise: Auf gegenüberliegender, östlicher Seite des Dilltales, im ehemaligen Eisenbahneinschnitt und an der Böschung der neuen B 277 am Südwestfuß des Galgenberges Aufschluß des auch fossilreichen, tieferen Teils des Profils bis hinab zum „Deckdiabas". Geschütztes Naturdenkmal!

Fossilführung und Stratigraphie: Besonders Schiefer im tieferen Teil des Profils sehr fossilreich: Cephalopoden, Pelecypoden, Brachiopoden, Trilobiten, im höheren Teil häufig Pflanzenreste; bekannt ist der bis jetzt einzigartige Fund von *Bostrichopus antiquus* GOLDFUSS (Abb. 71 c), einem Arthropoden unsicherer Stellung. Ausführliche Beschreibung und Fossilliste bei NICOLAUS (1963). Einsetzen der Schüttungen von Kulmgrauwacken im cd III α 4. Bearbeitung der Trilobiten durch HAHN (1968).

2. Profil an der Haigerer Hütte
Unterdevonischer Kieselgallenschiefer (Oberems, Kondel-Unterstufe), Wissenbacher Schiefer, Eifelquarzit (Mitteldevon, Eifel-Stufe).

Lage: Wegböschung und ehemalige Steinbrüche zwischen Haigerer Hütte und Südwestfuß des Schlierberges. R 3445080/H 5623740 (Profilbeginn (= Untergrenze Kieselgallenschiefer) (Bl. 5215 Dillenburg), Abb. 72).

Gesteinsausbildung: Kieselgallenschiefer (= Haigerhütte-Schichten): Dunkelgraue bis graugrüne, verwittert gelblichbraune, teilweise feinsandige Tonschiefer und siltige Schiefer; auffällig in wechselnder Häufigkeit eingelagerte Kieselgallen, sehr harte Apatit-Chlorit-Konkretionen (THÜNKER 1990) von ellipsoidischer bis unregelmäßiger Gestalt mit Durchmessern bis max. 10 cm. Ihre Entstehung ist noch ungeklärt.

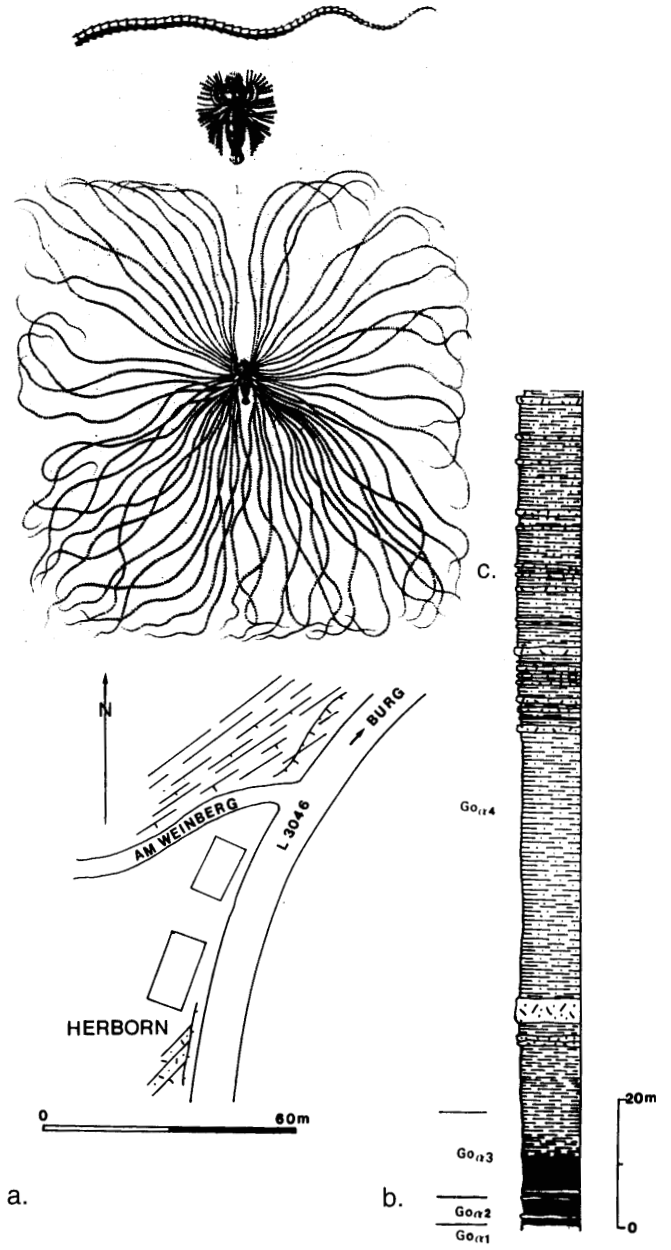


Abb. 71. Herborn, Am Weinberg; a. Geologische Lageskizze, b. Säulenprofil, c. *Bostrichopus antiquus* GOLDFUSS (aus G. SANDBERGER & F. SANDBERGER 1850/56).

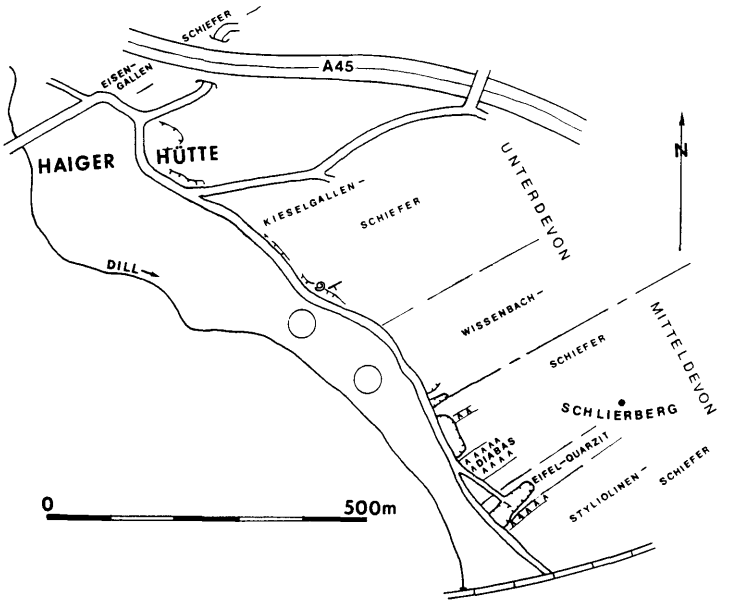


Abb. 72. Geologische Lageskizze des Profils Haigerer Hütte.

Wissenbacher Schiefer: Sehr gleichmäßig aufgebaute Folge von dunkelgrauen, verwittert olivgrauen Tonschiefern mit seltenen Einlagerungen von Kalkstein, Sandstein und Vulkaniklastiten. Benannt nach dem Ort Wissenbach, ca. 8 km nordöstlich des besuchten Profils.

Eifelquarzit: Grünlichgraue, feinkörnige, dünnplattige bis dickbankige Quarzsandsteine.

Hinweise: Kieselgallenschiefer werden unterlagert von Eisengallenschiefern (= Mandeln-Formation), im besuchten Profil nur schlecht aufgeschlossen; Eifelquarzit überlagert von Styliolinenschiefern. In den Gesteinen des Mitteldevons treten in unterschiedlicher Mächtigkeit alkalibasaltische Metadolerite („Intrusivdiabas") und ein kleiner Körper von Metatrachyt („Keratophyr") auf.

Fossilführung, Stratigraphie, Fazies: Kieselgallenschiefer: Im tieferen Teil der Folge nur geringe Fossilführung, im höheren Teil der Folge, aufgeschlossen an der Wegböschung (Fossilzeichen in der Skizze), großer Reichtum an Fossilien; Schelffazies („rheinische" Fazies), Einstufung in den höheren Teil der Kondel-Unterstufe (Oberems-Stufe). Vorherrschend Brachiopoden (besonders Spiriferiden u. Atrypiden), daneben Pelecypoden, Trilobiten, Korallen, Echinodermen). Ausführliche Faunenlisten bei SOLLE (1942), LIPPERT (1970), JAHNKE & MICHELS (1982). Wissenbacher Schiefer: Mit Übergang von Kieselgallenschiefern zu Wissenbacher Schiefern weitgehendes Verschwinden der reichen

Fauna der „rheinischen" Fazies, vereinzeltes Vorkommen von Fossilien der Beckenfazies („hercynische" Fazies), oft kleinwüchsig und pyritisiert, z.B. Korallen, Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden, Cephalopoden, Echinodermen, Trilobiten sowie die für die Biostratigraphie wichtigen Tentakuliten (Dacryoconariden). Ausführliche Angaben zur Fossilführung bei SCHUBERT (1996), der auch die Faziesentwicklung deutet. Nach Tentakulitenfaunen (ALBERTI 1978, 1985, 1993) ist Grenze Unter-/Mitteldevon in den höheren Bereich des Wissenbacher Schiefers zu legen (Südseite schmaler Bruch). Eifelquarzit: Bisher keine bemerkenswerten Fossilfunde.

3. Erdbach, Dorfgemeinschaftshaus mit Museum zur Erd- und Vor-geschichte

Lage: Erdbach, Schul- und Dorfgemeinschaftshaus. R 3444800/H 5617450 (Bl. 5315 Herborn).

Hinweise: Kleine, aber eindrucksvolle Lokalsammlung mit geologischen, paläontologischen, mineralogischen und siedlungsgeschichtlichen Exponaten.

4. Erdbach, Steinbruch am südwestlichen Ortsausgang

Unterkarbonischer „Deckdiabas", Kieselschiefer, Kieselige Übergangsschichten (Unterkarbon, cd II - cd III).

Lage: Aufgelassener Steinbruch am südwestlichen Ortsrand von Erdbach. R 3444680/H 5617120 (Bl. 5315 Herborn), Abb. 73 a.

Gesteinsausbildung: „Deckdiabas" (= Metabasalt) mit rötlichen, dichten Kalksteinen (Erdbacher Kalk) in Zwickeln der Pillows, darüber kieselige Schiefer, Kieselschiefer, Kalksteine und Vulkaniklastite; Folge spezialgefaltet; an der Nordecke des Steinbruchs Kulmgrauwacke, die mit Störung an die übrige Schichtenfolge grenzt.

Hinweise: An die Karbonfolge grenzt unmittelbar westlich oberdevonischer Riffkalk, der hier auch in Steinbrüchen abgebaut wurde. In Spalten und Schlotten des Riffkalkes der fossilreiche Erdbacher Kalk, dessen Typuslokalität (nicht mehr aufgeschlossen) „Am Liebstein" ca. 1 km südwestlich des besuchten Steinbruchs liegt. Der Steinbruch ist als Natur- und Fossilschutzgebiet streng geschützt!

Fossilführung und Stratigraphie: die Folge über dem „Deckdiabas" reicht von der *Pericyclus*-Stufe (cd II γ) bis in die *Goniatites*-Stufe (cd III α) (Abb. 73 b). Reiche Fossilführung von Goniatiten, Orthoceraten, Pelecypoden, Trilobiten, Brachiopoden und Pflanzenresten: Leithorizonte übereinander: 1. Kalkbank mit *Spinibole ruethenensis*, 2. mehrere Lagen mit *Entogonites grimmeri* und *Archegonus (Archegonus) antecedens*, 3. *crenistria*-Bank im höheren Teil der Folge (südlichstes Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge).

5. Erdbach, Karstwanderpfad ab Erdbachauslauf

Lage: R 3444500/H 5617020 (Bl. 5315 Herborn).

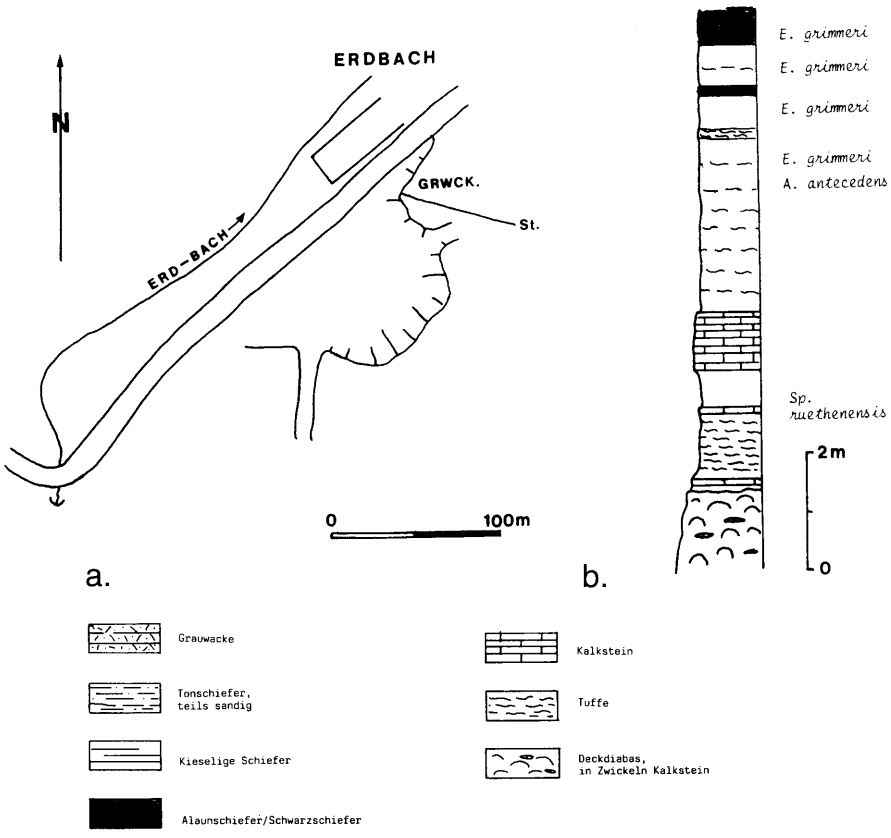


Abb. 73. Erdbach, Steinbruch am südwestlichen Ortsausgang; a. Geologische Lageskizze (St. = Störung, GRWCK. = Grauwacke), b. Säulenprofil (nach KREBS 1971).

H i n w e i s e : Wiederaustritt des Erdbaches nach der Bachschwinde im Kleingrubenloch (Punkt 6). Starke Karstquelle, Hauptentwässerungssystem des Kalkareals (drei bekannte Quellen) mit Hochwasseraustritt. Gegenüber im ehemaligen Kalksteinbruch Stollen mit Füllort und Schlottenrest (Mäander). Auf der Steinbruchsohle Höhlenreste, pleistozäne Höhlensedimente, Lösungsformen, Dolinen. In der „Stollenhöhle" zahlreiche Knochenfunde von eiszeitlichen Höhlenbären im Höhlenlehm. Im weiteren Verlauf mit Sediment gefüllte Spalte mit eiszeitlicher Fauna (nicht zugänglich). „Gassenschlucht": Trockental, wohl ehemaliges Bachbett des Erdbaches. Dolinenbildungen am „Heuloch", plombierte Grabungsstelle auf Karstspalte. „Große Steinkammer": Versturz mit anschließender mäandrierender Kluft, Höhlenlehm, Sinterreste. Archäologische Fundstelle mit

Artefakten aus der Jungsteinzeit und Hallstattzeit. „Kleine Steinkammer": Kleine Durchgangshöhle, Fundstelle latènezeitlicher Eisen- und Bronzegegenstände, Glas- und Bernsteinschmuck, menschliche Skelettreste. Beschreibung des Karstwanderpfades mit Übersichtskarte bei GRUBERT (1995).

6. Breitscheid, Karstwanderpfad ab Kleingrubenloch

Lage: R 3443010/H 5616950 (Bl. 5315 Herborn).

Hinweise: „Kleingrubenloch": Serie von Bachschwinden auf Karstspalten, Einstieg zur Erdbachhöhle und Schwinde C. Am nordöstlichen Ortsausgang von Breitscheid (R 34 43 400/H 56 17 500) typische Dolinenbildung („Fischweiherdoline"). Beim Gasthof KOLB in Breitscheid einsehbare und beleuchtete Karstkluft. An der Schönbacher Straße Dolinenreihe, größtenteils überbaut, Blick nach NE auf den im Abbau befindlichen Medenbacher Kalksteinbruch. Dort ist aufgeschlossen und vom Abbau bedroht: Nach Länge/Tiefe bedeutendstes Höhlensystem Hessens, vielfältige Sinterbildungen (Tropfsteine), in Teilen der Höhle große Mengen pleistozäner Reste von Großsäugern, deren wissenschaftliche Bearbeitung noch aussteht. Am „Liebstein" zwischen Breitscheid und Erdbach locus typicus für den Erdbacher Kalk, einem in Mulden des devonischen „Massenkalkes" abgelagerten, jüngeren Sediment.

Literaturhinweise: KAYSER (1907), KREBS (1966), BÖHM et al. (1985), GRUBERT (1995, 1997).

4.3 Lahnmulde I: Riffkalke, Roteisenerze, Brauneisen-Manganerze, „Diabase"

(JENS SCHNEIDER, KURT-MICHAEL GRAEF, DIETER SCHÜTZ & FRANZ GAREIS)

Die Exkursion führt durch die für die Lahn- und Dillmulde typischen vulkanosedimentären Gesteinsabfolgen des Mitteldevons bis Unterkarbons im Raum Wetzlar und Biebertal. In diesen Gesteinen treten hydrothermale Mineralisationen in Form von Roteisenerzen vom Typus der Lahn-Dill-Erze (Kap. 2.2.4) und residualen Brauneisen-Manganerzen vom Typ „Lindener Mark" (Kap. 2.4.6) sowie Phosphorit (Kap. 2.4.7) auf. Weiterhin kommen hydrothermale, epigenetische Mineralisationen in mitteldevonischen Kalksteinen mit Calcit, Dolomit (Kap. 2.4.5) und Manganerzen sowie Kluft- und Drusenmineralisationen in basischen Metavulkaniten mit Calcit, Quarz, Prehnit, Chalkopyrit etc. vor.

1. Böschung des Sportplatzes Wetzlar-Nauborn

Profil durch das obere Mitteldevon und Oberdevon der Lahnmulde. Basaltische Metavulkanite und -vulkaniklastite, Plattenkalke, Tonschiefer mit Kalkknollen, Cephalopodenkalke, Bänder- und Kieselschiefer.

Lage: Sportplatz am südwestlichen Ortsausgang von Wetzlar-Nauborn in Richtung Laufdorf.

R 3463520/H 5599020 (Bl. 5416 Braunfels).

Gesteinsausbildung und Hinweise: Im SE-Teil basische Metavulkanite und -vulkaniklastite des oberen Mitteldevons, in ihrem Liegenden und Hangenden detritische Plattenkalkturbidite (Riffschutt) des höheren Mitteldevons. Diese Sequenz ist nach NW auf oberdevonische Kalkknollenschiefer (Nehden-Stufe do II bis Wocklum-Stufe do VI) überschoben. In tektonisch stark zerschuppten Mulden Einschaltungen von dunklen Bänder- und Kieselschiefern, wahrscheinlich tiefstes Unterkarbon. Im W des Aufschlusses zwei Bänke einer hämatitischen Breccie mit Kalksteinkomponenten, wohl im Nachhall der Roteisenstein-„Grenzlager"-Mineralisation oder als Aufbereitungshorizont gebildet. Bänke eingebettet in oberdevonische Tonschiefer und Cephalopodenkalke (Adorf-Stufe do I) im Kern eines leicht überkippten Spezialsattels.

Literaturhinweis: BIRKELBACH et al. (1988).

2. Tagebau der Roteisensteingrube „Hainau" bei Waldgirmes
Mitteldevonischer Riffschuttkalk („Massenkalk", oberes Givet).

Lage: Bundesstraße von Lahnau-Waldgirmes in Richtung Biebertal, 250 m westlich des Forsthauses Haina. R 3468750/H 5609250 (Bl. 5317 Rodheim-Bieber).

Gesteinsausbildung: Hellgraue, massige Kalksteine, dicht bis körnig, manchmal spätige Absonderung. Verwitterung zu mürben, weißen oder durch Fe-Mn-Oxide gelblich und schwarz gefärbten Kalksteinen.

Hinweise: Ehemaliger Abbau eines Roteisenstein-„Grenzlagers" im Feld „Hainau", Stollenbetrieb (Abb. 74). Kalkiges Hämatiterz mit Fe-Gehalten zwischen 20 und 40%. Lagermittel auf dem SE-Flügel eines von givetischem „Massenkalk" umgebenen „Schalstein"-Schuppensattels.

Fossilführung: Im hangenden Kalkstein des Lagerhorizontes sehr artenreiche Fossilführung mit Trilobiten, Korallen, Spiriferen etc., Fossilliste bei KEGEL (1971).

Literaturhinweise: KEGEL (1971), BOTTKE (1982).

3. Halde der Roteisensteingrube „Morgenstern" bei Waldgirmes
Roteisenstein-„Grenzlager": Roteisenerze, „Schalstein", Karbonatgänge mit Kupfervererzung.

Lage: Bundesstraße von Lahnau-Waldgirmes in Richtung Biebertal, 650 m südöstlich des Forsthauses Haina. Halde am ehem. Maschinenschacht der Grube „Morgenstern". R 3469700/H 5608980 (Bl. 5317 Rodheim-Bieber).

Hinweise: Etwa N-S streichendes Roteisenstein-„Grenzlager" im Südflügel des o.g. „Schalstein"-Schuppensattels (Abb. 74). Fortsetzung eines „Lagerzuges" im Liegenden der Wetzlarer Hauptüberschiebung, der nach SW über Wetzlar bis Braunfels zu verfolgen ist. Nachgewiesene streichende Länge des Lagers über 300 m, bauwürdige Mächtigkeiten zwischen 2 und 6,5 m. 1828 an Fa. BUDE-

RUS verliehen, Stollen- und Schachtbetrieb, Bergbau bis 1924, gewonnene Erzmenge etwa 700000 t.

Besonderheiten: Geringmächtige Brauneisen-Manganerzlager, kennzeichnend für tiefreichende Verwitterungsvorgänge. Epigenetische, hydrothermale Mineralisation mit Karbonaten (Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit), Quarz, Chalkopyrit, Pyrit, sekundär: Covellin, Malachit, Gips.

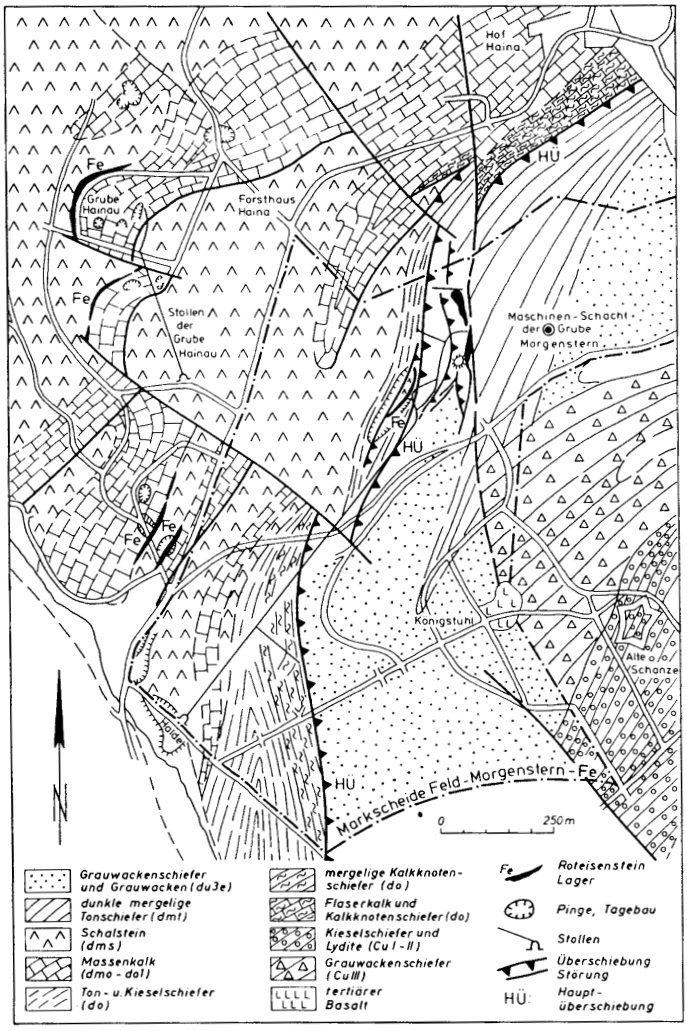


Abb. 74. Geologische Karte der Umgebung des Forsthauses Haina zwischen Lahnau-Waldgirmes und Biebertal (aus BOTTKE 1982).

Fossilführung und Stratigraphie: „Grenzlager" der unteren Adorf-Stufe (do I), datiert durch Cephalopodenfunde (*Pharciceras*). Im Liegenden „Schalstein" des oberen Givet. Hangendes: überschobene Klastika des Unter- und Oberdevons.

Literaturhinweise: Kap. 2.2.4, RIEMANN (1878), KEGEL (1971), BOTTKE (1982), STRÜBEL (1982), GEORG et al. (1985).

4. Halde der Brauneisenstein- und Manganerzgrube „Rotläufchen" bei Waldgirmes

Brauneisenstein, Manganerze, Phosphatminerale.

Lage: Lahnau-Waldgirmes, Waldrand oberhalb des Ortes, 500 m nordöstlich der Grillhütte. R 3468150/H 5607200 (Bl. 5317 Rodheim-Bieber).

Gesteinsausbildung: Feinkörnige und mulmige bis krotzige Brauneisen-Manganerze, braune, hydrothermal überprägte Kalksteine, dunkle Kieselschiefer.

Hinweise: Sehr phosphatreiche, fast Calcium-freie Erze, eingebettet in zu Ton verwitterten, oberdevonischen Sedimenten, ehemals geringe wirtschaftliche Bedeutung, in der Umgebung kleinere Phosphoritlager. Sporadischer Bergbaubetrieb zwischen 1856 und 1897, Intensivierung zwischen 1898 und 1906 (Einstellung des Betriebs), dabei Gewinnung von etwa 9000 t Brauneisen-Manganerz. Phosphatgehalt wohl aus dem hangenden Kieselschiefer (Oberdevon/Unterkarbon), Erze vermutlich als Verwitterungsbildungen aus deszendenten Hydrothermen zu deuten, die im Nebengestein enthaltene Kalklagen metasomatisch verdrängten und ersetzten. Givetischer „Massenkalk" im Grubengebäude nicht angeschnitten.

Besonderheiten: Weltberühmte Phosphatmineralparagenese!

Literaturhinweise: Kap. 2.4.6 u. 2.4.7, RIEMANN (1878), STRENG (1881), KEGEL (1971), DIETRICH (1978), WILKE (1979), DIETRICH (1982), ELMSHÄUSER & SCHNEIDER (1986).

5. Kalksteinbruch der Firma BUDERUS bei Hermannstein

Mitteldevonische „Massenkalke", Dolomitisierung, Brauneisenstein-Manganerze.

Lage: Wetzlar-Hermannstein, Bundesstraße in Richtung Wetzlar-Blasbach. R 3464320/H 5605770 (Bl. 5417 Wetzlar).

Gesteinsausbildung: Kluftreiche, mittelgraue, spätige Kalksteine, lokal von sehr hoher Reinheit ($CaCO_3$>98%), auf angewitterten Bruchflächen und im Riffdetritus gut erkennbare Fossilreste (Stromatoporen, Korallen, Crinoiden). Teils starke Verkarstung mit Schlottenbildung sowie hydrothermale Überprägung (Dolomitisierung, Calcitgänge), Eisenmanganerze.

Hinweise: Givetischer „Massenkalk" als Bestandteil des Kalkzuges zwischen Biebertal und Limburg a.d.L., der als Riff der SE-Flanke eines „Schalstein"-Zuges aufsitzt. Im E oberhalb des Bruches ehem. Bergbau auf Eisenmanganerze, residuale Bildungen in Karsthohlräumen (Feld „Braune Liesel").

Besonderheiten: In Dolinen im inzwischen stillgelegten Abbaubereich Überreste limnischer Sedimente der Oberkreide (Pollen-/Sporendatierung). Primäre hydrothermale Mineralisation mit Ca-Mg-Mn-Fe-Karbonaten, Quarz. Hydrothermale Sekundärmineralisation mit Goethit, Hämatit, Lepidokrokit und komplexen Mn-Ca-Ba-Mg-K-Li-Al-Oxiden/Hydroxiden.

Literaturhinweise: Kap. 2.4.5 u. 2.4.6, MÜHLHAUS (1965), WILKE (1979), WEYL (1980), BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS (1992), BRANNATH (1995).

6. Alter Steinbruch zwischen Hermannstein und Blasbach, Grillplatz
Basaltische Metavulkaniklastite („Schalstein") des oberen Mitteldevons (oberes Givet), Metavulkanitlaven, detritischer „Massenkalk"-Riffschutt.

Lage: Wetzlar-Hermannstein, Bundesstraße in Richtung Wetzlar-Blasbach, Nordwesthang des Melmesberges. R 3464780/H 5607380 (Bl. 5317 Rodheim-Bieber).

Gesteinsausbildung: Grünlich-grauer, meist grobkörniger „Schalstein", darin eingelagerte Riffschuttkomponenten (givetischer „Massenkalk") mit teils gut erhalter Fossilführung. Tuffnatur des „Schalsteins" in angewitterten Stücken gut erkennbar.

Hinweise: Steinbruch am Osthang des „Schalstein-Hauptsattels" in der Lahnmulde, Riffdetritus weist auf Nähe zu einem aufgearbeiteten Riff hin.

Literaturhinweise: WEYL (1980), BIRKELBACH et al. (1988).

7. Steinbruch der Fa. Lahn-Waschkies, Werk Blasbach
Metatholeiite des Unterkarbons, hydrothermale Calcit- und Quarzmineralisationen.

Lage: 2 km nordwestlich Wetzlar-Blasbach, Westhang des Hirschkopfes. R 3464100/H 5609500 (Bl. 5316 Ballersbach).

Gesteinsausbildung: Dichter, graugrün bis grünschwarzer „Diabas", an der Peripherie des Vorkommens viele Blasen (i.d.R. mineralisiert, „Diabasmandelstein"), im Kern blasenfreies, körniges Gestein. Einschaltungen von Ton- und Kieselschiefern sowie Kalksteinlinsen.

Hinweise: Tholeiitische Metabasite der Unterkarbonphase 1. Hydrothermale, postvariscische Kluft- und Drusenmineralisation mit Calcit, Quarz, Chalkopyrit, Hämatit, Prehnit etc.

Literaturhinweise: STRAUSS (1983), TANUMIHARDJA et al. (1986), WILKE (1979), NESBOR (1997).

4.4 Lahnmulde II: Besucherbergwerk Grube „Fortuna" bei Oberbiel

(PAUL DJALEK)

Die Roteisensteinlager vom Typ Lahn-Dill (Kap. 2.2.4) waren über zwei Jahrtausende Ziel intensiver Bergbautätigkeit, die im 20. Jahrhundert ihre Blütezeit hatte und die Basis für die ebenso traditionsreiche, eisenverarbeitende Industrie des Lahn-Dill-Gebietes bildete. Die teils kieseligen, teils kalkigen Erze waren in einheimischen wie auch auswärtigen Hüttenbetrieben als eisenreiche Schlackenbildner begehrt und wurden in ehemals über 1000 Bergbaubetrieben an Lahn und Dill gewonnen. Der komplizierte geologische Verband der meist relativ kleinen Eisenerzlager (i.d.R. <5 Mio t Erz) erschwerte den Abbau und die Suche nach neuen Lagerstätten. Erst in den 30er bis 40er Jahren dieses Jahrhunderts wurden viele Einzelfelder zu ausgedehnten, leistungsfähigen Bergwerken konsolidiert, die im Besitz weniger, großer Gesellschaften standen. Dies ermöglichte umfangreiche Explorationsarbeiten mit Hilfe moderner Bohrtechnik, die den Roteisensteinbergbau an Lahn und Dill noch bis in die 60er Jahre hinein konkurrenzfähig machten. Wegen der für diese Lagerstätten ungünstigen Entwicklung des Eisenerzbergbaus weltweit mußten danach immer mehr Betriebe wegen Unrentabilität schließen. Das für die deutsche Eisenerzproduktion zeitweise äußerst wichtige, im Weltmaßstab jedoch kleine Lagerstättenpotential der Vorkommen lag bei ursprünglich etwa 120 Mio t Erz, von denen rund 97 Mio t gewonnen wurden. Das höchste einzelne Ausbringen erreichte die konsolidierte Grube „Königszug" bei Oberscheld mit etwa 8,3 Mio t Erz. (WALTHER 1986).

Der größte isolierte Roteisenerzkörper vom Typus der Lahn-Dill-Erze mit etwa 6 Mio t Erz (WERNER & WALTHER 1996) wurde in der Grube „Fortuna" bei Oberbiel bebaut (Abb. 75), die als letzte hessische Roteisenerzgrube am 4.3.1983 ihre Förderung einstellte. Stellvertretend für alle anderen Gruben dokumentiert sie nun als Besucherbergwerk die wechselvolle Geschichte der Gewinnung und Verhüttung an Lahn und Dill.

Lage: Grundbachtal zwischen Solms-Oberbiel und Aßlar-Berghausen, ca. 2,5 km ab Oberbiel. R 3459200/H 5604500 (Mundloch des ehemaligen Förderstollens) (Bl. 5416 Braunfels).

Bergbaugeschichte: Bergbauaktivität wohl schon zu römischer Zeit (Funde römischer Fibeln, Münzen, Gebrauchsgegenstände, Schlacken im Bereich des Grubenfeldes). Grubenfeld „Fortuna" (1035712 m^2) seit 1846 im Besitz der Fürsten zu Solms-Braunfels. Verlochsteinung im Oktober 1848, im Mai 1849 Verleihung an das Haus Solms-Braunfels. Abbau von Rot- und Brauneisenstein zunächst übertägig in Pingen, ab 1860 Kombination Tagebau/Tiefbau, ab 1861 ausschließlich Tiefbau im Stollen- und Schachtbetrieb. Transport der Erze durch Fuhrwerke, ab 1880 Seilbahntransport (3642 m) zur Georgshütte in Burgsolms. Dadurch Steigerung der Förderleistung von 6713 t im Jahre 1880 auf 13568 t im Jahre 1881 (Abbau auf drei Roteisensteinlagern, Transport einer gesamten Tages-

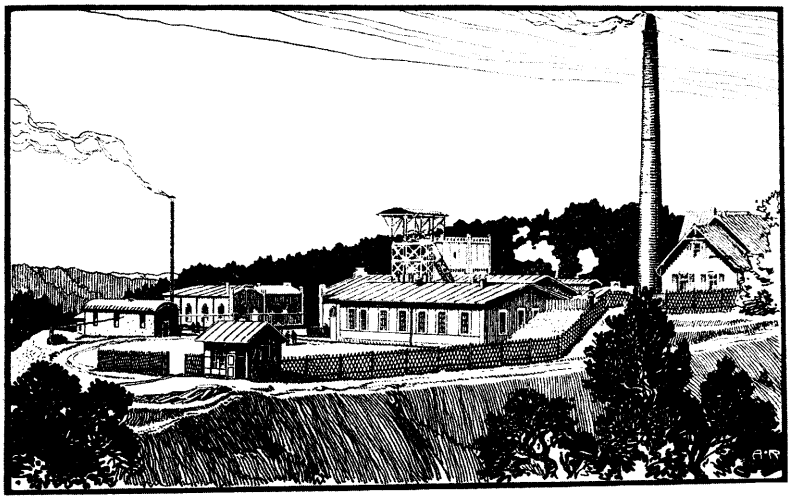


Abb. 75. Tagesanlagen der Grube „Fortuna" bei Oberbiel um 1910 (Holzstich von A. RITSCHER aus KRUPPsche Mitteilungen vom 24.2.1912, S. 35, mit frdl. Genehmigung der FRIEDR. KRUPP AG, Essen, Historisches Archiv).

förderung innerhalb von 5-6 Stunden). 1888 Förderung von 26357 t Erz bei 165 Mann Belegschaft. 1906 Verkauf aller Solms-Braunfelsschen Gruben an Fa. FRIEDRICH KRUPP (Essen), zu diesem Zeitpunkt Gesamtförderung von ca. 575000 t. Weitere Besitzer: Sieg-Lahn Bergbaugesellschaft (1923), Harz-Lahn Erzbergbau AG (1953), ab 1953 Barbara Rohstoffe GmbH. 1907/1908 Errichtung einer zweiten Seilbahn (3280 m, Transportkapazität 60 t/h) zur Verladestation Bahnhof Albshausen. In den 80er Jahren Transport durch Lastkraftwagen (Direktbeladung). Höchste Monatsförderung mit 13850 t bei 99 Mann Belegschaft im Jahre 1975, höchste Jahresförderung im Geschäftsjahr 1974/1975 mit 130663 t. Gesamtförderung rund 4,5 Mio t.

Geologie: Mehrere Eisensteinlager vom Typus der Lahn-Dill-Erze innerhalb („Schalsteinlager") oder im Hangenden („Grenzlager") basaltischer Metavulkanite und -vulkaniklastite („Schalstein") der Givet-Adorf-Phase, die einen SE-NW-streichenden Sattel bilden. Hangendes: Adorfplattenkalke. Alle Lager treten zutage aus. West- und Ostfeld der Grube werden durch eine N-S streichende, mit 60-70° nach E einfallende, mit Eisenkarbonat mineralisierte Störung verworfen. Vor allem in ihrer Nähe starke Brecciierung und sekundäre Oxidation der Roteisenerze zu Brauneisenstein (Brauner Glaskopf). Im Westfeld stark wechselnde Mächtigkeiten der Lager, durchschnittliche Mächtigkeit des dortigen „Schalsteinlagers" 2-3 m. Im Ostfeld ein „Grenzlager", das sich zur Teufe in zwei Trümer trennt. Mächtigkeit zwischen 5 und >20 m. Fortsetzung seines hangenden Teiles im „braunen Lager", das im Bereich der 100-m-Sohle in rötlich gefärbten

Siderit übergeht. Postvariscische Kluftmineralisation mit Karbonaten (Calcit, Siderit, Dolomit, Ankerit), Chalkopyrit, Pyrit, Baryt, sekundär: Malachit. Weitere Minerale: Magnetit, Quarz, Hämatit.

Hinweise: Besucherbergwerk mit Schachtfahrung bis zur 150-m-Sohle, angegliedert ein Feld- und Grubenbahnmuseum mit Fahrung auf dem Zechengelände, sowie bergbaukundlichem Lehrpfad. Museum mit montanhistorischen, geologischen und mineralogischen Exponaten der näheren und weiteren Region. Jährlich etwa 40000 Besucher. Zur VFMG-Sommertagung 1998 große Führung durch den gesamten zugänglichen Grubenbereich über- und untertage. Auf Halden Sammelmöglichkeiten für z.B. Braunen Glaskopf, Karbonate, Hämatit, Baryt.

Literaturhinweise: Kap. 2.2.4, RIEMANN (1878), AHLBURG (1918), EINECKE (1932), STIBANE (1963), WIEDL (1988), GEORG et al. (1985), MEYER & GEORG (1995), NESBOR (1997).

4.5 Lahnmulde III: Südwestliche Lahnmulde

(HEINER FLICK, THOMAS KIRNBAUER & KLAUS-WERNER WENNDORF)

Einführung in Schichtenfolge, Gesteinsausbildung und Paläogeographie s. Kap. 1.3.

1. Steinbruch der Fa. Schotterwerk Isselbach am Birkenkopf südwestlich Mensfelden südlich Limburg a.d. Lahn

Metaalkalirhyolith vom Typ Birkenkopf, Ems-Eifel-Phase (Unter-/Mitteldevon).

Lage: R 3435300/H 5578080 (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn).

Gesteinsausbildung: Dichtes, noch glasig erscheinendes Gestein (sehr splittrig) von rotbrauner bis beiger Färbung mit hellen und dunklen Flecken von 1-2 mm Größe, seltenen kleinen Einsprenglingen (um 1 mm) von Alkalifeldspäten. Starke tektonische Beanspruchung.

Entstehung: Subvulkanische Intrusion in Zusammenhang mit einer Vulkaninsel.

Hinweise: Unterdevonische Sedimente im Liegenden und Hangenden.

Besonderheiten: Höchstdifferenzierter Metarhyolith des gesamten Lahn-Dill-Gebietes mit bemerkenswerter Anreicherung von Spurenelementen (vor allem F, Zr, Nb), dadurch Erniedrigung der Viskosität der Schmelze und für Vulkanite besonders niedrige Erstarrungstemperatur (ca. 600 °C), in der Folge Quarz in zweiter, idiomorpher Generation als trigonaler Tiefquarz (nur im Dünnschliff erkennbar). Artenreiche, postvariscische, hydrothermale Mineralisation, u.a. mit Quarz (Bergkristall), Fluorit, Be-Silikaten, Sulfiden und Karbonaten (Kap. 2.3.4).

Literaturhinweise: Kap. 2.3.4, FLICK & WEISSENBACH (1978), FLICK (1979), FLICK & NESBOR (1988)

2. Steinbrüche der Fa. Schotterwerk Isselbach beiderseits des Wasenbachtales südlich Steinsberg südwestlich Diez a.d. Lahn

Metaalkalibasaltischer Dolerit der Givet-Adorf-Phase (Mittel- bis Oberdevon).

Lage: R 3425120/H 5576120 (Bl. 5613 Schaumburg).

Gesteinsausbildung: Körniges Gestein von grüner bis graugrüner Färbung, feinkörniger im Randbereich, im oberen Drittel lokal grobkörniger durch Anreicherung der fluiden Phase zum Ende der Kristallisation. Feldspat- und mafische Komponenten makroskopisch unterscheidbar. Auf Klüften lokal feinkörniger Latit.

Entstehung: Intrusion als Lagergang in Tonschiefern der Wissenbacher Fazies (Rupbachschiefer) etwa an der Grenze Unter-/Mitteldevon (NE-Abschnitt) bzw. an der Grenze Scheidt-Formation/Rupbachschiefer im höchsten Unterdevon (SW-Abschnitt), aufgeschlossen über knapp 1,5 km Länge bei einer Mächtigkeit bis über 60 m.

Hinweise: Deutliche Kontaktwirkung im Nebengestein im Liegenden und Hangenden, Korngrößenentwicklung quer zum Profil (Abb. 76), Entwicklung einer latitischen Restphase auf Kontraktionsklüften, grobsäulige Klüftung quer zum Kontakt, Durchmesser bis >4 m.

Besonderheiten: Fenitisierung von Nebengesteinseinschlüssen, Großrippelbildung auf Liegendkontaktfläche in teilweise rotgefärbten, Kalkknollen-führenden

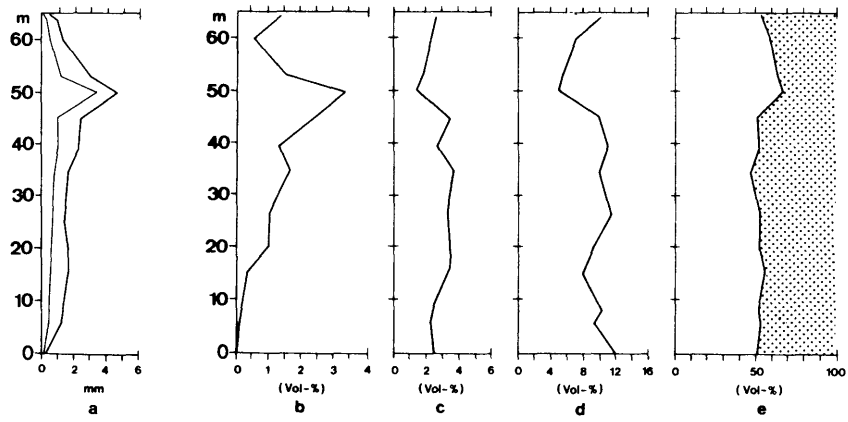


Abb. 76. Mineralogische Entwicklung im Querprofil des Lagerganges von Wasenbach.
(a) Korngrößenverteilung von Plagioklas (rechte Linie) und Pyroxen (linke Linie);
(b-d): modale Verteilungen von (b) Alkaliamphibol, (c) Apatit, (d) Titanomagnetit; sowie
(e) Verhältnis von salischen (weiß) zu mafischen Gemengteilen (gerastert). Aus NESBOR & FLICK (1988a).

Tonschiefern (können Goniatiten enthalten) als Folge der einströmenden Schmelze. Am Südwestende des Steinbruchs: Brachiopodenfauna im Liegenden, Trilobitenfauna im Hangenden des Lagerganges. Hydrothermale Mineralisationen mit Albit, Calcit, Quarz (Bergkristall), Pyrit, Stilpnomelan und Sphalerit (Zerrkluftfüllungen) sowie Serpentin und Hornblendeasbest.

Literaturhinweise: NESBOR & FLICK (1988a), FLICK & NESBOR (1988, 1990).

3. Steinbruch Schneelsberg-Nordost der Rheinisch-Westfälischen Kalkwerke (RWK) nordöstlich Steeden a.d. Lahn

„Massenkalk" des Givet/Adorf (Mittel- bis Oberdevon) mit überlagernden Sedimenten des Tertiärs (Tone, Kiese) und Quartärs (Lößlehm).

Lage: R 3439600/H 5588100 (Bl. 5514 Hadamar).

Gesteinsausbildung und Entstehung: Riffkalke des Vorriffbereiches. Massiger bis dickbankiger Kalkstein mit Stromatoporen und Korallen. Mächtigkeit >200 m. $CaCO_3$-Gehalt: 97-98%. Einlagerungen von Vulkaniklastiten der Givet-Adorf-Phase („Schalstein").

Besonderheiten: „Massenkalk" mit hydrothermaler, epigenetischer Mineralisation: Dolomit, Calcit in mehreren Generationen, Quarz. Oberfläche des Kalksteins als Kegelkarst ausgebildet. Über der Paläokarstoberfläche tonige Sedimente mit Konkretionen von Fe-Mn-Erzen (traubige Manganomelane bzw. Schwarzer Glaskopf, Mineralisationstyp „Lindener Mark") und Phosphorit. In hangenden, sandig-kiesigen Sedimenten in der Fazies der Vallendarer Schotter Foraminiferen des Oligozäns (mdl. Mitt. Prof. HEINRICH ZANKL, Marburg).

Literaturhinweise: Kap. 2.4.5, SENOWBARI-DARYAN (1972), KIEPER & BROCKAMP (1995), BRANNATH (1995), GOTTHARDT & KASIG (1996).

4. Ehemaliger Gemeindesteinbruch von Villmar a.d. Lahn

Kalkstein der mittleren bis oberen *varcus*-Zone, Givet (Mitteldevon), abgebaut als Lahnmarmorvarietät „Unica".

Lage: R 3442040/H 5584550 (Bl. 5615 Villmar).

Gesteinsausbildung und Entstehung: Zentraler Faziesbereich eines mitteldevonischen Riffes. Hauptriffbildner sind Stromatoporen, untergeordnet tabulate und rugose Korallen. Sediment zwischen den Stromatoporen: Crinoiden- und Stromatoporenschutt. Gradierte Riffschuttlage geht auf Sturmereignis zurück.

Besonderheiten: Horizontal und vertikal gesägte Wände ermöglichen dreidimensionalen Einblick in den Riffkörper. Stromatoporen bis 1 m Größe in Lebendstellung, aber auch umgelagert und dann z.T. orientiert weitergewachsen (Abb. 77). Lagiges Gefüge der Stromatoporen läßt sich vermutlich auf Tag-/Nacht- und Gezeitenzyklen zurückführen; Wachstumsdauer des im Aufschluß sichtbaren Riffes deshalb ca. 2000 Jahre (mdl. Mitt. Prof. HEINRICH ZANKL, Marburg). Geopetalgefüge (fossile Wasserwaagen).

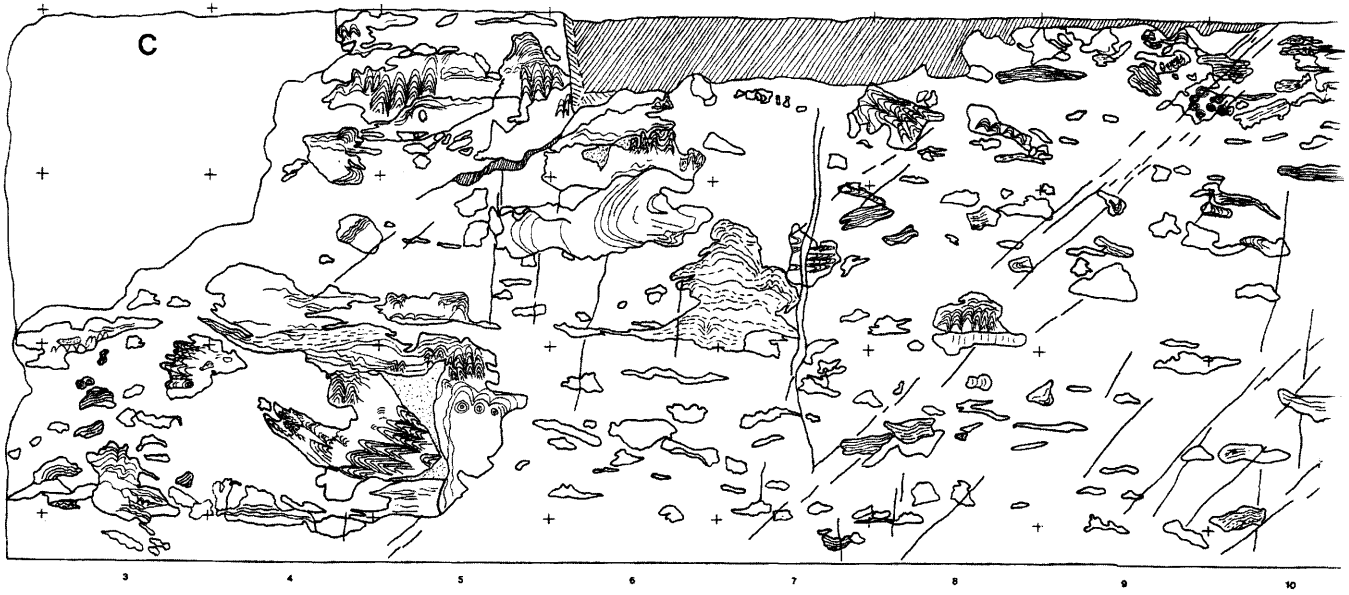


Abb. 77. Lahnmarmor: Detailaufnahme der unteren, gesägten, nordwestlichen Steinbruchwand im Gemeindesteinbruch Villmar. Breite: ca. 8 m (Ausschnitt aus BRAUN et al. 1994).

Literaturhinweise: Kap. 3.1, KÖNIGSHOF et al. (1991), OETKEN & ZANKL (1993), OETKEN (1996), BRAUN et al. (1994), BRAUN & KÖNIGSHOF (1997).

4.6 Siegerland: Siderit- und Buntmetallmineralisationen

(FRIEDEL PFEIFFER & EINHARD KLEIST)

Der Siegerland-Wied-Distrikt gehört in lagerstättenkundlicher, mineralogischer und montanhistorischer Hinsicht zu den herausragenden Gebieten des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Über 2000 Jahre lang wurde hier Bergbau auf hydrothermalen Erzgängen betrieben. Die größte wirtschaftliche Bedeutung kam dabei der Förderung von Spateisenstein (Siderit) zu, untergeordnet wurden auch (teils silberhaltige) Buntmetallerze gewonnen. Die Exkursionsroute führt zu einigen Lokalitäten, die für die gangförmige Buntmetallvererzung (Kap. 2.3.1) und Sideritmineralisation (Kap. 2.2.3) sowie die Bildungen der jüngeren Eisenglanzphase (Kap. 2.3.5) im Siegerland-Wied-Distrikt repräsentativ sind.

Literaturhinweise: HAEGE (1887), HUNDT et al. (1887), BORNHARDT (1910, 1912), NOSTIZ (1912), KOCH (1972), WETTIG (1974), KOCH (1982), FENCHEL et al. (1985), HELSPER & LATSCH (1991), STÖTZEL et al. (1991).

1. Buchhellertal, Halde der Grube „Grüne Hoffnung"

Lage: Mittleres Buchhellertal, ca. 2 km SW Burbach. R 3433300/H 5622850 (Bl. 5214 Burbach).

Hinweise: Bleierzgrube, seit dem 18. Jahrhundert bis 1882 im Stollen- und Schachtbetrieb bebaut. Mehrere WSW-ENE- bis W-E-streichende Quarzgänge mit Nestern von Galenit, untergeordnet Sphalerit, Chalkopyrit; Gangmächtigkeiten 1-2 m. Im Haldenmaterial zahlreiche Pb-Zn-Cu-Sekundärminerale: Sulfate, Karbonate, Phosphate, Arsenate.

Literaturhinweise: HUNDT et al. (1887), WETTIG (1974), FENCHEL et al. (1985), WALTHER (1986).

2. Buchhellertal, Haldengelände der Grube „Peterszeche"

Lage: Unteres Buchhellertal, ca. 2,5 km SSW Burbach. R 3433320/H 5622200 (Gaststätte) (Bl. 5214 Burbach).

Hinweise: Buntmetallerzbergbau, meist auf Bleierz, ist im Buchhellertal seit dem 17. Jahrhundert nachweisbar. In Gängen sowohl variscisch deformierte als auch postvariscische, auf Klüften kristallisierte oder grobspätige Erze. Pb-Zn-Cu-Ni-Sb-Sulfide und Sulfosalze, Gangarten Siderit und Quarz. Im Feld „Cons. Peterszeche" sechs Gänge (wenige cm bis 4 m mächtig) mit bis zu 0,7 m mächtiger Buntmetallmineralisation: vorwiegend Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Fahlerze, Siegenit. Wichtiges Buntmetall- und Sideriterzbergwerk, seit 1860 Schachtbetrieb, letzte Betriebsperiode zwischen 1910 und 1917. Auf ausgedehnten Halden Pb-Zn-Cu-Sulfiderze, Siegenit, Millerit, zahlreiche Sekundärminerale.

Besonderheiten: Häufiges Auftreten von tertiären Basaltgängen (Westerwaldvulkanismus), aber auch paläozoischen Metabasitgängen unsicherer Altersstellung, die einige Gänge begleiten oder durchschlagen. Etwa 1 km SE der „Peterszeche" Grube „Victorsfeld": Quarzgänge mit Bleiglasurerz (grobspätiger Galenit), Sphalerit, Chalkopyrit, Fahlerzen.

Literaturhinweise: Kap. 2.4.2, BECHER (1789), HUNDT et al. (1887), NOSTIZ (1912), WETTIG (1974), KOCH (1972, 1982), MANDLER et al. (1989), STÖTZEL et al. (1991).

3. Eiserfeld, Besucherbergwerk „Reinhold-Forster-Erbstollen"

Lage: Ca. 300 m südlich Ortsmitte von Eiserfeld. Stollenmundloch: R 3428410/H 5633540 (Bl. 5113 Freudenberg).

Hinweise: Reinhold-Forster-Erbstollen 1805 zur Wasserlösung der erstmals 1495 erwähnten Gruben auf dem sog. „Eisenzecher Gangzug" angesetzt (1995 m bis zu den Erzgängen), vom Tiefbau jedoch überholt, später Funktion als Personen- und Materialtransport zur Eisenzeche vom Siegtal aus. Auf „Eisenzecher Zug" wichtige Sideriterzgewinnung, untergeordnet auch Kupfer- und Kobalterzgewinnung (Gangmittel „Wilder Bär", „Grüner Jäger" und „Kalteborn"). Bis zu 26 m mächtige Gänge, Gesamtförderung rund 11 Mio t Sideriterz. Aus Oxidationszone, die z.T. bis 10 m Teufe hinabreicht, Cuprit, ged. Kupfer, Malachit, Pyrolusit etc. Aus „Eisenglanzphase": Chalkosin, Bornit. Im Stollen anschauliche Darstellung des Siegerländer Bergbaus anhand von Geräten und Fotos, aufgeschlossener Sideritgang, teils zu Brauneisenstein oxidiert, angegliederte Ausstellung mit Siegerländer Mineralen.

Besonderheiten: Barockes Stollenmundloch.

Literaturhinweise: KOCH (1982), FENCHEL et al. (1985).

4. Eiserfeld, Halde vor dem mittleren Stollen der Grube „Brüderbund"

Lage: Ca. 260 m südöstlich der Spitzkehre der Straße L 531 (Eiserfeld–Salchendorf) am südwestlichen Ortsausgang von Eiserfeld, Nordwesthang des Spiesgebirges (422,8 m). Stollenmundloch: R 3430520/H 5632260 (Bl. 5113 Freudenberg).

Hinweise: Sideritgänge mit Pb-Zn-Cu-Ni-Co-Bi-Ag-Sulfiden und -Arseniden, teils intensive hydrothermale Überprägung während der jüngeren „Eisenglanzphase", dabei Um- und Neubildung von Mineralen, Rötung und Bleichung der Nebengesteine, Alter der Überprägung nicht geklärt. Bergbau im Bereich der Grube „Brüderbund" seit 1826 (Stollenbetrieb), Restabbau im untertägigen Verbundbetrieb mit Grube „Eisernhardter Tiefbau" noch bis 1958. Gangmittel zwischen 1 und 6 m Mächtigkeit.

Besonderheiten: Auf kleiner Halde seltenere Buntmetallerze des Siegerlandes: Ullmannit, Fahlerze, Pyrargyrit, Millerit etc., daneben typische Bildungen

der „Eisenglanzphase": Chalkosin, Bornit. Vollständige und ausführliche Mineralbeschreibung bei HENRICH (1996).

Literaturhinweise: HUNDT et al. (1887), NOSTIZ (1912), FENCHEL et al. (1985), STÖTZEL et al. (1991), HENRICH (1996).

4.7 Untere Lahn: Buntmetallmineralisationen

(VEIT HILLER, RUDOLF SCHEID, FRANK GIRMANN & JOSEF ROSENBAUM)

Im Unterdevon der südwestlichen Lahnmulde zwischen Limburg a.d.L. und Koblenz gibt es zahlreiche gangförmige Buntmetallvererzungen, die über Jahrhunderte hinweg Ziel reger Bergbautätigkeit waren. Die Erzgänge treten in mehreren, SW-NE-streichenden Gruppen („Gangzügen") auf. Sie bilden zwar ein einheitliches Erzrevier, unterscheiden sich aber durch Ausbildung und geologischen Verband, möglicherweise auch genetisch (Kap. 2.3.1). Ihr Mineralinhalt besteht vor allem aus Sphalerit und silberhaltigem Galenit. In Mühlenbach bei Koblenz, Bad Ems, Braubach, Holzappel und Werlau wurde noch nach dem Ende des zweiten Weltkrieges gefördert, der letzte Grubenbetrieb bei Braubach stellte den Abbau 1963 ein. Die gesamte Erzeugung von Blei, Zink, Silber und Kupfer in der Region läßt sich nicht gesichert angeben, jedoch waren allein die Gruben des Emser Gangzuges mit durchschnittlich 10-15% an der Gesamtproduktion der deutschen Metallhüttenindustrie beteiligt. WALTHER (1986) und WERNER & WALTHER (1995) kann entnommen werden, daß im Revier Ems-Mühlenbach insgesamt etwa 12,6 Mio t Erz mit 1,2 Mio t Pb+Zn-Metall gewonnen wurden, die Gänge von Holzappel und Werlau lieferten noch einmal etwa die Hälfte dieser Menge.

1. Holzappel, Heimat- und Bergbaumuseum Esterau

Lage: Ortsmitte von Holzappel, Rathaus. R 3421600/H 5580050 (Bl. 5613 Schaumburg).

Hinweise: Museum im Erdgeschoß des Holzappeler Rathauses. Siehe Kap. 3.7.

2. Holzappel, montanhistorischer Lehrpfad Grube Holzappel

Lage: Dörnberg-Hütte westl. der B 417, unterster Teich. R 3421600/H 5579030 (Beginn des Lehrpfades) (Bl. 5613 Schaumburg).

Hinweise: Bergbaukundlicher Wanderpfad über das Gelände der Grube „Holzappel" mit Zechenhäusern am Bergerhof, Stephan- und Mittelschacht, Hüttenteich, Relikten des Altbergbaus. An jeder Station Erläuterungstafeln zu Lagerstätte, Geologie, Bergbaugeschichte und -technik, nachgebautes Modell eines Schachtgerüstes. Auf Halden Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit, spärlich Sekundärmineralien.

Literaturhinweise: ROSENKRANZ (1932), SCHEID (1995), KREISVERWALTUNG RHEIN-LAHN (1994).

3. Holzappel-Laurenburg, Aufbereitung Laurenburg, Adelheidstollen
Lage: B 417, unteres Talende des Wasenbachtales zur Lahn. R 3422000/ H 5577650 (Mundloch des Adelheidstollens) (Bl. 5613 Schaumburg).

Hinweise: Gruben „Holzappel" und (westlich davon) „Leopoldine-Louise" bei Obernhof-Weinähr bauten auf den gleichen Gängen („Schieferungsgänge", Kap. 2.3.1). Neben einem „Hauptgang" mehrere „Hangende Erzgänge", zwei „Liegende Gänge", ein „Quergang" und die „Weinährer Gänge". Hauptgang bei Mächtigkeiten zwischen ca. 0,1 m und 4 m auf streichende Länge von etwa 5 km verfolgbar. Nebengesteine: Monotone Serie meist schlecht sortierter Sand- und Siltsteine des Unterems, eingeschaltet Porphyroidlagen. Zum Oberems hin Zunahme der Anteile toniger Sedimente, Ablagerungsabfolge von Quarziten über Grauwacken zu Tonschiefern, Flaserschiefern und schließlich Kieselgallen-Tonschiefern. Insgesamt ausgebrachte Metallmengen etwa 187500 t Pb, 362600 t Zn und 134 t Ag. Adelheidstollen längster Revierstollen zur Wasserlösung (1785 angesetzt, Bauzeit 43 Jahre, 1800 m bis zum Hauptgang). 1866 Baubeginn der Aufbereitung bei Laurenburg, Betrieb bis 1931, Flotation von Haldenerzen bis 1954. Im Haldenmaterial meist derbe Sulfiderze, Quarz, Karbonate.

Besonderheiten: Hydrothermal alterierte Metabasitgänge („Weiße Gebirgsgänge") in Begleitung der Erzgänge, Altersstellung unsicher.

Literaturhinweise: Kap. 2.3.1, SCHÖPPE (1911), ROSENKRANZ (1932), HANNAK (1964), SCHULZE (1966), HERBST (1969), WILKE (1979), REQUADT (1990), KIRNBAUER (1991), SCHEID (1995).

4. Friedrichssegen, Bergehalde der Grube „Friedrichssegen"
Lage: Hüttental östlich von Friedrichssegen. R 3405370/H 5574980 (Bl. 5612 Bad Ems).

Hinweise: Halde in Privatbesitz! Ehem. Buntmetallerzgrube, deren Haldenmaterial Querschnitt durch alle chemischen Milieus eines Sulfiderzganges mit verschiedenen Zonen sekundärer Stoffumsetzungen (Oxidationszone, Zementationszone, Primärerzzone) liefert. Abbau auf drei Gängen bis zur Stillegung 1912. Hauptgang streicht etwa N-S, durch E-W- bis NE-SW-streichende Störungen in 26 bis zu 20 m mächtige Einzelmittel zerlegt. Polymetallische Mineralparagenese neben Quarz und Siderit als Gangarten: Pb-Zn-Cu-Fe-Ag-Sb-As-Ni-Co-Hg-Sulfide, einige davon sekundär.

Besonderheiten: Ausgeprägte Oxidationszone bis zu 700 m Teufe! Zementative Reicherze, ged. Cu, ged. Ag, Amalgame, Cuprit, Chalkosin, mitunter ged. Au und ged. Hg. Zahlreiche Sekundärminerale als Haldenfunde, zu Betriebszeiten zentnerschwere Pyromorphit- und Cerussitmassen, die als Erz gewonnen wurden.

Literaturhinweise: Kap. 2.3.1, ROSENKRANZ (1932), BUSCHENDORF & WALTHER (1957), EHRENDREICH (1958), HERBST & MÜLLER (1964), SCHULZE

(1966), WILKE (1979), REQUADT (1990), SCHNORRER-KÖHLER (1990), KREISVERWALTUNG RHEIN-LAHN (1994).

5. Bad Ems, Emser Bergbaumuseum

Lage: Nördlich des Stadtzentrums von Bad Ems, Straße nach Arzbach. R 3408370/H 5579580 (Bl. 5612 Bad Ems).

Hinweise: Erläuterungen siehe Kap. 3.6.

6. Dernbach, Halde der Grube „Schöne Aussicht"

Lage: Waldrand westlich von Dernbach (Westerwald), unmittelbar westlich von Punkt 336,9 m. R 3412070/H 5591570 (Bl. 5512 Montabaur).

Hinweise: Ehemalige Brauneisenstein- und Bleierzgrube, wohl nördlichstes Vorkommen des „Emser Gangzuges". Stollenbetrieb ab 1850, Maschinenschacht ab 1891 (147 m), Einstellung des Abbaus 1900. Brauneisensteingang mit NNW-SSE-Streichen (0,5-2 m mächtig), ehemals Siderit-Quarz-Buntmetallerz-Gang. Primärer Mineralbestand völlig oxidiert, Limonit, Pyromorphit und Cerussit als handgeschiedene Erze während des Abbaus separat verkauft. Stark überwachsenes Haldengelände, im Haldenmaterial quarzige Limonitbreccie mit sekundärer Fe-Pb-Sulfat- und Arsenatparagenese, daneben Silberhalogenide.

Literaturhinweise: DRABICK (1970), SCHNORRER-KÖHLER (1990).

4.8 Herborn: Stadtführung (HORST BECKER)

Die im Jahre 1048 erstmalig erwähnte Stadt Herborn (Lahn-Dill-Kreis) liegt am Ostabhang des Westerwaldes, der von Herborn aus seinen Namen bekam. Auf Betreiben der nassauischen Grafen WALRAM und OTTO erfolgte die Verleihung der Stadtrechte mit Befestigung, Markt, Zoll und Gerichtsbarkeit im Jahre 1251. Herborn hatte seitdem als eine Stadt des Handwerks und Handels große Bedeutung, was durch die Existenz eigener Feld- und Getreidemaße belegt ist. Im Mittelalter waren die Landwirtschaft, die günstige Lage an einer Fernstraßenkreuzung und die gut nutzbare Wasserkraft der Dill Basis des wirtschaftlichen Wohlstandes der Stadt. Hergestellt wurden Wolltuch und Leder, die auf der Brabanter und Leipziger Straße nach Köln, Frankfurt und Leipzig gehandelt wurden. In Europa und teils weltweit wurde Herborn im 16. und 17. Jahrhundert durch seine calvinistische „Hohe Schule" bekannt, die 1584 von Graf JOHANN VI. VON NASSAU-DILLENBURG gegründet wurde. Die „Hohe Schule", genannt die „Johannea" oder auch „Academia Nassauensis" und „Athenaeum Herbonense", war eine „Universität" ohne Privileg (kein Promotionsrecht) mit den vier klassischen Fakultäten Theologie, Jurisprudenz, Medizin und Philosophie. Sie war bis Mitte des dreißigjährigen Krieges die herausragende Ausbildungsstätte für calvinistische Akademiker im protestantischen Europa. Mit dieser Einrichtung kamen Verlage, Druckereien und Papiermühlen nach Herborn. WILHELM VON ORANIEN, der Bruder JOHANNS VI., leitete Ende des 16. Jahrhunderts den Befreiungskrieg der Nie-

derländer gegen die habsburgischen Spanier und begründete das niederländische Königshaus. Seit dem 17. Jahrhundert nahm die Gewinnung und Verhüttung von Eisenerzen im Dillgebiet an Bedeutung zu. Der Bau der Eisenbahnlinie Köln–Gießen im Jahre 1862 führte zu einem rasanten Aufschwung der Eisen- und eisenverarbeitenden Industrie bis in die 60er Jahre dieses Jahrhunderts. Heutzutage zeigt sich die Stadt Herborn als produktiver Standort mit einer der schönsten, von schmucken Fachwerkbauten geprägten Altstädte Hessens, die wirtschaftliche Einbrüche der sechziger Jahre im Zuge der relativ plötzlichen Einstellung des Bergbaus und Hüttenbetriebs weitgehend durch Disposition auf andere Branchen gut verkraftet hat.

Beginn der Stadtführung: Marktplatz mit Stadtbrunnen vor dem Rathaus von 1589. Von hier aus entlang der Hauptstraße nach Norden, vorbei an historischen Gasthäusern und Kaufmannsanwesen, Müllern, Bäckern, Bierbrauern und Tuchmachern. Weiter zum ältesten erhaltenen Haus Herborns von 1445, hier Erläuterungen zum Fachwerk und zur Altstadtsanierung. Von dort zur Stadtkirche, der Mutterkirche des Westerwaldes. Neben der Kirche die ehemalige CORVINSche Druckerei. Am Stadtschloß vorbei zur Unterstadt, am ehemaligen Haus des Henkers vorbei, über die Mühlbach mit alten Färbereien und Gerbereien zu Holzmarkt und Kornmarkt mit den schönsten Fachwerkhäusern der Stadt. Abschluß im Hof der ehemaligen „Hohen Schule".

5 Farbtafeln

Taf. I. Vereinfachte geologische Übersicht über das Lahn-Dill-Gebiet im östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Karte: HEINER FLICK).

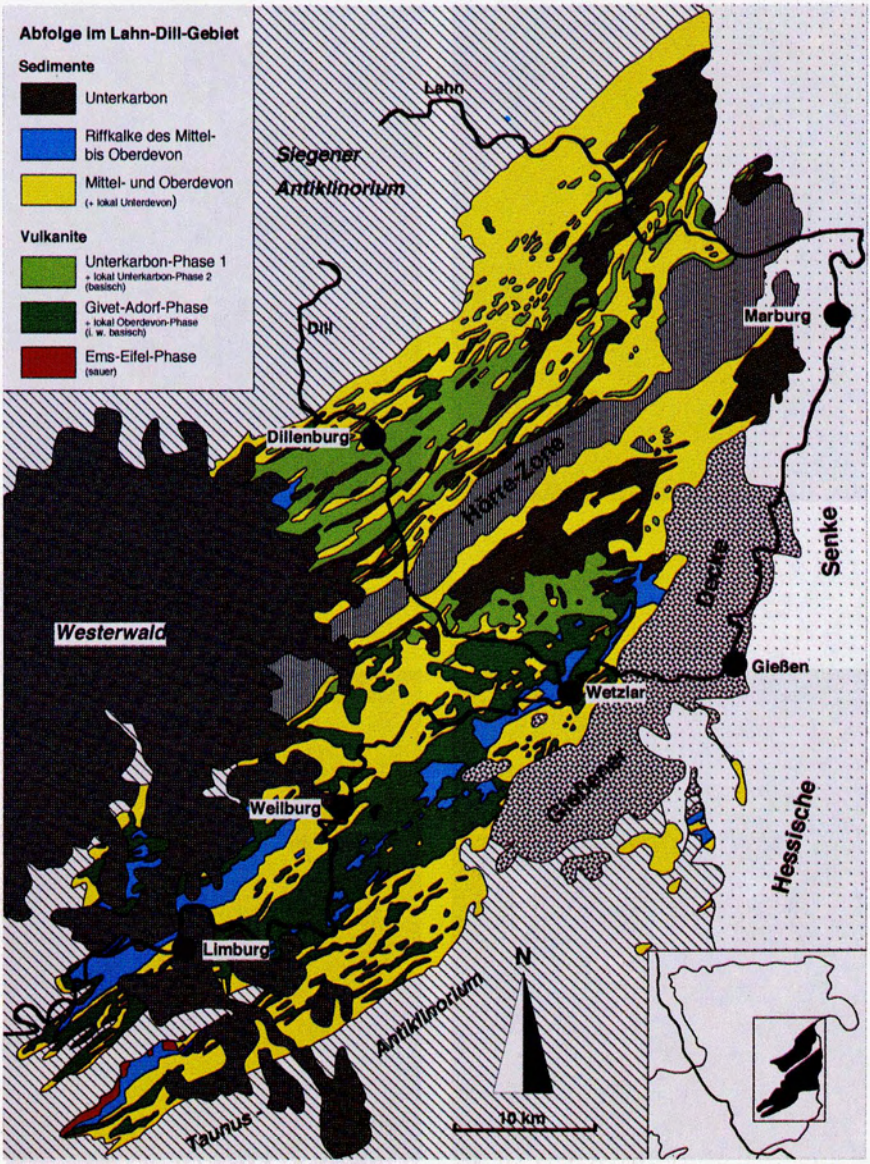
Taf. II, 1. Kieseliger Roteisenstein, bankig. Im Liegenden metabasaltische Vulkaniklastite („Schalstein") des Givet. Grube „Falkenstein" bei Dillenburg-Oberscheld (Bl. 5216 Oberscheld), 1. Zwischensohle über 350 m-Sohle am „Kieselsattel", Ostfeld. Höhe des weißen Winkels: 10 cm. Um 1970 (Foto: HANS-JOACHIM LIPPERT).
Taf. II, 2. Zubringerschlot für Eisenlösungen in basaltischem Metavulkaniklastit („Schalstein") der Givet-Adorf-Phase. Grube „Königszug" bei Dillenburg-Oberscheld (Bl. 5216 Oberscheld), 300 m-Sohle, Ostfeld. Vor 1968 (Foto: HANS-JOACHIM LIPPERT).
Taf. II, 3. Kieseliger Roteisenstein, im Hangenden kontaktmetamorph (durch nicht sichtbaren Intrusivdiabas) zu Magneteisenstein verändert. Grube „Falkenstein" bei Dillenburg-Oberscheld (Bl. 5216 Oberscheld), 300 m-Sohle, Westfeld. Hammerlänge: ca. 60 cm. Um 1970 (Foto: HANS-JOACHIM LIPPERT).
Taf. II, 4. Im Liegenden Roteisenstein. Über unregelmäßiger Oberfläche im Hangenden Schichten der Dillenburg-Formation mit resedimentiertem Erz in Bröckchen und angereichert in zwei Bänkchen (mit scheckig verteiltem Calcit). Grube „Falkenstein" bei Oberscheld (Bl. 5216 Oberscheld), 300 m-Sohle, Westfeld, Grundstrecke. Um 1970 (Foto: HANS-JOACHIM LIPPERT).

Taf. III, 1. Karbonatzemente aus der vulkaniklastischen Abfolge vom Gänsberg bei Weilburg (mittlere Lahnmulde, Bl. 5515 Weilburg) im Dünnschliff: Einfach polarisiertes Licht zeigt lediglich einen blockigen Calcitzement (jeweils oben). Durch Kathodenlumineszenz (jeweils unten) werden mehrere Calcitgenerationen mit verschiedenen Kristallformen erkennbar, die durch wechselnde Eisen-Mangan-Verhältnisse und -Gehalte hell, schwach oder nicht lumineszieren. Darin spiegelt sich die wechselnde Mobilität der Elemente als Folge der unterschiedlichen Redoxverhältnisse während mehrerer Stadien der Diagenese bis zur variscischen Metamorphose wider (näheres bei FLICK et al. 1990). Maßstab jeweils 0,5 mm (Fotos: HEINZ-DIETER NESBOR unter Mitwirkung von JOHANNES MEHL, Forschungsstelle interdisziplinäre Paläontologie, Erlangen).
Taf. III, 2. Inesitkristalle auf Quarzkristallen aus dem Manganerzlager der Grube „Hilfe Gottes" bei Nanzenbach (Bl. 5216 Oberscheld), Höhe der Aggregate ca. 2 cm (Foto: BERND HERRMANN).

Taf. IV, 1. Variscisch deformierter Galenit in Baryt I. Grube „Horchberg" bei Ehr westlich Marienfels, Westtaunus (Bl. 5712 Dachsenhausen), Breite des Stückes ca. 8 cm (Foto: HERBERT KIRNBAUER).
Taf. IV, 2. Der Hauptschieferung paralleler und durch die zweite Deformation gefalteter Quarz und Fluorit in Metarhyolith, Wiesbaden-Dotzheim (Bl. 5915 Wiesbaden), Breite des Stückes 10 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).
Taf. IV, 3. s_1-paralleler und durch D 2 gefalteter Quarz. Aus NE-SW-streichendem Quarztrum in Tonschiefern der Hunsrückschieferfazies. Kammerburg im Wispertal, Westtaunus (Bl. 5913 Presberg), Breite des Stückes 16 cm (Foto: THOMAS KIRNBAUER).
Taf. IV, 4. Zonierte Fluoritkristalle neben Bergkristallen und Karbonatkristallen. Steinbruch am Birkenkopf südwestlich Mensfelden, Westtaunus (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn), Kantenlänge der Fluoritwürfel max. 1 mm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).

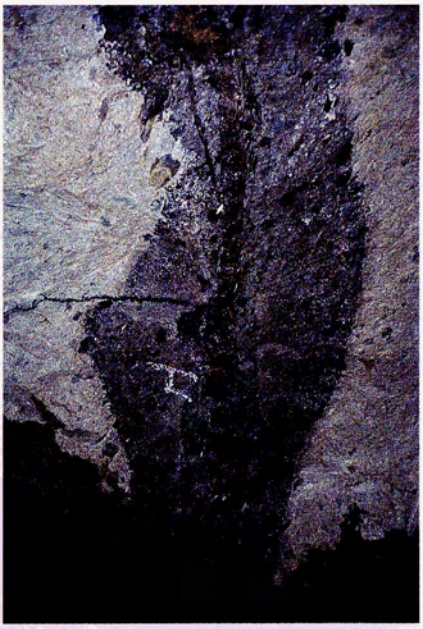
Taf. V, 1. Variscisch deformierter Galenit (sog. Bleischweif) mit Quarz. Grube „Landeskrone" bei Wilnsdorf, Siegerland (Bl. 5114 Siegen), Breite ca. 13 cm (Foto: BERND HERRMANN).
Taf. V, 2. Gangstück mit Siderit, Galenit und Quarz. Grube „Landeskrone" bei Wilnsdorf, Siegerland (Bl. 5114 Siegen), Breite ca. 8 cm (Foto: BERND HERRMANN).
Taf. V, 3. Horizontal gewachsener Bergkristall aus der Grube „Gute Hoffnung" von Werlau/Rhein (Bl. 5812 St. Goarshausen). Obere (hangende) Prismenfläche mit jüngeren, langprismatischer ausgebil-

Tafel I


Abfolge im Lahn-Dill-Gebiet
Sedimente
Unterkarbon
Riffkalke des Mittel- bis Oberdevon
Mittel- und Oberdevon
(+ lokal Unterdevon)
Vulkanite
Unterkarbon-Phase 1
+ lokal Unterkarbon-Phase 2 (basisch)
Givet-Adorf-Phase
+ lokal Oberdevon-Phase (i. w. basisch)
Ems-Eifel-Phase
(sauer)
Lahn
Siegener Antiklinorium
Dill
Marburg
Dillenburg
Hörre-Zone
Senke
Westerwald
Gießen
Wetzlar
Weilburg
Hessische
Limburg
Antiklinorium
Taunus
N
10 km

Tafel II

1↑

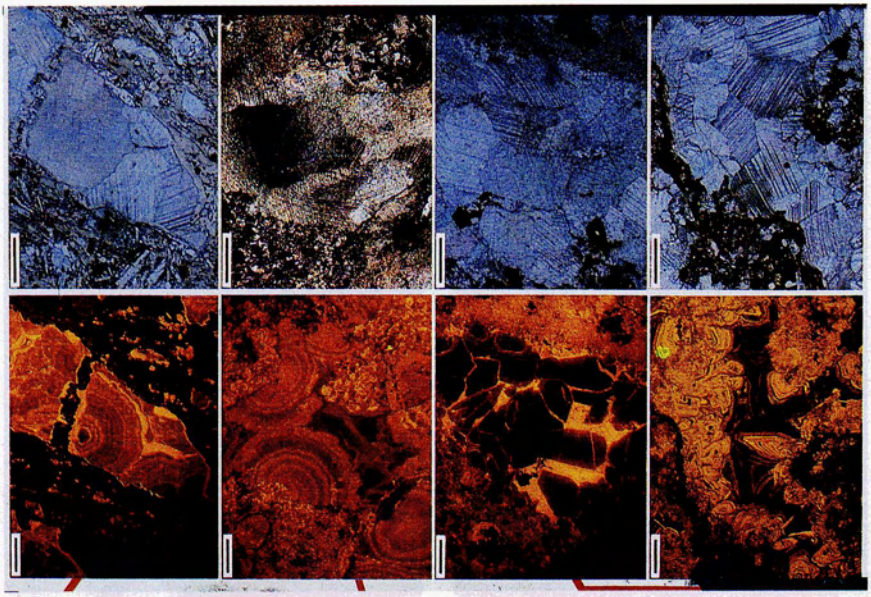


2↑

3↑

4↑

Tafel III

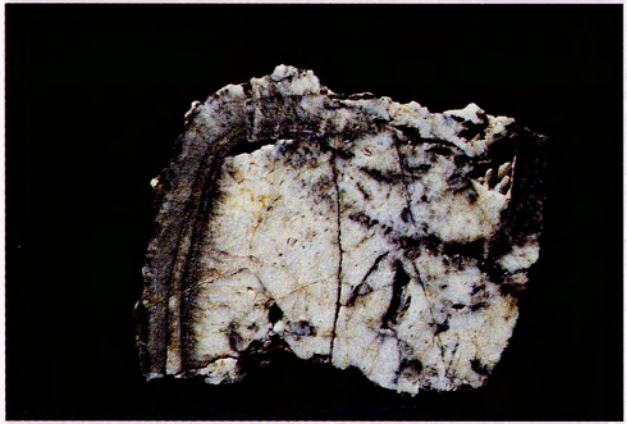


1

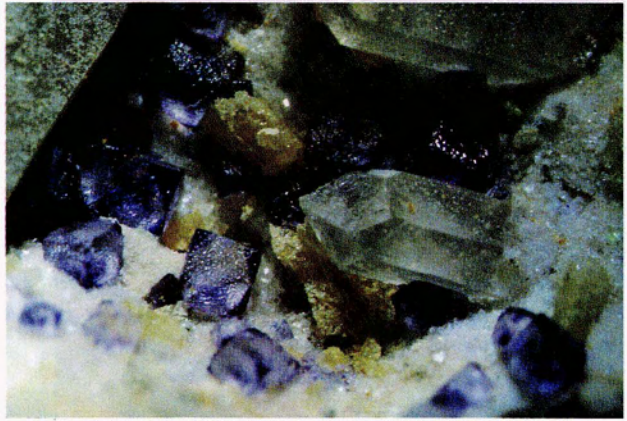
2

1

2

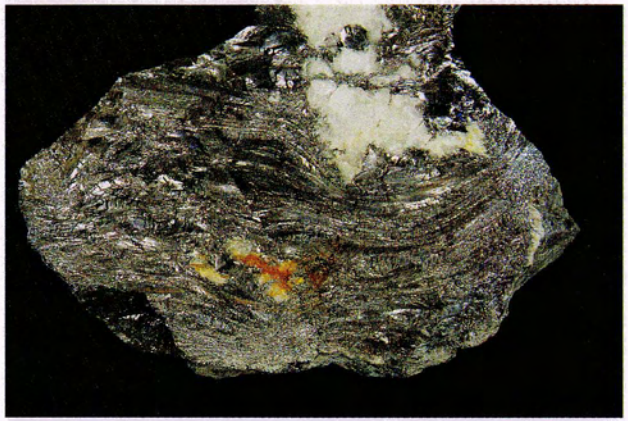


3

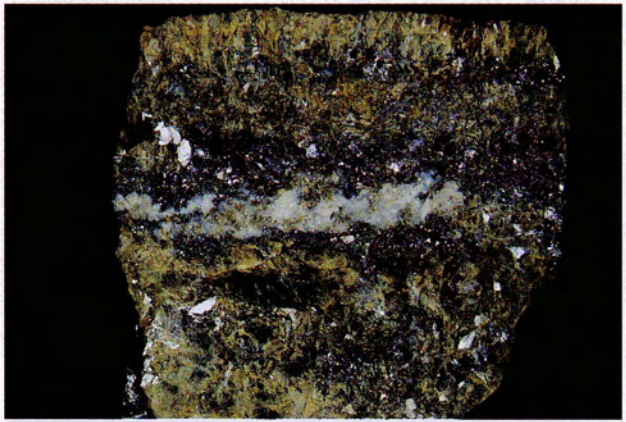


4

Tafel IV



1



2

3

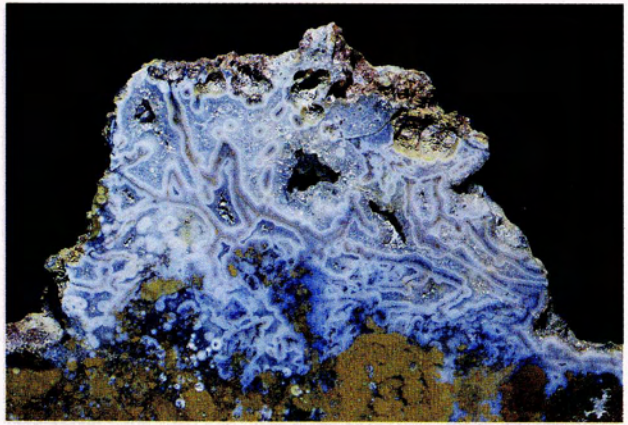
4

Tafel V

1

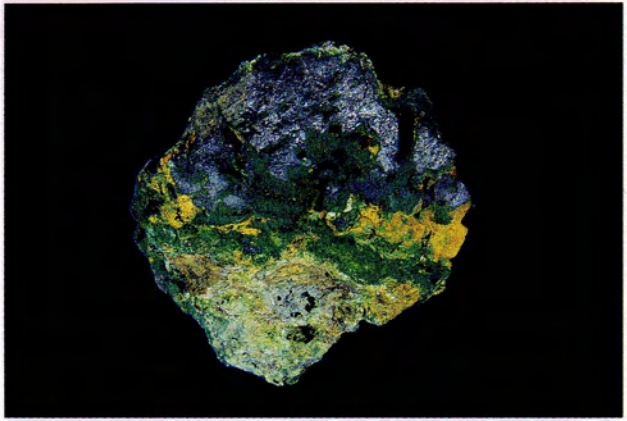
2

3



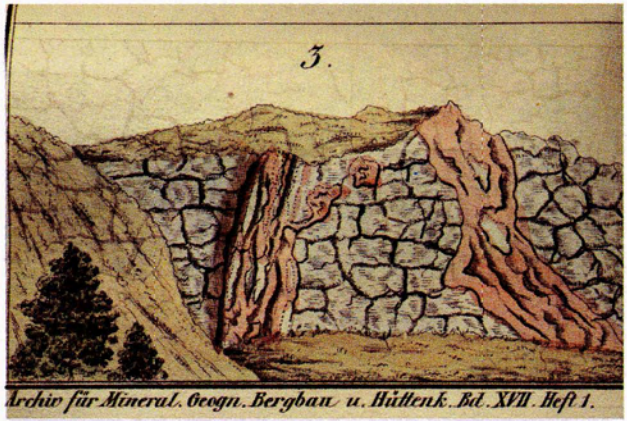
4

Tafel VI

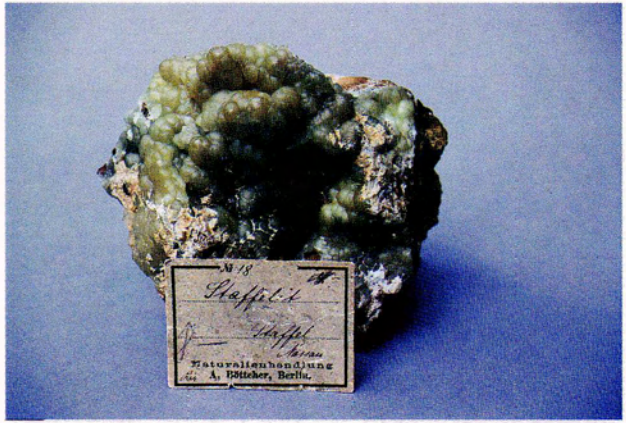


1

2

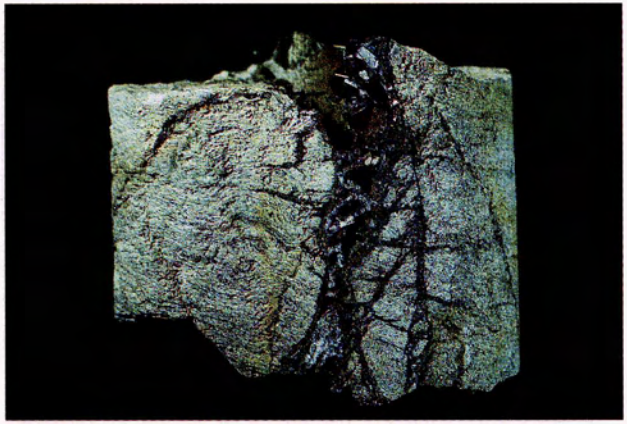

3.
Archiv für Mineral. Geogn. Bergbau u. Hüttenk. Bd. XVII. Heft 1.

3


Naturalienhandlung
A. Böttcher, Berlin.

4

1



2

MINERALIEN-
SAMMLUNG
Sr. kais. kön.
Hoheit des
ERZHERZOGS
STEPHAN.
№ 75
1796
Kalkspath
Fundort Baldwinstein

3

4

deten Bergkristallen und Quarzsplittern bewachsen. Breite der Stufe 7 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).
Taf. V, 4. Albitkristalle auf Bergkristall, mit Chlorit bestäubt. Daisbach bei Kettenbach, Westtaunus (Bl. 5714 Kettenbach). Bildbreite 2 cm (Foto: SUSANNE PETRA SCHWENZER).

Taf. VI, 1. Pseudomorphosen von Quarz nach frei gewachsenen Barytkristallen. Usingen, Osttaunus (Bl. 5617 Usingen). Breite der Stufe 18 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).
Taf. VI, 2. Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt. Diabaswerk der Fa. Jakob & Weigel KG, Herbornseelbach, Dillmulde (Bl. 5215 Dillenburg). Höhe des großen Einzelkristalls 7 cm (Foto: SUSANNE PETRA SCHWENZER).
Taf. VI, 3. Hydrothermale Breccie mit Nebengesteinsklasten, die palisadenartig von Quarz umwachsen werden (sog. Sternquarz). Quarzgang Naurod–Bremthal/Westtaunus (Bl. 5815), Breite des Stückes 14 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).
Taf. VI, 4. Chalcedon auf Eisenkiesel. Steinbruch Köster bei Warstein, Sauerland (Bl. 4516 Warstein). Bildbreite ca. 5 cm (Foto: FRANK HÖHLE).

Taf. VII, 1. Derber Chalkosin aus einer Reicherzzone („Rückenerz") der Grube „Friederike" in Marsberg, Sauerland (Bl. 4519 Marsberg), teils sekundär in Malachit umgewandelt. Breite 10 cm (Foto: BERND HERRMANN).
Taf. VII, 2. Durch Ätzen freigelegtes Primärgold in Calcit. Grube „St. Georg", Eisenberg bei Korbach, Waldeck (Bl. 4718 Goddelsheim). Bildbreite ca. 1,5 cm (Foto: JENS KULICK).
Taf. VII, 3. Gangförmige Dolomitisierungszonen im „Massenkalk" der Lindener Mark bei Gießen (aus A. v. KLIPSTEIN 1843).
Taf. VII, 4. Nierig ausgebildeter Staffelit von Staffel, Lahnmulde (Bl. 5614 Limburg a. d. Lahn) mit historischem Sammlungsetikett. Breite des Stückes 11 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).

Taf. VIII, 1. Barytrose aus miozänen Quarzsanden von Rockenberg, Wetterau (Bl. 5518 Butzbach), Durchmesser 6 cm (Foto: HERBERT KIRNBAUER).
Taf. VIII, 2. Mit Markasit/Pyrit und Baryt mineralisierte Zufuhrspalte der Wiesbadener Thermalquellen in Metarhyolith (Bl. 5915 Wiesbaden). Bohrkerndurchmesser 10 cm (Foto: HERBERT KIRNBAUER).
Taf. VIII, 3. Calcitkristalle auf Roteisenstein von Balduinstein a. d. Lahn (Bl. 5613 Schaumburg) mit Originalsammlungsetikett der Mineraliensammlung des Erzherzogs STEPHAN. Breite des Stückes 9 cm (Foto: DETLEF DEDERSCHECK).
Taf. VIII, 4. Milleritkristalle mit Chalkopyrit und Calcit. Grube „Hilfe Gottes" bei Nanzenbach, Dillmulde (Bl. 5216 Oberscheld). Höhe des Kristallbüschels ca. 1 cm (Foto: BERND HERRMANN).

6 Schriftenverzeichnis

ADEYEMI, A. (1982): Vergleichende mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen aus hydrothermalen Mineralisationen der Rhenoherzynischen Zone. – Diss. Math.-Naturwiss. Fachbereiche Univ. Göttingen, 5 Bl. + 123 S., 33 Abb., 5 Tab., 16 Fototaf.; Göttingen.

AHLBURG, J. (1911): Geologische Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn-Dillgebietes. – Z. prakt. Geol., **19**: 59-71, 9 Abb.; Berlin.

– (1915): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. – Jb. Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst. Berlin f. d. Jahr 1915, **36** (I), H. 2: 269-373, 8 Abb., 9 Taf.; Berlin.

– (1917a): Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu den Eruptivgesteinen. – Z. prakt. Geol., **25**: 29-38, 49-56, 6 Abb.; Berlin.

– (1917b): Die Manganeisenerzvorkommen am Ostrande des Rheinischen Gebirges zwischen Gießen und Homburg. – Masch.-schrftl. Gutachten, 41 S., 3 Kt., zahlr. Prof.; o.O.

– (1918a): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5515] Weilburg. – 152 S., 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.

– (1918b): Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5515] Weilburg. – Berlin.

– (1918c): Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5416] Braunfels u. Erl., 120 S., 14 Abb., 5 Taf., Berlin.

AHLFELD, F. (1924): Das Kies- und Schwerspatvorkommen in der Hahnstätten-Katzenelnbogener Mulde. – Glückauf, **60**: 35-39, 2 Abb.; Essen.

AHORNER, L. (1983): Historical Seismicity and Present-Day Microearthquake Acitivity of the Rhenish Massif, Central Europe. – In: FUCHS, K. et al. (1983), S. 198-221, 14 Abb., 3 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).

AHRENDT, H., ANDERLE, H.-J., BEHR, H.-J., MEISL, S. & WEBER, K. (1977): Exkursion G. Tektonische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Exkursionführer Geotagung '77, I: 93-169, 39 Abb.; Göttingen.

–, CLAUER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983), S. 323-338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.

–, HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229-247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.

ALBERMANN, J. (1939): Zur Geologie der Quarzgänge des Taunus und Hunsrück. – Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Bonn, 137 S.; Bonn.

ALBERTI, G. K. B. (1978): Tentaculiten (Dacryoconarida) und Trilobiten aus den Wissenbacher Schiefern und aus dem Ballersbacher Kalk (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**: 257-266; Stuttgart.

– (1985): Zur biostratigraphischen Untergliederung des Greifensteiner Kalkes und der Wissenbacher Schiefer (Unter – bis Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge) mit Hilfe von Dacryoconarida (Tentaculiten). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **59**: 51-56; Hamburg.

– (1993): Dacryoconaride und homoctenide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons I. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **158**: 229 S., 50 Abb., 2 Tab. 46 Taf.; Frankfurt a.M.

ANDERLE, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 279-284; Wiesbaden.

– (1984): Postvariszische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – Eine Übersicht. – Schriftenr. GDMB, **41**: 201-217, 2 Abb.; Weinheim.

– (1987a): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 81-98, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

– (1987b): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. – Tectonophysics, **137**: 101-114, 6 Abb., Amsterdam.

– (1991): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein (2. Aufl.). – 239 S., 32 Abb., 21 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

–, BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): 6. Tektonik. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 208-226; Wiesbaden.

–, FRANKE, W. & SCHWAB, M. (1995): III.C.1 Stratigraphy. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 99-107, 4 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

–, HOTTENROTT, M., KIESEL, Y. & KIRNBAUER, T. (in Vorb.): Das Paläozän von Hahnstätten im Taunus (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn): Untersuchungen zu Tektonik, Paläokarst, postvaristischer Mineralisation und Palynologie. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg; Frankfurt a.M.

– & KIRNBAUER, T. (1993): Das Schwerspat-Vorkommen von Naurod im Taunus (Bl. 5815 Wehen) – eine prävaristische Gangmineralisation. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 91-123, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

– & – (1995): Geologie von Naurod im Taunus. – In: 650 Jahre Naurod 1346-1996. Nauroder Chronik bis zur Gegenwart, S. 85-103, 6 Abb.; Wiesbaden-Erbenheim (Breuer-Verlag).

– & – (1996): Geologische Wanderung durch die Gemarkung Naurod. – Exk. d. Nass. Ver. f. Naturkd. am 8.6.1996, Exk-Führer, 4 S., 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

–, MASSONE, H.-J., MEISL, S., ONCKEN, O. & WEBER, K. (1990): Southern Taunus Mountains. – In: Field

Guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge. Int. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, Aug.-Sept. 1990. – 124-148, 17 Abb.; Göttingen-Giessen.

ANGER, F. A. (1875): Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. – [Tschermaks] Mineralog. Mitt., **1875**: 153-174; Wien.

ANONYMUS (1868): Stephan Victor Erzherzog von Österreich. Sein Leben, Wirken und sein Tod. Zwei Theile in einem Bande. – 5 Bl. + 397 S., 2 Portraits, 2 Facsimiles, 1 Plan, 1 Kt., 7 Holzschnitte; Wiesbaden (Kreidel).

ARNDT, A. W. (1824): Ueber den Bergbau auf Spießglanz, am Silberberge unweit Arnsberg im Herzogthum Westphalen, und über die Bereitung des Spießglanzkönigs im Großen. – Archiv Bergb. u. Hüttenwesen, **8**: 272-302; Berlin.

ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe an northern Africa: Results of a right lateral-shear zone between the Appalachians and the Urals. – Bull. Geol. Soc. America, **88**: 1305-1320, 10 Abb.; Boulder, Colorado.

BAIER, E. & VENZLAFF, V. (1961): Über die Verquarzung von Barytgängen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 365-376, 4 Taf.; Wiesbaden.

BARNES, H. L. (Hrsg.) (1979): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2. Aufl.). – 798 S.; New York, Chichester, Brisbane, Toronto (John Wiley & Sons).

– (Hrsg.) (1997): Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3. Aufl.). – 972 S., 1 Diskette, zahlr. Abb. u. Tab.; New York-Chichester-Weinheim-Brisbane-Singapore-Toronto (John Wiley & Sons).

BAUER, G. (1956): Hakenbildung an Spateisengängen des Siegerlandes. – Z. dt. geol. Ges., **108**: 57-65, 12 Abb.; Hannover.

–, EBERT, A., HESEMANN, J., KAMP, H. v., MÜLLER, D., PIETZNER, H., PODUFAL, P., SCHERP, A. & WELLMER, F. W. (1979): Die Blei-Zink-Erzlagerstätten von Ramsbeck und Umgebung. – Geol. Jb., **D 33**: V-XVI + 1-377, 88 Abb., 52 Tab., 8 Taf., 27 Fototaf.; Hannover.

BAUER, H. (1990): Quarz-Kristalle aus dem mittelrheinischen Schiefergebirge. – Aufschluß So.-Bd. **33**: 199-206, 20 Abb.; Heidelberg.

BAUER, W. (1841): Die Silber-, Blei- und Kupfergänge von Holzappel an der Lahn, Welmich und Werlau am Rhein. – Archiv Min. Geogn. Bergb. Hüttenkd., **15**, 1: 137-209, 3 Taf.; Berlin.

BECHER, J. P. (1789): Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. – 624 S., 4 Taf.; Marburg (Neue akad. Buchhandlung).

BECKER, H. (1884): Die Marmor- und Granit-Werke am Mittel-Rhein. Eine Schilderung der Marmor-Bänke und -Brüche im Nieder-Lahn-Gau und der daraus erschaffenen Burgen, Dome und Denkmale im Lahn-, Main- und Rhein-Land, sowie der Granit-Brüche im Odenwald und der daraus erschaffenen Werke. – VIII + 112 S.; Frankfurt a.M. (H. Keller).

BEHNISCH, R. (1993): Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – Geol. Abh. Hessen, **98**: 89-149, 29 Abb.; Wiesbaden.

BEHR, F. M. (1915): Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Karbons am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. Dt. Geol. Ges., **67**: 1-46, 2 Taf.; Stuttgart.

BEHR, H. J. & GERLER, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany: a study by neutron activation. – Chem. Geol., **61**: 65-77, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.

–, GERLER, J., HEIN, U. F. & REUTEL, C. J. (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **58**: 3-28, Göttingen.

– & HEIN, U. F. (1994): Mineralbildende Lösungssysteme in variskischen Kompressions- und mesozoischen Kollapsregimen Mitteleuropas. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral. **6**, 1994, 1: 348; Stuttgart.

– & HEINRICHS, T. (1987): Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. – Tectonophysics, **142**: 173-202, 12 Abb.; Amsterdam.

–, HORN, E. E., FRENTZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the variscan and post-variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. – Chem. Geol., **61**: 273-285, 10 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.

–, REUTEL, C., HORN, E. & v. D. KERKHOF (1994): Ca-Na-Cl basement brines as tracers of fluid activity and mineralization in an orogenic collaps system. – KTB Report, **94-2**: B 40, 1 Abb.; Hannover.

BEHREND, F. & PAECKELMANN, W. (1937): Der geologische Bau und die Lagerstätten des Ramsbecker Erzbezirkes. – Archiv Lagerstättenforsch., **64**: 1-198, 61 Abb., 18 Taf.; Berlin.

– & STAESCHE, K. (1936): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [4619] Menge-ringhausen. – 57 S., 1 Taf., 4 Tab.; Berlin.

BEHRMANN, J., DROZDZEWSKI, G., HEINRICHS, T., HUCH, M., MEYER, W. & ONCKEN, O. (1991): Crustal-scale balanced cross section through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment. – Tectonophysics, **196**: 1-21; Amsterdam.

BELKA, Z., AHRENDT, H., FRANKE, W., SCHÄFER, J. & WEMMER, K. (im Druck): Accretion of Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. – Terra Nostra; Bonn.

BELLINGER, E. (1864): Notizen über den Cauber Dachschiefer-Bergbau. – Der Berggeist, **9**: 19-20, 29, 33; Köln.

BELLON, H., ELLENBERGER, F. & MAURY, R. (1974): Sur le rajeunissement de l´illite des pélites saxoniennes du bassin de Lodève. – C. R. Acad. Sci. Paris, **D 278**: 413-415; Paris.

BENDER, P. (1997): 4.2. Paläozoikum der Bickener und Wildstein-Schuppe. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 91-111; Wiesbaden.
–, EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H. & WITTEN, W. (1977): Exkursion A. Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. – Exkursionführer Geotagung '77, I: 1-57, 26 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
–, LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H. D. (1997): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5216 Oberscheld (2. Aufl.). – 412 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
BERG, G. (1922): Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. – Archiv Lagerstättenforsch., **28**, 76 S., 2 Taf.; Berlin.
– (1925): Sychnodymit von Kohlenbach bei Eiserfeld. – Mitt. Abt. f. Gesteins-, Erz-, Kohle- und Salz-Untersuchungen [der Preuß. Geol. L.-Anst.], **2**: 24-29, 2 Abb.; Berlin.
BERGEAT, A. (1910): Bemerkungen über das Kupfererzvorkommen zu Stadtberge in Westfalen. – Z. prakt. Geol., **18**: 367-372; Berlin.
BERNOULLI, D. & LEMOINE, M. (1980): Birth and early evolution of the Tethys: The overall situation. – 26^e Congr. Géol. Internat. Paris, **C 5**: 215-223, 4 Abb.; Paris.
BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – Tectonophysics, **137**: 127-170; Amsterdam.
BEYSCHLAG, F. (1898): Die Manganeisenerzvorkommen der „Lindener Mark" bei Giessen in Oberhessen. – Z. prakt. Geol., **6**: 94-96, 1 Abb.; Berlin.
– & SCHRIEL, W. (1923): Das Gold der Eder. – Archiv Lagerstättenforsch., **32**: 29 S., 1 Taf., 5 Fig.; Berlin.
BIERTHER, W. (1951): Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 15-21, 2 Abb.; Wiesbaden.
– & DEGENS, E. (1956): Zur Geochemie hydrothermaler Erzgänge. I. Mangan, Eisen und Kohlendioxyd im Infiltrationshof von Gängen der Bleizinkerz-Grube Mühlenbach bei Ehrenbreitstein/Rhein. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **102**: 329-380, 1 Abb., 15 Tab., 2 Taf., 16 Diagramme; Stuttgart.
BIRKELBACH, M., DÖRR, W., FRANKE, W., MICHEL, H., STIBANE, F. & WECK, R. (1988): Die geologische Entwicklung der östlichen Lahnmulde (Exkursion C am 7. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 43-74, 16 Abb.; Stuttgart.
BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W. (1956): Das Alter der „Urfer Schichten" im Marburger Hinterland nach Conodonten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 138-169, 1 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
BLAß, G. & GRAF, H.-W. (1998): Neufunde von bekannten Fundorten (20). – Min.-Welt, **9** (1): 45-50, 9 Abb.; Haltern.
BLUM, R. (1998): Das Erdbeben im Taunus am 29.11.1997. – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **41**: 14-15; Wiesbaden.
BODE, R. & GÖHLKER, H.-R. (1984): Die Mineralien von Meggen. – Magma, **3/84**: 20-35, 32 Abb.; Bochum.
BODEN, K. (1912): Das Kupfererzvorkommen im unteren Glindetal bei Niedermarsberg (Stadtberge) in Westfalen. – Glückauf, **48**: 937-946 u. 981-988; Essen.
BODIFÉE, E. (1906): Lassen die beiden Eisen- und Manganerzvorkommen von Oberrosbach aufgrund der bisherigen Aufschlüsse dieselben Erklärungen hinsichtlich ihrer Entstehung zu? – Geol. Melde-Arbeit, 26 masch.schrftl. S., 5 Zeichnungen; o.O.
– (1907): Über die Genesis der Eisen- und Manganerzvorkommen von Oberrosbach im Taunus. – Z. prakt. Geol., **15**: 309-316, 6 Abb.; Berlin.
BOEHM (1906): Die wirtschaftliche Bedeutung der Kalk- und Marmorindustrie an der Lahn, ihre ungünstige Lage und die Maßnahmen zu ihrer Hebung. – Z. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im Preuss. Staate, **54**: B473-B534, 7 Abb., 2 Kt.; Berlin.
BÖHM, R., KRAUS, D., STEIN, G. & STEINER, H. (1985): Karst und Höhlen in der Dillmulde. – Karst und Höhle, **1984/85**: 101-114, 2 Abb., 12 Taf.; München.
BOIRON, M. C., CATHELINEAU, M., DUBESSY, J. & BASTOUL, A. M. (1990): Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. – Mineral. Mag., **54**: 231-243, 8 Abb., 5 Tab.; London.
BÖKER, W. (1906): Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. – Glückauf, **1906**: 1071-1113, Essen.
BONEß, M. (1987): Die radiometrische Altersbestimmung der Pb-Zn-Vererzung von Bad Grund mit der Rb/Sr-Methode. – Diss. Univ. Göttingen, 169 S., 22 Abb., 14 Tab.; Göttingen.
BONHOMME, M. G. (1982): Age triassique et jurassique des argiles associées aux minéralisations filoniennes et de phénomènes diagénétiques tardifs en Europe de l'ouest. Contexte géodynamique et implications genétiques. – C. R. Acad. Sci. Paris, **II 294**: 521-524; Paris.
–, BÜHMANN, D. & BESNUS (1983): Reliability of K-Ar dating of clays and silifications associated with vein mineralizations in western Europe. – Geol. Rdsch., **72**: 105-117, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
–, YERLE, J. J. & THIRY, M. (1980): Datation K-Ar de fractions fins associées aux minéralisations. Le cas du bassin uranifère permo-huillier de Brousse-Broquies. – C. R. Acad. Sci. Paris, **D 291**: 121-124, 2 Tab.; Paris.
BOOM, G. VAN DEN (mit einem Beitrag von KRIMMEL, M.) (1986): Geochemische Untersuchungen im Gebiet Lohrheim/Lahn unter Verwendung gasförmiger Elemente und Verbindungen. – Geol. Jb., **D 81**: 3-19, 9 Abb.; Hannover.
BORCHERT, H. (1957): Der initiale Magmatismus und die dazugehörigen Lagerstätten. – N. Jb. Min. Abh., **91**: 541-572; 5 Abb.; Stuttgart.
– (1978): Lagerstättenkunde des Mangans. – 160 S., 37 Abb., 15 Tab.; Essen (Glückauf).

BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – Archiv Lagerstättenforsch., **2**: I-XII + 1-415, 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
– (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – Archiv Lagerstättenforsch., **8**: I-VIII + 1-444, 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.
BOSUM, W., DÜRRBAUM, H. J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – Beih. geol. Jb., **90**: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
BOTTKE, H. (1964): Über ein weiteres Vorkommen von Quecksilbererzen im Raum Königsberg/Krs. Wetzlar. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 250-254, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
– (1965): Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisenlagerstätten des Ostsauerlandes. – Beih. geol. Jb., **63**: 147 S., 27 Abb., 19 Tab., 9 Taf.; Hannover.
– (1969): Die Lagerstätte der Grube Dr. Geier bei Bingen/Rhein als Typlagerstätte der Verwitterungserze des Mangans vom Typ Lindener Mark. – Schriften GDMB, **22**: 159-164, 2 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
– (1970): Der Zusammenhang von Karsthohlformen mit der Lithofazies und dem tektonischen Flächengefüge der devonischen Dolomite in der Waldalgesheimer Mulde bei Bingen/Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 173-186, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
– (1981): Lagerstättenkunde des Eisens. – 202 S., 40 Abb., 88 Tab.; Essen (Glückauf).
– (1982): Geologie der Lagerstätten. – In: DÜNSBERG-VEREIN BIEBERTAL e. V. (Hrsg.), Der Dünsberg und das Biebertal, S. 90-145, 17 Abb., 14 Tab., 1 Taf.; Biebertal.
–, KIRNBAUER, T. & SIMON, P. (in Vorb.): Lahnmulde-Westerwald. – In: Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten, Bd. III (Verwitterungserze); Hannover.
BOULADON, J. & DE GRACIANSKY, P. C. (1985): Les minéralisations dites de couverture (plomb, zinc, cuivre, uranium, barytine, fluorine,...) du Trias au Pliocène, en France. – Chron. Rech. Min., **480**: 17-33, 13 Abb.; Orléans.
BOYLE, R. W. (1979): The Geochemistry of Gold and its Deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). – Geol. Survey Canada, Bull., **280**: 1-584, 100 Abb., 82 Tab., 16 Taf.; Ottawa.
BRANNATH, A. (1989): Mineralogische Untersuchungen an einigen Mangan-Eisenerzvorkommen im Raum Gießen. – Dipl.-Arb. Min. Inst. Univ. (TH) Karlsruhe, 4 + 86 + 46 S., 50 Abb., 24 Tab.; Karlsruhe.
– (1995): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Carbonatmineralen und Quarzen aus Eisen-Manganvorkommen in Hessen und Rheingrabenrand-Sulfidvorkommen in Baden. Ein Beitrag zur Charakterisierung intraformationaler Erzbildungsprozesse. – Diss. Fak. Bio- u. Geowiss. Univ. (TH) Karlsruhe, XII + 144 S., 62 Abb., 43 Tab.; Karlsruhe.
– & SMYKATZ-KLOSS, W. (1992): Mineralogische Untersuchungen an einigen hessischen Mangan-Eisenerzvorkommen. – Chem. Erde, **52**: 3-31, 28 Abb., 11 Tab.; Jena.
BRAUN, F. (1932): Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abt. A, Beil.-Bd. **65**: 173-222, 19 Abb., 3 Tab., 21 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
BRAUN, R. & KÖNIGSHOF, P. (1997): Trockenen Fußes durch ein Riff. – Stromatoporen Riffe in der Lahn-Mulde. – In: STEININGER, F. F. & MARONDE, D. (Hrsg.) (1997): Städte unter Wasser. 2 Milliarden Jahre. – Kl. Senckenbergreihe, **24**: 77-84, 9 Abb.; Frankfurt a.M.
–, OETKEN, S., KÖNIGSHOF, P., KORNDER, L. & WEHRMANN, A. (1994): Development and biofacies of reef-influenced carbonates (Central Lahn Syncline, Rheinisches Schiefergebirge). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **169**: 351-386, 16 Abb., 8 Taf.; Frankfurt a.M.
BRAUNS, C. M. (1995): Isotopenuntersuchungen an Erzen des Siegerlandes. – Diss. Univ. Gießen: 144 S., 59 Abb., 23 Tab.; Gießen.
BRAUNS, R. (1903): Das Mineralreich. – 440 S., 275 Abb., 91 Taf.; Stuttgart (Lehmann).
BREDDIN, H. (1926a): Eisenspatsandsteine und Spateisensteingänge im Siegerland. – Geol. Rdsch., **17a**, STEINMANN-Festschrift: 268-309, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
– (1926b): Die Schieferung im Siegerlande. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **1**, BEYSCHLAG-Festband: 52-55; Berlin.
– (1930): Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. – Geol. Rdsch., **21**: 367-388, 4 Abb.; Berlin.
– (1934a): Das Unterdevon im Nordteil des Siegener Blockes. – Cbl. Min. Geol. Paläont., **1934**, Abt. B.: 145-165, 1 Abb.; Stuttgart.
– (1934b): Die Siegerländer Spateisensteingänge als Ausscheidungen aus dem Nebengestein. – Techn. Bl. Wochenschrift dt. Bergwerkszeitung, **40**: 700-702, Essen.
– (1959): Regionaldeformation, Spaltentektonik und bleizinkerzführende Mineralgänge im westdeutschen Grundgebirge. – Z. dt. geol. Ges., **110**: 448; Hannover.
BREITKREUZ, C. & FLICK, H. (1997): Sedimentation am trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkan von Katzenelnbogen-Steinkopf (Devon/Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **125**: 5-16, 7 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
BRINCKMANN, J. (1981): Projekt Rhenoherzynikum. Untersuchung der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenoherzynikums in stratiformen Konzentrationen. Bericht über das Kernbohrprogramm im Briloner Riffkalk-Komplex. – Bundesanst. Geowiss. u. Rohst., **VII**: 66 S., Anh. 129 S., 21 Abb., 5 Tab., 23 Bohrprof.; Hannover, [unveröff.].
BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rdsch., **36**: 56-66, 2 Abb.; Stuttgart.

– (1990): Abriß der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie (14. Aufl., neu bearbeitet von W. ZEIL). – X + 278 S., 238 Abb., 12 Farbbilder, 35 Tab.; Stuttgart (Enke).
– (1990): Abriß der Geologie. Zweiter Band: Historische Geologie, Erd- und Lebensgeschichte (neu bearbeitet von K. KRÖMMELBEIN, 14. Aufl. durchgesehen von F. STRAUCH). – 404 S., 70 Abb., 63 Fossiltafeln, 21 stratigr. Übersichten; Stuttgart (Enke).
BROCKAMP, O., CLAUER, N. & ZUTHER, M. (1994): K-Ar dating of episodic mesozoic fluid migrations along the fault system of Gernsbach between the Moldanubian and Saxothuringian (Northern Black Forest, Germany). – Geol. Rdsch., **83**: 180-185, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.
– & ZUTHER, M. (1985): K/Ar-Datierungen zur Alterseinstufung lagerstättenbildender Prozesse, Mineralvorkommen in Süddeutschland. – Naturwissenschaften, **72**: 141-142, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.
–, – & CLAUER, N. (1987): Epigenetic-hydrothermal origin of the sediment-hosted Müllenbach uranium deposit, Baden-Baden, W-Germany. – Monograph series on mineral deposits, **27**: 87-98, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart.
BROMEIS, C. (1851): Ueber äußere und innere Verhältnisse der gasreichen Thermen. – Diss. philos. Fakultät Univ. Marburg, 35 S., 1 Taf.; Marburg.
BRÜNING, R., GIEBELER, W., HOLZAPFEL, E., KÖRFER & ULRICH, F. (1893): Beschreibung der Bergreviere Wiesbaden und Diez. – 254 S., 1 Kt., 11 + 5 Taf., Kt. und Taf. in eigenem Band; Bonn (A. Marcus).
BUFF, E. (1882): Beschreibung des Bergreviers Deutz. – 100 S., 10 Tab.; Bonn (A. Marcus).
BUFF, L. C. (1827): Geognostische Bemerkungen über das Vorkommen der Spiesglanzerze auf der Grube Caspari bei Wintrop und auf der Grube Unverhofft Glück bei Nuttlar im ehemaligen Herzogthum Westphalen. – Archiv Bergb. Hüttenwesen, **16**: 54-60; Berlin.
– (1833): Ueber Gangbildungen, welche eine lagerartige Entstehung zu haben scheinen. – Archiv Min. Geogn. Bergb. Hüttenkd., **6**: 439-443; Berlin.
BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
– & FLÜGEL, E. (1992): Mittel – bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 77-97, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
–, RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellenprofilen E Dillenburg. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 53-115, 9 Abb., 12 Tab., Taf. 6; Wiesbaden.
BURHENNE, H. (1899): Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentakulitenschiefer im Lahngebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun unweit Braunfels. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **29**: 1-56, 5 Taf.; Berlin.
BUSCHENDORF, F. & HÜTTENHAIN, H. (1931): Über das Vorkommen von Gold und Wismuterzen in den Siegerländer Spateisensteingängen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **62**, Abt. A: 51-56, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
–, NIELSEN, H., PUCHELT, H. & RICKE, W. (1963): Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. – Geochim. Cosmochim. Acta, **27**: 501-523, 6 Abb., 3 Tab.; Oxford-London-New York-Paris.
–, RICHTER, M. & WALTHER, H. W. (1957): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. C. Der Erzgang Christian Levin in den Blei-Erz-Feldern König Wilhelm III/IV und Rheinstahl (Zechen Christian Levin in Essen-Dellwig und Prosper in Bottrop). – Beih. Geol. Jb., **28**: 163 S., 85 Abb., 16 Tab., 21 Taf.; Hannover.
– & WALTHER, H. W. (1957): Zur Altersbeziehung von Blei-Zinkvererzung und Diabasaufstieg im östlichen Lahn-Hunsrück-Bezirk (südl. Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Min. Abh., **91**: 455-484, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
CARLS, P. (im Druck): Eine Kalibrierung der Zeit des frühen Devon und ihre Anwendung auf wandernde Depozentren des Rheinischen Schiefergebirges. – Senckenbergiana lethaea; Frankfurt a.M.
CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions – modern and ancient. – 528 S., 383 Abb., 38 Tab., 15 Taf.; London (Allen & Unwin).
CATHELINEAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. – Clay Minerals, **23**: 471-485, 5 Abb., 4 Tab.; London.
–, BOIRON, M. C., HOLLIGER, P. & POTY, B. (1990): Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen (Part II): Time-space relationships between U, Au, Sn-W ore deposition and geodynamic events. – In: MATTE, P. (Hrsg.): Terranes in the Variscan belt of Europe and circum-Atlantic paleozoic orogens. – Tectonophysics, **177**: 59-79; Amsterdam.
CHELIUS, C. (1904): Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung. – Z. prakt. Geol. **12**: 356-362; Berlin.
– (1905): Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen. – 110 S., zahlr. Abb., 1 Kt., 2 Prof.; Gießen (Roth).
CHUDOBA, B., GALLADÉ, M. JÜNGST, H., KLEMM, G., KLÜPFEL, W. et al. (1931): Berichte über die Begehungen vor während und nach der Hauptversammlung in Mainz. – Z. dt. geol. Ges., **83**: 671-694, 1 Abb., 6 Taf.; Berlin.
CLAUSEN, C.-D. (1978): Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 4814 Lennestadt. – 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

– (1979) Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss So.-Bd., **29**: 113-124, 4 Abb.; Heidelberg.
– (1991): Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 4914 Kirchhundem, 146 S., 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
– (1994): Das älteste Unterdevon im Müsener Horst und seine silurische Unterlage (Sauerland/Rheinisches Schiefergebirge). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **169**: 319-327, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a.M.
–, LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbongrenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **35**: 161-226, 27 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
COCKS, L. R. M. & FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. – Journ. Geol. Soc. London, **139**: 465-478; London.
CRAIG, J. R., VAUGHAN, D. J. & HIGGINS, J. B. (1979): Phase relations in the Cu-Co-S system and mineral associations of the carrollite ($CuCo_2S_4$) – linnaeite (Co_3S_4) series. – Econ. Geol., **74**: 657-671, 11 Abb., 5 Tab.; Lancaster.
CRAMER, L. W. (1827): Geognostische Fragmente von Dillenburg und der umliegenden Gegend. – 118 S., 1 Kt.; Gießen.
CREDNER, F. (1889): Bad Nauheim (Grossherzogthum Hessen). – 24 S., 1 Tab.; Leipzig (Veit & Comp.).
CRUSE, B. (1977): Ein Quarzkristallfund aus dem mittelrheinischen Schiefergebirge. – Aufschluß, **28**: 143-144, 1 Abb.; Heidelberg.
CUP, C. (1955): Tectonic and genesis of the lead-zinc ores of Tellig (Hunsrück, W. Germany). – Geologie en Mijnbouw, N. Ser., **17**: 285-318, 21 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Den Haag.
DAHMER, G. (1923): Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**: 655-693, 4 Abb., Taf. 9-10; Berlin.
DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.) (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. – XVI + 604 S., 233 Abb., 30 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
DARBYSHIRE, D. P. F. & SHEPHERD, T. J. (1985): Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. – J. geol. Soc. London, **142**: 1159-1177, 5 Abb., 10 Tab.; London.
DE JONG, W. F. & HOOG, A. (1928): Carrollite (sychnodymite). – Z. Krist., **66**: 168-171, 1 Abb., 1 Tab.; Leipzig.
DECHEN, H. v. (1873): Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche, nebst einer physiographischen und geognostischen Uebersicht des Gebietes. – XXIV + 806 S.; Berlin (G. Reimer).
DEDE, L. (1923): Über das Vorkommen von Blei und Zink in den Sintern der Bad Nauheimer Sprudel. – Z. analyt. Chemie, **62**: 342-348; Berlin.
DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79-138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
DEKORP RESEARCH GROUP (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79**: 523-566, 21 Abb.; Stuttgart.
DELKESKAMP, R. (1900): Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen und ihre Entstehung, zumal in den Manganerzlagerstätten. – Notizbl. Ver. Erdk. großh. geol. L.-Anst. Darmstadt, (IV) **21**: 47-83, 2 Taf.; Darmstadt.
– (1901): Die hessischen und nassauischen Manganerzlagerstätten und ihre Entstehung durch Zersetzung des dolomitisirten Stringocephalenkalkes resp. Zechsteindolomits. – Z. prakt. Geol., **9**: 356-365; Berlin.
– (1903): Über die Kristallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gyps bei ungewöhnlich grosser Menge eingeschlossenem Quarzsandes. – Z. Naturwiss., **75**: 185-208, 10 Abb.; Stuttgart.
– (1909): Ueber einige Vorkommen von Barytsandstein, ihre Entstehung und Verwertung. – Der Steinbruch, **4**: 94-97, 111-115, 12 Abb.; Berlin.
DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. Kgl. Preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad. Berlin f. 1894, **15**: 8-64, 1 Taf.; Berlin.
– (1901): Der geologische Bau des Kellerwaldes. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **34**: 1-88; Berlin.
– (1912): Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge, Tl. 1. – Archiv Lagerstättenforsch., **6**: 65 S., 10 Abb., 1 Kt.; Berlin.
DIEFFENBACH, E. (1856): Erl. Geol. Specialkt. d. Großherzogthums Hessen u. d. angrenzenden Landesgebiete 1:50000, Sect. Gießen. – 112 S.; Darmstadt (Jonghaus).
DIESTERWEG, C. (1882): Beschreibung des Bergreviers Wied. – 106 S., 1 Kt.; Bonn (A. Marcus).
DIETRICH, R. (1978): Neues zur Phosphatparagenese der Grube Rotläufchen in Waldgirmes bei Wetzlar. – Teil 1: Aufschluß, **29**: 107-124, 17 Abb., Teil 2: Aufschluß, **29**: 139-153, 14 Abb. + Titelbild; Heidelberg.
– (1982a): Die Grube Rotläufchen in Waldgirmes bei Wetzlar. – Emser Hefte, **4**, Nr. 3: 5-21, 7 Abb.; Haltern.
– (1982b): Die Mineralien der Phosphatparagenese der Grube Rotläufchen. – Emser Hefte, **4**, Nr. 3: 22-47, 46 Abb.; Haltern.
DILL, H. (1985): Antimoniferous mineralization from the Mid-European Saxothuringian Zone: mineralogy, geology, geochemistry and ensialic origin. – Geol. Rdsch., **74**: 447-466, 9 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
DILLMANN, W. (1952): Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), **3**: 91-108, 1 Taf.; Wiesbaden.
DITTMAR, D., MEYER, W., ONCKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T., WALTER, R. & v. WINTERFELD, C. (1994): Strain

partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. – Journ. Struct. Geol., **116**: 1335-1352; Oxford.
DORNSIEPEN, U. (1985): Lithology and geochemistry of the rocks overlying the Meggen orebody. – Geol. Jb., **D 70**: 53-74, 9 Abb., 4 Tab.; Hannover.
DÖRR, W. (1986): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (E'Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Gießen, 134 S., 28 Abb., 16 Tab., 5 Kt.; Gießen.
– (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Abh. Hessen, **91**: 1-94, 22 Abb., 5 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.
–, FRANKE, W. & KRAMM, U. (1992): Stammt der Andreasteich bei Gießen von Baltica oder Gondwana? U-Pb-Signaturen detritischer Zirkone. – Gießener Geol. Schriften, **48**: 43-59; Gießen.
– & PREISS, R. (1982): Die Geologie des Nauborner Kopfes und seiner Umgebung (Blatt Nr. 5416 Braunfels und Blatt Nr. 5417 Wetzlar). – Giessener Geol. Schriften, **31:** 224 S., 94 Abb., 4 Kt.; Gießen.
DOUTCH, S. (1977): Die Eisenerzlagerstätte Falkenstein, Lahn-Dill-Gebiet. – Diss. RWTH Aachen, 170 S., 65 Abb., 21 Tab.; Aachen.
DRABICK, F. (1970): Die Grube „Schöne Aussicht" bei Dernbach. – Aufschluß, **21**: 127-130, 3 Abb.; Heidelberg.
DROZDZEWSKI, G., HARTKOPF-FRÖDER, C. & WREDE, V. (1997): Unterkretazischer Tiefenkarst und Höhlenfüllungen in der Wülfrather Massenkalklagerstätte (Rheinisches Schiefergebirge). – Nachr. Dt. Geol. Ges., **63**: 34-35; Hannover.
DUFOUR, J. (1925): Die Grube „Königsberger Gemarkung" und ihre Beziehung zur Stratigraphie und Tektonik der östlichen Lahnmulde. – Diss., Univ. Gießen, 70 S., 14 Abb.; Gießen.
DUMONT, A. (1848): Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. – 613 S.; Bruxelles (Académie Royale de Belgique).
EBERT, A. & ANDERLE, H.-J. (1991): Geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5715 Idstein (2. Aufl.). – Wiesbaden.
ECHLE, W. & GUSSONE, R. (1985): Das Trias-Dreieck der Nordeifel und seine Erzvorkommen. – Fortschr. Miner., **63**, Bh. 2: 25-38, 4 Abb.; Stuttgart.
EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W. & SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983), S. 93-124, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
EGGERT, R. (1993): Mineralien aus dem Gangzug des ehemaligen Bergbaureviers Altlay/Hunsrück. – Min.-Welt, **4** (5): 16-19, 9 Abb.; Haltern.
– (1998): Ein außergewöhnlicher Bergkristallfund im Hunsrück. – Min.-Welt, **9** (2): 33-36, 8 Abb.; Haltern.
EHRENBERG, H., PILGER, A., SCHRÖDER, F., mit Beitr. von E. GOEBEL und K. WILD (1954): Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). – Beih. Geol. Jb., **12**: 352 S., 147 Abb., 127 Tab., 29 Taf.; Hannover.
EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G. & KÜMMERLE, E. (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg (2. Aufl.). – 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
EHRENDREICH, H. (1957): Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei-Zinkerzgänge. – Z. dt. geol. Ges., **110**: 561-582, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
EINECKE, G. (1906): Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. – Inaug. Diss. philosoph. Fak. Friedrich-Alexanders-Univ. Erlangen, 40 S., 2 Kt., 2 Taf.; Frankfurt a.M. (Knauer).
– (1932): Der Bergbau und Hüttenbetrieb im Lahn- und Dillgebiet und in Oberhessen. – XVI + 778 S., 103 Abb., 182 Tab.; Wetzlar (Berg- und hüttenmännischer Verein).
– & KÖHLER, W. (1910): Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. – Archiv Lagerstättenforsch., **1**: XXII + 766 S., 112 Abb., 16 Taf.; Berlin.
EINSELE, G. (1963a): „Convolute Bedding" und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **116** (2): 162-198; Stuttgart.
– (1963b): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 1-60, 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
EISBACHER, G. H. (1991): Einführung in die Tektonik. – 310 S., 393 Abb.; Stuttgart (Enke).
EISENBACH, U. (1994): Zuchthäuser, Armenanstalten und Waisenhäuser in Nassau. – 309 S., 14 Tab.; Wiesbaden (Veröfftl. Histor. Kommission f. Nassau, **56**).
ELMSHÄUSER, R. & SCHNEIDER, J. (1986): Mineralogische Notizen von der Halde der Grube Rotläufchen bei Waldgirmes, Wetzlar. – Emser Hefte, **7**: 1-4, 9 Abb.; Haltern.
EMMERMANN, R. (1996): Die Kontinentale Tiefbohrung –Verlauf und erste Ergebnisse. – Spektrum d. Wiss., **3/96**: 30-41, 8 Abb.; Heidelberg.
EMMERMANN, K.-H., HINDEL, R., KRIMMEL, M. & ZINNER, H.-J. (1993): Sulfid-Baryt-Mineralisationen in der südwestlichen Lahnmulde. Ein Beitrag zur Genese und Prospektion synsedimentär-exhalativer Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge. – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 7-38, 11 Abb., 13 Tab.; Mainz.
ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, F. W. (1983): Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinische Schiefergebirge. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983), S. 267-287, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
ENGELS, B. (1955): Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **14**: 96 S., 31 Abb., 5 Taf., 2 Tab.; Wiesbaden.
– (1987): Über die die Bedeutung der „Diagonalstörungen" im Hunsrückschiefer. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 259-284, 15 Abb.; Wiesbaden.

ERBREICH, L. (1827): Geognostische Beschreibung der Spiesglanz-Lagerstätte in dem Concessions-Felde Hoffnung bei dem Dorfe Brück, in der Bürgermeisterei und im Kreise Adenau, Regierungs-Bezirk Koblenz. – Archiv Bergb. Hüttenwesen, **16**: 44-53, 1 Taf.; Berlin.

ERLENMEYER, A. (1855): Die Solthermen zu Nauheim in ihrer medicinischen Bedeutung mit besonderer Berücksichtigung der Krankheiten des Nervensystems. – 3 Bl. + 83 S.; Neuwied (J. H. Heuser).

ERLINGHAGEN, K.-P. (1989): Fluid inclusion studies of siderite lodes of the Siegerland-Wied District (Rheinisches Schiefergebirge), FRG. – N. Jb. Min. Mh., **1989**: 557-567, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

ESQUEVIN, J., HUARD, M. & MENENDEZ, R. (1976): Géochronologie dans les séries de Canaveilles et de Jujols autout du gisement de fluorine d'Escaro (Pyrenées orientales). – Mem. h. sér., Soc. géol. France, **7**: 269-275, 5 Abb., 2 Tab.; Paris.

EVANS, A. M., übersetzt von U. NEUMANN & G. LARSEN (1992): Erzlagerstättenkunde. – XIV + 356 S., 162 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Enke).

– (1997): Ore geology and industrial minerals. – 390 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Oxford.

EVERLIEN, G. (1997): Hydrous pyrolysis of high-maturity coals and black shales from Central Europe and adjacent areas – thermodynamic considerations. – Geol. Jb., **D 103**: 43-64, 12 Abb., 3 Tab.; Hannover.

FALK, F., FRANKE, W. & KURZE, M. (1995): V.B.1 Stratigraphy. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 221-234, 2 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology (2nd ed). – 589 S., 190 Abb., 44 Tab.; New York.

FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – IX + 192 S., 50 Abb., 27 Fotos, 14 + 39 Tab.; Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.-D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K. E., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H.-J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten. I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum). 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3-517, 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.

FISHER, R. V. & SMITH, G. A. (1991): Volcanism, Tectonics and Sedimentation. – In: FISHER, R. V. & SMITH, G. A. (Hrsg.): Sedimentation in Volcanic Settings. – Soc. Sed. Geol. Spec. Publ., **45**: 1-5, 1 Abb.; Tulsa/Oklahoma.

FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler Geol. Abh., **26**: 1-231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.

– (1978): Der Keratophyr vom Rupbachtal (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 77-94, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.

– (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 27-43, 14 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

– (1984): Kristallisation des Quarzes in kieselsäurereichen Schmelzen – Möglichkeiten seiner Verwendung als geologisches Thermometer und Barometer, insbesondere für Vulkanite. – Habilitationsschrift Fak. Geowiss. Univ. Heidelberg, 133 S., 41 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Heidelberg.

–, HORN, M., NESBOR, H. D. & WENGERT, N. (1991): Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 45-76, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

– & NESBOR, H. D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 411-475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

– & – (1990): Paläozoischer Vulkanismus. – In: Erl. Geol. Kt. Rheinld.-Pfalz 1:25000, Bl. 5613 Schaumburg (2. Aufl.), S. 34-43, 61-65, 72-84, Abb. 6-10, 16 u. 23-32; Mainz.

–, – & BEHNISCH, R. (1990): Iron Ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study of the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdschau, **79**: 401-415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

–, –, NIEMANN, J., REQUADT, H. & STAPF, K. R. G. (1988a): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde auf Blatt 5613 Schaumburg (Exkursion H am 9. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 161-190, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

–, PFEFFERKORN, H. W. & SCHMIDT, J. (1988b): Presence of land-plants on a volcanic island in a Devonian sea (Rhenish Mountains, West Germany). – Review Palaeobotany Palynology, **56**: 177-181, 3 Abb.; Amsterdam.

–, QUADE, H. & STACHE, G.-A. (1988c) mit Beiträgen von F. W. WELLMER: Einführung in die tektonischen Arbeitsmethoden – Schichtenlagerung und bruchlose Verformung (4. Aufl.). – Clausthaler Tektonische Hefte, **12**: 96 S., 54 Abb., 2 Tab., Anhang; Clausthal-Zellerfeld (Ellen Pilger).

– & SCHMIDT, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Facies, **17**: 67-71, 4 Abb.; Erlangen.

– & STRUVE, W. (1984): *Chotecops sollei* und *Chotecops ferdinandi* aus devonischen Schiefern des Rheinischen Gebirges. – Senckenbergiana lethaea, **65**: 137-163, 1 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

– & WEISSENBACH, N. (1978): Magmatische Würfelquarze in Rhyolithen (Quarzkeratophyren) des Rheinischen Schiefergebirges. – TMPM Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., **25**: 117-129, 6 Abb.; Wien.

FLICK, U. (1998): Greifenstein im Rheinischen Schiefergebirge: Deutschlands artenreichste Trilobitenfundstelle. – Mskrpt., Beitrag Jugend forscht '98, 15 S., 9 Abb., 1 Tab.; Marktoberdorf.

FLOYD, P. A. (1995): III.B.3 Igneous Activity. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 59-81, 13 Abb., 3 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

FÖRSTER, B. & HAACK, U. (1995): U/Pb-Datierungen von Pechblenden und die hydrothermale Entwicklung der U-Lagerstätte Aue-Niederschlema (Erzgebirge). – Z. Geol. Wiss., **23**: 581-588, 2 Abb.; Berlin.

FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse, abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – Geotekt. Forsch., **68**: 1-253, 42 Abb., 13 Taf.; Stuttgart.

– (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – Geol. Soc. Amer., Spec. pap., **230**: 67-90, 7 Abb.; Boulder, Colorado.

– (1991): Devon und Unterkarbon des Waldecker Landes – Ein paläogeographischer Querschnitt (Exkursion C am 4. April 1991). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **73**: 57-78, 10 Abb.; Stuttgart.

– (1992): Phanerozoic structures and events in Central Europe. – In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse. – Cambridge University Press, S. 164-179; Cambridge.

– (1995): III.B.1 Stratigraphy. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 33 – 49, 5 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

–, EDER, F. W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1978): Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian Zone. – Z. dt. geol. Ges., **129** (1): 210-216, 7 Abb.; Hannover.

–, KREUZER, H., OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U. & SEIDEL, E. (1995a): V.C.1 Stratigraphy, Structure, and Igneous Activity. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 277-294, 4 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

–, MEISCHNER, D. & ONCKEN, O. (1996): Geologie eines passiven Plattenrandes: Devon und Unterkarbon im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Exkursionen der Geol. Vereinigung, **3/1996**: 74 S., 49 Abb. (Anh.); Gießen-Göttingen-Potsdam.

– & ONCKEN, O. (1995): Zur prädevonischen Geschichte des Rhenohercynischen Beckens. – Nova Acta Leopoldina, N. F., **71**, Nr. 291: 53-72, 4 Abb.; Halle (Saale).

– & PAUL, J. (1980): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany-Deposition and diagenesis. – Sed. Geol., **25**: 231-256, 8 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.

–, RAUCHE, H. & STEIN, E. (1995b): V.B.2 Structure. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 235-248, 3 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

FRANZKE, H. J. & ANDERLE, H.-J. (1995): III.C.5 Metallogenesis. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 138-150, 7 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

FREBOLD, G. (1927): Über die Bildung der Alaunschiefer und die Entstehung der Kieslagerstätten Meggen und Rammelsberg. – Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, **13**: I-VI + 1-119, 47 Abb., 2 Taf.; Halle (Saale).

FREYBERG, B. v. (1926): Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie. – 212 S., 32 Abb., 15 Taf.; Stuttgart (Enke).

FRIEDRICH, G., GERMANN, A. & JOCHUM, J. (1993): Schichtgebundene Pb-Zn-Vorkommen in klastischen Sedimenten vom Typ Maubach-Mechernich – Lagerstättenbildung durch intraformationale Prozesse. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **138**: 93-105, 4 Abb.; Wien.

– & JOCHUM, J. (1997): Lagerstättenbildung durch intraformationale Stoffumsetzungen. Ein Beitrag zur Einordnung der Metallogenese in die geodynamische Entwicklung Mitteleuropas. – Dt. Forschungsgemeinschaft, Mitt. **23**: 25-103, 14 Abb.; Bonn.

–, PLÜGER, W. & HILMER, E. (1972): Die Anwendung geochemischer Methoden bei der Prospektion im Lagerstättengebiet von Meggen. – Schriften GDMB, **24**: 211-225, 3 Tab., 9 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

FRIESE, K. (1990): Pb-Isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Oberpfalz und des Harzes. – Diss. Univ. Göttingen, 195 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Göttingen.

FRIMMEL, H. (1988): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – Mineral. Deposita, **23**: 268-275; Rotterdam.

FRITZ, P. & LODEMANN, M. (1990): Die salinaren Tiefenwässer der KTB-Vorbohrung. – Die Geowissenschaften, **8** (9): 273-278, 7 Abb., 1 Tab.; Weinheim.

–, –, WEISE, S., WOLF, M., BEHR, H.-J., HANSEN, B. T., HORN, E. E., REUTEL, C., TOPP, J., PEKDEGER, A., SOMMER-VON JERMERSTEDT, C., NOLTE, E., KORSCHINEK, G. & RÜHM, W. (1991): Saline fluids in the KTB pilot borehole. – Scientific Drilling, **2**: 231-243, 4 Abb., 4 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).

FROHWEIN, E. (1885): Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. – 144 S., 1 Kt., 4 Taf.; Bonn (A. Marcus).

FUCHS, A. (1899): Das Unterdevon der Loreleigegend. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **52**: 1-96, 1 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.

– (1907): Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. – Z. Dt. Geol. Ges., **59**: 96-119, 2 Abb.; Berlin.

– (1916): Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und Ganggebiet von Ems. – Archiv Lagerstättenforsch., **9**: 1-80, 1 Kt., 2 Taf.; Berlin.

FUCHS, K., v. GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983): Plateau uplift. The Rhenish Shield – A Case History. – XVII + 411 S., 185 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).

FUCHS, W. (1977): Metallerz- und Schwerspatbergwerk Meggen der „Sachtleben" Bergbau GmbH. – Fortschr. Miner., **55**, Beih. 2: 66-73, 4 Abb.; Stuttgart.

FUCHS, Y. & LANG-VILLEMAIRE, C. (1981): Sur quelques concentrations plombo-zinciferes du Devonien Inferieur du Massif Schisteux Rhenan. – Mineral. Deposita, **16**: 339-355, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.

FUHRMANN, U. (1986): Zeiten jungvulkanischer Aktivität im rheinischen Schild. – Heidelberger geowiss. Abh., **6**: 173-185, 8 Abb.; Heidelberg.
Fürstl. Rentei Schaumburg, Mai 1889, Bericht an Fürstl. Waldeck-Schaumburgische Verw. Arolsen. – Handschrift, Akte „Mineraliencabinet"; o.O.
GAITZSCH, B. & SCHNEIDER, J. W. (1995): Extamontane Senken im variscischen Finalstadium. – Terra nostra, **95/8**: 96, 3 Abb.; Bonn.
GEBHARD, G. (1981): Der Bergbau und die Minerale von Ramsbeck/Sauerland. – Emser Hefte, **6**: 5-41, 47 Abb.; Bochum.
GEER, K. A. (1988): Geochemistry of the stratiform zinc-lead-barite mineralization at the Meggen mine, Federal Republic of Germany. – Diss. Pennsylvania State University, 191 S.; Philadelphia.
GEHLEN, K. v. (1987): Formation of Pb-Zn-F-Ba – mineralizations in SW Germany: a status report. – Fortschr. Min., **65** (1): 87-113, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
GEOL. L.-AMT NORDRH.-WESTF. (1992): Geol. Wanderkt. 1 : 50.000 Naturpark Rothaargebirge (Nordteil); Krefeld.
GEORG, R., HAUS, R. & POREZAG, K. (1985): Eisenerzbergbau in Hessen. – 480 S., 474 Abb., 25 Kt.; Wetzlar (Wetzlardruck).
GERMANN, A., JOCHUM, J. & FRIEDRICH, G. (1994): Die Buntmetallmineralisation der Bohrung Bürvenich 1 in der Mechernicher Triasbucht.- unveröff. DFG-Zwischenbericht, Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre, RWTH Aachen: 24 S., 10 Abb.; Aachen.
GERMANN, K., PAGEL, J.-M. & PAREKH, P. P. (1979): Iodine in karst-type phosphorites from the Lahn region, Germany. – Chem. Geol., **25**: 305-316, 4 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
–, – & PAREKH, P. P. (1981): Eigenschaften und Entstehung der „Lahn-Phosphorite". – Z. dt. geol. Ges., **132**: 305-323, 9 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
GIES, H. (1967a): Das Auftreten und die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks. – Diss. Min.-Petrogr. Inst. TH Clausthal, 93 S., 40 Abb., 16 Taf.; Clausthal.
– (1967b): Zur Beziehung zwischen Magnetkies und Pyrit/Markasit auf den Gängen des Siegerlandes. – Vortragsref. 45. DMG-Jahrestagung, 33-34; Berlin.
–, HÜTTENHAIN, H., RAO, M. S., STADLER, G. & WALTHER, H. W. (1985): Mineralogie und Geochemie des Ganginhalts. – In: FENCHEL, W. et al. (1985), S. 63-127, 9 Abb., 7 Tab.; Hannover.
GIESECKE, A. (1955): Faltung und Gangbildung im Gebiet der Eisenspatgrube „Ameise" bei Siegen. – Geol. Rdsch., **44**: 326-344, 11 Abb.; Stuttgart.
GLAVERIS, M. (1967): Mikroskopische Untersuchungen an paläozoischen Eisenkieseln des Dillgebietes, Rheinisches Schiefergebirge. – Dipl.-Arb., 75 S.; Gießen.
GLEICHMANN, H.-D. (1985): Entwicklung des Siegerländer Eisenerzbergbaues. – In: FENCHEL, W. et al. (1985), S. 389-417, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
–, HELLMUND, W. & REICHENBACH, R. (1985): Bergbaugeschichte. In: FENCHEL, W. et al. (1985), S. 389-429, 7 Abb., 5 Tab.; Hannover.
GOEBEL, R. (1905): Geognosie und Genesis des Eisen- und Manganerz-Vorkommens in der „Lindener Mark" bei Gießen. – Der Erzbergbau, **1905**: 9-13, 40-43, 78-82, 108-111, 139-142, 7 Abb.; Köln.
GOLL, M., LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C. (1995): Die zeitliche Quantifizierung der spätvariscischen vulkanischen Prozesse im Thüringer Wald. – Terra nostra, **95/8**: 83-88, 4 Abb.; Bonn.
GÖRKE, T. (1992): Untersuchungen an fluiden Einschlüssen syn – bis postkinematischer Gangvererzungen im Bereich Hunsrück-Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 5 + 48 S. + 4 S. Anh., 20 Abb., 4 Taf.; Göttingen.
GOTTHARDT, R. (1962): Geologie des Dornaper Massenkalkes. – Diss. RWTH Aachen, 107 S.; Aachen.
– & KASIG, W. [unter Mitarbeit von F. PÖPPELBAUM] (1996): Karbonatgesteine in Deutschland – Rohstoff, Nutzung, Umwelt. – 420 S., 229 Abb.; Düsseldorf (Beton-Verlag).
GRADSTEIN, F. M. & OGG, J. (1996): A Phanerozoic time scale. – Episodes, **19**: 3-5 + Zeittafel hinter S. 26; Ottawa.
GRASSEGGER, G. (1986): Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese der Barytlagerstätte Dreislar/Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 383-414, 9 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
GREIM, G. (1894): Die Mineralien des Grossherzogtums Hessen. – VIII + 60 S.; Gießen (E. Roth), [Reprint Verlag Dieter W. Berger, Bad Vilbel, 1994].
GRIFFITTS, W. R. & POWERS, H. A. (1963): Beryllium and Fluorine Content of Some Silicic Volcanic Glasses from Western United States. – Geol. Survey Prof. Pap., **475-B**: B 18-B 19, 3 Abb.; Washington.
GRIMM, W.-D. (1990): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland. – Bayer. L.-Amt f. Denkmalpflege, Arbeitsheft **50:** 250 S., zahlr. Abb. und Tab., 200 Bildtaf.; München.
GRODDECK, A. v. (1883): Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **II**: 72-138; Stuttgart.
GRUBERT, C. (1995): Karst und Höhlen um Erdbach – Ein kleiner naturkundlicher Wanderführer. – Schr. z. Natur- und Landeskd. d. Naturschutzhaus e. V., **1**: 15 S., 2 Abb., 1 Kt.; Wiesbaden.
– (1997): Die bisherige Erforschung der größten Hessischen Höhle. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 99-100; Wiesbaden.
GRÜNEBERG, H. (1867): Ueber Phosphorite aus Nassau. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **24**, Sitz.-Ber.: 44-45; Bonn.
– (1868): Ueber die Nassauer Phosphorite. – Ber. dt. chem. Ges., **1**: 84; Berlin.

GUILBERT, J. M. & PARK, C. F. (1986): The geology of ore deposits. – 985 S., zahlr. Abb. u. Tab.; New York.
GUNDLACH, K. (1933). Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **157**: 1-59, 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.
GURSKY, H. J. (1997): Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoherzynikum – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozeanographie. – Geol. Abh. Hessen, **100**: 117 S., 29 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
GUSTAFSON, L. B. & WILLIAMS, N. (1981): Sediment-hosted stratiform deposits of Copper, Lead and Zinc. – Econ. Geol., **75**: 139-178, 10 Abb., 7 Tab.; Lancaster.
GUTSCHE , F.-H. (1995): Geochemische und petrographische Untersuchungen an Nebengesteinen des Usinger Quarzganges. – Dipl.-Arb. Inst. f. Geowiss. u. Lithophärenforsch. Univ. Gießen, 4 Bl + 131 S., zahlr. Abb. u. Tab. + Anhang mit 22 S. u. zahlr. Abb.; Gießen.
– & HAACK, U. (1996): Geochemische Untersuchungen an alterierten Nebengesteinen des Usinger Quarzganges im Taunus. – Giessener Geol. Schriften, **56**: 155-166, 8 Abb., 4 Tab.; Gießen.
GWOSDZ, W., KRÜGER, H., PAUL, D. & BAUMANN, A. (1974): Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- u. Schwerspat-Lager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelsberges. – Geol. Rdsch., **63** (1): 74-93, 11 Abb.; Stuttgart.
HAACK, U. (1993): Critical note on Lead-Lead model ages. – In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (Hrsg.) (1993), S. 115-116, Stuttgart.
–, HEINRICHS, H., BONESS, M. & SCHNEIDER, A. (1984): Loss of Metals from Pelites during Regional Metamorphism. – Contrib. Mineral. Petrol., **85**: 116-132, 13 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.
– & LAUTERJUNG, J. (1993): Rb/Sr Dating of hydrothermal overprint in Bad Grund by mixing lines. – In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (Hrsg.) (1993), S. 103-113, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
HAAGE, R. (1964): Beitrag zur Petrographie des Kieselschiefer-Manganerz-Vorkommens im Schävenholz bei Elbingerode (Harz). – Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, math.-naturwiss., **R. 13**: 215-225, 12 Abb.; Halle (Saale).
HABEL, C. F. (1780): Von der Nassauischen Mineralgeschichte und vom brennenden Berg zu Duttweiler in dem Fürstenthum Nassau=Saarbrücken. – Schriften d. Berlinischen Ges. naturforsch. Freunde, **1**: 78-84; Berlin.
HAEGE, T. (1887): Die Mineralien des Siegerlandes und der angrenzenden Bezirke. – VI + 50 S.; Siegen (H. Montanus).
HAGEDORN, B. & LIPPOLT, H. J. (1989): Roter Glaskopf im Harz und erste Datierungs-Untersuchungen. – In: DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (Hrsg.) (1991): Protokoll 3. wiss. Kolloq. DFG-SPP „Intraformationale Lagerstättenbildung", Korbach 30. Nov. u. 1. Dez. 1989: 14-15; Bonn.
– & LIPPOLT, H. J. (1993): Isotopic age constraints for epigenetic mineralizations in the Harz mountains (Germany) from K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr data of authigenic K-feldspars. – In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (Hrsg.) (1993), S. 87-102, 3 Abb., 6 Tab.; Berlin-Stuttgart.
– & – (1994): Isotopische Alter von Zerrüttungszonen als Altersschranken der Freiamt-Sexau-Mineralisation (Mittlerer Schwarzwald). – Abh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **14**: 205-219, 4 Abb., 3 Tab.; Freiburg.
HAHN, H.-D. (1990): Fazies grobklastischer Gesteine des Unterdevons (Graue Phyllite bis Taunusquarzit) im Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Marburg/L.: 173 S., 53 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Marburg.
HAHN, O. (1863): Geognostische Beschreibung des Districtes der Lindner Mark und ihrer nächsten Umgebung bei Giessen, mit besonderer Rücksicht auf das Vorkommen der Manganerze, sowie unter Aufzählung und Charakteristik sämmtlicher mit denselben auftretenden Mineralien. – Z. Dt. geol. Ges., **15**: 249-280; Berlin.
HAHN, R. (1968): Proetida aus der oberen crenistria-Zone von Herborn (Trilobita; Unter-Karbon) Teil 1: Archegonus (Archegonus) Burmeister. – Senckenbergiana lethaea, **49**: 193-233; Frankfurt a.M.
HALLIDAY, A. N. (1980): The timing of early and main stage ore mineralization in Southwest Cornwall. – Econ. Geol., **75**: 752-759, 3 Abb., 3 Tab.; Lancaster.
– & MITCHELL, J. G. (1984): K-Ar ages of clay-size concentrates from the mineralization of the Pedroches Batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangaea. – Earth Planet. Sci. Lett., **68**: 229-239, 3 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
HANNAK, W. (1957): Stratigraphie und Tektonik im Raume Holzappel-Nassau und ihre Beziehungen zu den dortigen Blei-Zinkerzen. – Diss. Math.-Naturwiss. Fak. FU Berlin, VII + 154 S., 63 Abb., 8 Taf.; Berlin.
– (1964): Ergebnisse von Untersuchungen im Blei-Zink-Erzbezirk des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Erzmetall, **17**: 291-298, 9 Abb.; Stuttgart.
– (1965a): Die Eisen-Mangan-Verteilung in der Karbonspat-Generation I der Blei-Zink-Erzgänge des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – MAX RICHTER Festschrift: 203-223, 12 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
– (1965b): Verteilung von Fe, Mn, Ca und Mg im Karbonspat I der Blei-Zink-Erzgänge des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **55**: 385-398, 9 Abb.; Stuttgart.
– (1978): Die Rammelsberger Erzlager. – Aufschluss, So.-Bd. **28**: 127-140, 8 Abb.; Heidelberg.
– & GUNDLACH, H. (1967): Elementverteilung in Karbonspäten der Blei-Zink-Erzgänge des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Min. Abh., **107**: 1-20, 7 Abb.; Stuttgart.
HAQ, B. U. & VAN EYSINGA, F. W. B. (1987): Geological Time Table (4. Aufl.). – Amsterdam (Elsevier).
HAUBOLD, W. (1933): Über das Unterkarbon auf Blatt Goddelsheim am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 208-246, 4 Abb., 1 Taf.; Berlin.
HEGGEMANN, H. & KULICK, J. (1997): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4718 Goddelsheim. – Wiesbaden.

HEIN, U. F. (1984): Die tertiäre Gangmineralisation am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Schriftenr. GDMB, **41**: 65-77, 6 Abb.; Weinheim.
– (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralization of the Rhenish Massif, Central Europe. – Mineral. Mag., **57**: 451-467, 10 Abb., 3 Tab.; London.
– & BEHR, H. (1991): Synorogenic ore deposition in the Variscan external belt of Europe: A tectonic brine model. – In: PAGEL & LEROY (Hrsg.): Source, Transport and Deposition of Metals, S. 57-60; Rotterdam (Balkema).
– & – (1994a): Lagerstättenbildung durch Tectonic Brines – Überprüfung eines Modells synorogener variskischer Vererzungen Mitteleuropas. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Europ. J. Min., **6** (1): 356; Stuttgart.
– & – (1994b): Zur Entwicklung von Fluidsystemen im Verlauf der Deformationsgeschichte des Rhenoherzynikums. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb **1**, 5. Sympos. TSK: 191-193; Göttingen.
– & – (1996): Tectonic brines und synorogene Mineralisationen im mitteleuropäischen Paläozoikum.- unveröff. DFG-Abschlußbericht: 112 S., 51 Abb., 6 Tab., 2 Verz.; Göttingen.
– & KIRNBAUER, T. (1996): Hydrothermaler Apatit in spätvariskischen Mineralgängen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges: Verbreitung, Mineralogie und Geochemie. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Europ. Journ. Min., **8** (1): 141; Stuttgart 1996.
–, OSSWALD, U. & BEHR, H.-J. (1993): The fluid inclusion record of siliceous exhalites, Lower Carboniferous of Rhenish Massif, Germany. – Archiwum Mineralogiczne XLIX/1: 96-98; Warszawa.
–, – & – (1994): Zur Charakterisierung erzbildender Lösungen mittels Fluideinschlußuntersuchungen: Unterkarbonische Eisenkiesel als Fallstudie für die exhalativ-sedimentäre Lagerstättenbildung. – Berliner Geowiss. Abh. (A), **167**: 197-204; Berlin.
HEINEN, V., ONCKEN, O. & WALTER, R. (1994): Simulation der devonischen Krustenextension und Wärmegeschichte im linksrheinischen Schiefergebirge. – Terra Nostra, **3/94**: 59-61; Bonn.
HEINRICHS, H. & HERRMANN, A. G. (1990): Praktikum der analytischen Geochemie. – 669 S., 49 Abb., 64 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
HELSPER, G. & LATSCH, H. (1991): Die neueren Mineralfunde im Siegerland. – Lapis **16**, 7/8: 68-73, 22 Abb.; München.
HENGLEIN, M. (1922): Neue Vorkommen von säuligem Baryt (Wolnyn) nebst morphogenetischen Betrachtungen. – Z. Krist., **56**: 510-616, 6 Abb.; Leipzig.
HENK, A. (1993a): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Geol. Rdsch., **82**: 3-19, 10 Abb.; Berlin-Heidelberg.
– (1993b): Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe-Basin, southwest Germany. – Tectonophysics, **223**: 273-290, 10 Abb.; Amsterdam.
– (1997): Gravitational orogenic collapse vs plate-boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe. – Geol. Rdsch., **86**: 39-55, 13 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
HENNING, P. (1927): Chalkographische Untersuchungen an Siegerländer Erzen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **55**, Abt. A: 250-290, 1 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
HENNINGSEN, D. (1966): Die paläozischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., N. F., Naturwiss. Abt., **34** 1/2: 19-31, 1 Abb., Gießen.
– & QUADE, H. (1962): Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 179-209, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
– & RIETSCHEL, S. (1964): Devon und geröllführendes Unterkarbon am Hüttenberg bei Niederkleen (östliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Senckenbergiana lethaea, **45** (1-4): 223-244, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a.M.
HENRICH, M. (1996): Die Mineralien der Grube Brüderbund im Kohlenbachtal bei Eiserfeld, Siegerland. – Min.-Welt **7**, 3: 43-60, 22 Abb.; Haltern.
HENTSCHEL, H. (1960): Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – Freib. Forschungsh., **C 79**: 82-105, 4 Abb.; Berlin.
– (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT (1970), S. 314-374, 10 Tab.; Wiesbaden.
– & MEISL, S. (1964): Exkursion in das magmatogeneVordevon des Taunus am 9. September 1964 anläßlich der 42. Jahrestagung der dt. Mineral. Ges. in Wiesbaden. – Exkursionsheft („Erläuterungen zur Exkursion in den Taunus"), 17 S., 1 Kt., 1 Tab.; Wiesbaden.
HERBECK, A. (1953): Der Marmor. Entstehung. Arten. Gewinnung. Vorkommen. – 267 S., 20 Abb., 15 Farbtaf.; München (Callwey).
HERBST, F. (1969): Über die im Raum Holzappel-Nassau aufsetzenden Blei-Zinkerzgänge. – 60 S., 39 Abb., 9 Tab.; Bad Ems (Gewerkschaft Mercur).
– & MÜLLER, H. G. (1964): Raum und Bedeutung des Emser Gangzuges. – 72 S.; Bad Ems.
– & – (1966): Der Blei-Zinkerzbergbau im Hunsrück-Gebiet. – 68 S., 46 Abb.; Bad Ems.
HERRMANN, O. (1914): Gesteine für Architektur und Skulptur. – XII + 119 S.; Berlin (Gebr. Borntraeger).
– (1916): Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie (2. Aufl.). – XII + 312 S., 20 Abb., 10 Taf.; Berlin (Gebr. Borntraeger).
HERZIG, P. M., BECKER, K. B., STOFFERS, P., BÄCKER, H. & BLUM, N. (1988): Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos Spreading Center at 86 ° W. – Earth Planet. Sci. Lett., **89**: 261-272, 6 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

– & HANNINGTON, M. D. (1995): Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor. A review. – Ore Geology Reviews, **10**: 95-115, 5 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
HESEMANN, J. (1978): Der Blei-Zink-Erzbezirk des Bergischen Landes als Prototyp einer frühorogenen und palingenen Vererzung. – Decheniana, **131**: 292-299, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
HESS. L.-AMT FÜR BODENFORSCHUNG (1989): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300.000 (4. Aufl.). – Wiesbaden.
HEUSLER, (1881): Ueber ein Phosphoritvorkommen am Steinrother Kopf. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **38**, Sitz.-Ber.: 7-8; Bonn.
HEUSLER, C. (1897): Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel. – 239 S., 6 Tab., 1 Kt., 1 Taf.; Bonn (A. Marcus).
HEYMANN, H. (1869): Ueber mitteldevonische Petrefacten aus den Phosphoritlagerstätten von Nassau. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph., **26**, Sitz.-ber.: 222-224; Bonn.
HOFFMANN, A. (1964): Beschreibungen rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke, Bd. 1, Bergamtsbezirk Betzdorf. – 260 S., 20 Abb., 1 Kt.; Essen (Glückauf).
HOFMANN, W. (1875): Bericht über die Verwaltung der Mineraliensammlung auf Schloß Schaumburg für das zweite Halbjahr 1875. – Handschrift, 3 S., Schaumburg 1875 (LHA Koblenz).
HOFMANN, W. (1970): Schwerspatkonkretionen aus der Wetterau: „Barytrosen" oder „Sandrosen"? – Aufschluß, **21**: 369-370, 1 Tab.; Göttingen.
HÖHLENVEREIN KUBACH E.V. (Hrsg.) (o.J.): Führer durch die Kubacher Kristallhöhle. – 32 S., zahlr. Abb., 2 Kt.; Weilburg-Kubach (Immel & Schuy).
HOLZAPFEL, E. (1892): Erl. geol. Specialkt. Preussen Thüring. Staaten 1:25000, Bl. [5712] Dachsenhausen. – 23 S.; Berlin.
– (1893): Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F. **15**: 124 S., 5 Abb., 16 Taf., 1 Kt.; Berlin.
– (1904): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5812] St. Goarshausen. – 32 S.; Berlin.
HOMANN, W. (1989): Die sedimentären Goldvorkommen im Variszischen Gebirge. Teil I. Verbreitung und Herkunft des Seifengoldes im Nordteil des Ostrheinischen Schiefergebirges. – Dortmunder Beitr. Landeskde. Naturwiss. Mitt., **23**: 49-92, 7 Abb., 1 Kt.; Dortmund.
HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. 4820 Bad Wildungen. – 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
HORN, W. (1975): Mineralogische Untersuchungen an Barytkonkretionen der Wetterau. – Dipl.-Arb. Min.-Petrol. Inst. Univ. Gießen: 107 S., 26 Abb., 31 Tab.; Gießen.
HORSTIG, V. (1883): Über das Phosphoritvorkommen an der Lahn. – Wochenschr. Ver. Dt. Ing., **1883** (No. 25): 229-233.
HORSTMANN, S. (1840): Geologische Verhältnisse der Sodner Gegend und ihrer Heilquellen. – In: S. F. STIEBEL (1840): Soden und seine Heilquellen, S. 33-57, 2 Tab.; Frankfurt a.M. (Carl Jügel).
HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 59-88, 13 Abb.; Heidelberg.
– (1959): Nachtrag zu den Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 248-260, 11 Abb.; Heidelberg.
HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 117-144, 8 Abb.; Wiesbaden.
– (1993): Mangan-Anreicherungen in anoxischen Meeresbecken: Beispiele aus der zentralen Ostsee und dem Unter-Karbon II Mittel- und Westeuropas. – Diss. Univ. Göttingen, 125 S., 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Göttingen.
– (1996): Lower Carboniferous stratiform iron-manganese mineralizations (Rheinisches Schiefergebirge, Germany): products of submarine hydrothermal activity and diagenetic manganese redistribution. – Geologie en Mijnbouw, **75**: 57-68, 9 Abb.; Amsterdam.
– & MEISCHNER, D. (1996): Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins. – Geochim. Cosmochim. Acta, **60**: 1399-1413, 13 Abb., 4 Tab.; New York.
HUCKRIEDE, R. (1982): Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 1. Geologische, paläozoologische und paläobotanische Befunde und Datierung. – Geologica et Palaeontologica, **16**: 183-242, 19 Taf.; Marburg.
– & SCHAEFFER, R. (1984): Die Bedeutung der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden für Altersfragen der Mineralisation des Sauerlandes. – Schriftenr. GDMB, **41**: 399-402; Weinheim.
HUMMEL, K. (1923): Über Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. – Z. prakt. Geol., **31**: 89-93, 1 Tab.; Halle (Saale).
– (1924): Ueber die Eisenmanganerze der Lindener Mark bei Gießen und des Lahngebietes im allgemeinen. – Z. prakt. Geol., **32**: 17-23 + 40-46, 5 Abb.; Halle (Saale).
– (1925): Ein zinnoberführender Erzgang im Devon des östlichen rheinischen Schiefergebirges. – Z. prakt. Geologie, **33**: 137-140 + 154-167, 10 Abb.; Halle (Saale).
HUNDT, T., GERLACH, G., ROTH, F. & SCHMIDT, W. (1887): Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. – IV + 280 S., 8 Taf., 1 Kt.; Bonn (A. Marcus).
HÜNERMANN, F. W. (1954): Zur Genese der Blei-Zink-Erzlagerstätte der Grube Adolph-Helene, Gewerkschaft Barbarasegen, Altlay im Hunsrück. – Diss. Inst. Univ. Bonn, 62 S., 36 Abb., 16 Fig. + Anhang; Bonn.

HÜSER (1898): Das Manganerzvorkommen im Kreise Biedenkopf, Bergrevier Wetzlar. – Glückauf, **27**: 529-533; Essen.

HÜTTENHAIN, H. (1932): Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. – Min. Petrogr. Mitt., **42**: 285-317, 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig.

– (1939): Die Antimonerzführung im westlichen Teile des Westerwaldes und deren bergwirtschaftliche Bedeutung. – Z. angew. Min., **1**: 353-396, 17 Abb.; Berlin.

ILISCH, P. (1996): Gold aus dem Sauerland. – In: Bergbau im Sauerland (Hrsg.: Westf. Schieferbergbau-Museum Schmallenberg-Holthausen), S. 147-151, 4 Abb.; Schmallenberg-Bad Fredeburg (Grobbel-Verl.).

ISERT, F. unter Mitwirkung von AHRENS, W., MATTHÄY, F. & MICHELS, F. (1968): Beschreibungen rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke. Bd. **2**. Bergamtsbezirk Diez. – VI + 282 S., 18 Abb., viele Tab., 1 Kt.; Bad Ems.

JACKSON, P. C. (1985): Sedimentology, stratigraphy and palaeoceanography of some Lower Carboniferous hemipelagic sequences. – Diss. Univ. Oxford, Bd. 1 (Text): 292 S.; Bd. 2: Fototafeln, Anh., Kt.; Oxford.

JÄGER, B. (1997a): Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach. – Geol. Jb. Hessen, **125**: 17-41, 14 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.

– (1997b): Metallisches Quecksilber in fluviatilen Sedimenten der Aar bei Goddelsheim (Nordhessen) – Indikator für mittelalterliche Goldgewinnung? – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 111-114; Wiesbaden.

JAHNKE, H. & MICHELS, D. (1982): Upper Emsian to Middle Devonian at the Haiger Hütte (Dill-Syncline). – Intern. Union Geol. Soc. Subcomm. Dev. Strat., Field Meeting Guidebook, S. 205-212; Frankfurt a.M.

JAKOBUS, R. (1992): Die Erzgänge des östlichen Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 145-160, 2 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

– (1993): Untersuchungen zur Genese und Ausbildung der postvaristischen Quarz- und Buntmetallerz-Gänge des Osttaunus. – Diss. Fachbereich Geowiss. Univ. Frankfurt a.M., 180 S., 61 Abb.; 11 Tab.; Frankfurt a.M.

JEAN, G. E. & BANCROFT, G. M. (1985): An XPS and SEM study of gold deposition at low temperatures on sulphide mineral surfaces: concentration of gold by adsorption/reduktion. – Geochim. Cosmochim. Acta, **49**: 979-987; Oxford.

JOACHIM, H. & SMYKATZ-KLOSS, W. (1987): Zur niedrigthermalen Entstehung gangförmiger Brauneisen-Mangan-Mineralisationen. – Chem. Erde, **47**: 219-230, 16 Abb.; Jena.

JOCHUM, J. (1998): Die Bedeutung von Kohlenwasserstoffen bei der Bildung hydrothermaler Buntmetallvorkommen – Neue Modelle zur Genese am Beispiel variskischer und postvariskischer Lagerstätten des Rheinischen Schiefergebirges. – Habil.-Schr., RWTH Aachen: VII + 153 S., 54 Abb., 10 + 20 Tab.; Aachen.

–, FRIEDRICH, G., GERMANN, A., PICKEL, W., HORSFIELD, B. & LEISTNER, F. (1994): Kohlenwasserstoffe in Erzmineralen der Lagerstätten im Triasdreieck, Eifel – Herkunft und möglicher Einfluß auf die Lagerstättenbildung. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Eur. Journ. Mineral., **6**, 1: 361, 1 Abb.; Stuttgart.

–, HORSFIELD, B. & BECHTEL, A. (1997): Kohlenwasserstoffe in variskischer und postvariskischer Buntmetallmineralisation des Rheinischen Schiefergebirges – Herkunft und Einfluß auf die Lagerstättenbildung. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Eur. Journ. Min., **9**, 1: 171, 1 Abb.; Stuttgart.

JOWETT, E. C. (1991): Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. – Program with abstracts, Geol. Assoc. Can. – Mineral. Assoc. Can. Joint Ann. Meeting, **16**: A62; Toronto.

JUX, E. (1982): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen des Bensberg-Engelskirchener Erzreviers. – Diss. Univ. Köln: 232 S.; Köln.

KAISER, E. & MEYER, H. L. F. (1913): Der Untergrund des Vogelsberges. Mit einem Überblick über den Aufbau der vulkanischen Gesteine. Führer zu der Versammlung des niederrheinischen geologischen Vereins in Gießen, Frühjahr 1913. – 79 S., 10 Abb., 12 Taf.; Bonn.

KALB, G. (1923): Kristalltracht, Vorkommen und Bildungstemperatur der Mineralien. – Centralbl. f. Min. Geol. Paläont., **1923**: 418-422; Stuttgart.

– (1927): Die morphologische Bedeutung der Vizinalfiguren des Quarzes. – Centralbl. f. Min. Geol. Paläont., **1927**, Abt. A: 279-283, 5 Abb.; Stuttgart.

– & KOCH, L. (1929): Die Kristalltracht des Flußspates und Bleiglanzes in minerogenetischer Bedeutung. – Centralbl. Min. Geol. Paläont., **1929**, Abt. A: 308-313, 3 Abb.; Stuttgart.

KAUTH, F. (1867): Beschreibung der in den Aemtern Dillenburg und Herborn aufsetzenden Erzgänge, des darauf geführten Betriebs, und des damit zusammenhängenden Hüttengeschäfts. – In: ODERNHEIMER, F. (Hrsg.) (1867): Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau. 2. Bd., 4. H., S. 109-167, 3 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.

KAYSER, E. [mit Beitr. von A. SCHNEIDER] (1886): Erl. geol. Specialkt. Preussen u. d. Thüring. Staaten [1 : 25 000], Bl. [5614] Limburg. – 52 S., Berlin.

– (1899): Bericht über die Exkursionen. – Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., **32**. Vers.: 7-11; Stuttgart.

– (1907): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5315] Herborn. – 73 S., 3 Abb.; Berlin.

KEGEL, W. (1913): Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. – Abh. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F. **76**: 1-162, 4 Abb., 6 Taf.; Berlin.

– (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterung zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N.F. **86**: 81 S., 2 Abb., 5 Profiltaf., 1 Kt.; Berlin.

– (1923): Die Phosporitlagerstätten in Nassau. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **43**: 197-240, 12 Abb.; Berlin.

– (1925): Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 287-305, 3 Abb.; Berlin.
– (1934a): Geologie der Dillmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **160**: 1-48, 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
– (1934b): Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaues im Dillgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **86**: 314-324, 7 Abb.; Berlin.
– (1953): Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Giessen. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **7**: 1-55, 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
– (1971): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5317 Rodheim-Bieber (2. Aufl.): 8 + 48 S., 5 Abb.; Wiesbaden.

KEGLER, J. (1967): Die Gaudernbacher Schichten (westliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd. Gießen, N.F., Naturwiss. Abt., **35**: 23-37, 6 Abb., 2 Tab.; Gießen.

KIEPER, J. (1993): Über hydrothermale Dolomitvorkommen in Devonkalken des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges bei Steeden a.d. Lahn. – Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Bremen: III + 88 S., 23 Abb., 17 Tab., 3 Kt.; Bremen.
– & BROCKAMP, O. (1995): Hydrothermale Fluide am nördlichen Rheingraben: Zur Dolomitisierung grabennaher Massenkalke im Tertiär. – Z. dt. geol. Ges., **146**: 386-398, 7 Abb., 5 Tab.; Hannover.

KIRNBAUER, T. (1984a): Der Quarzgang und das Eisen- und Manganerz-Vorkommen von Griedel/Wetterau. Ein Beitrag zum Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 179-198, 9 Abb.; Wiesbaden.
– (1984b): Der Eisen- und Manganerz-Bergbau bei Ober-Rosbach, Hessen. – Magma, **2** (2): 31-42, 95, 11 Abb.; Bochum.
– (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterdevon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Abh. Hessen, **92**: 1-228, 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.; Wiesbaden.
– (1995): Ein Kappenquarz aus einem latènezeitlichen Grab bei Bad Nauheim in der Wetterau (Bl. 5618 Friedberg). – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **116**: 65-72, 3 Abb.; Wiesbaden.
– (1997a): Die Mineralisationen der Wiesbadener Thermalquellen (Bl. 5915 Wiesbaden). – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 5-90, 13 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
– (1997b): Die mineralogisch-geowissenschaftlichen Sammlungen im Museum Wiesbaden.– Sammler-Info, **1997** (Beil. zu Min.-Welt **8**, 2): 38-47, 2 Abb.; Haltern [mit weiterführender Literatur].
– (1997c): Forschungsgrabung in der Stollenhalde der Kupferzgrube „Krämerstein" bei Naurod (Bl. 5815 Wehen). – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **40**: 23-25, 1 Abb.; Wiesbaden.
– & STERRMANN, G. (1997): Arsenate in den Pseudomorphosenquarz-Gängen des Taunus: Erstnachweis von Segnitit und Barium-Pharmakosiderit. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 108-110; Wiesbaden.

KISSEL, F. (1937): Der Eisenerz- und Eisen-Manganerzbergbau sowie die bergbaulichen Eigentumsverhältnisse in der Gemarkung Bad Nauheim. – Die Heimat, **7**: 1-3, **8**: 1-3, **9**: 1-2; Bad Nauheim.

KLEMM, G. (1882): Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine. – Z. Dt. geol. Ges., **34**: 771-805; Berlin.

KLIPSTEIN, A. v. (1843): Ueber die Dolomite der Lahngegenden und das mit denselben in Verbindung stehende Vorkommen von Manganerzen. – Archiv Min. Geogn. Bergbau Hüttenkd., **17** (1): 265-303, 1 Taf.; Berlin.
– (1852): Geognostische Darstellung des Grossherzogthums Hessen, des Königlich Preussischen Kreises Wetzlar und angrenzender Landestheile mit Rücksicht auf Landescultur, insbesondere auf Bergbau. Nordwestliche Hauptabtheilung. District zwischen der Dill und der Salzböden. – IX + 320 S., 16 Abb., 4 Taf., 1 Kt.; Frankfurt a.M. (G. F. Heyer).
– (1877): Ueber Diluvial-Wirbelthiere aus Höhlen des Grauwackenkalkes im Lahnthale; Vorkommen des Wavellit und Phosphorit bei Staffel. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1877**: 701-704; Stuttgart.

KLIPSTEIN, P. E. v. (1784): Mineralogischer Briefwechsel und andere Aufsätze für Freunde der Bergwerkswissenschaften. II Band. – 477 S.; Gießen (Krieger).

KLÜGEL, T. (1995): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze – der Südrand des Rhenoherzynikums im Taunus. – Diss. Univ. Würzburg, VIII + 170 S., 85 Abb., 9 Tab., 8 Fototaf., 1 Profil; Würzburg.
– (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze. Der Südrand des Rhenherzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 215 S., 85 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.

KNETSCH, C. (1909): Die Limburger Chronik des Johannes Mechtel. – XXVI + 254 S., mehrere Abb., 1 Taf.; Wiesbaden (Veröfftl. d. Histor. Commission f. Nassau, **VI**).

KNEUPER, G. (1955): Die Tektonik der Eisenspatgänge von Grube „Georg" im Westerwald. – Geol. Rdsch., **44**: 376-390, 8 Abb.; Stuttgart.
– (1956): Das Einschieben der Siegerländer Spateisengänge. – Glückauf: **92**, 206-212, 8 Abb.; Essen.

KOBELL, F. v. (1866): Ueber den Klipsteinit, ein neues Mangansilicat. – Journ. prakt. Chemie, **97**: 180-183; Leipzig.

KÖBRICH, C. (1937/39): Hessische Erzvorkommen. Teil II. Eisenerze, Manganerze und Bauxit. Abt. A [Allgemeine Beschreibung]. – Handb. hess. Bodenschätze, **4**: 1-48, 10 Taf.; Darmstadt.

KOCH, C. (1880): Erl. geol. Specialkt. Preussen Thüring. Staaten 1:25000 Bl. [5816] Königstein. – 46 S.; Berlin.
– (1886): Geol. Specialkt. Preussen u. d. Thüring. Staaten [1:25 000] Bl. [5614] Limburg; Berlin.

KOCH, H. G. (1972): Bevor die Lichter erloschen. Der Kampf um das Erz. Von Bergleuten und Gruben, vom Glanz und Elend des Bergbaus zwischen Sieg und Wied (4. Aufl.). – 180 S., zahlr. Abb.; Siegen.

– (1982): Erzväter – Berg- und Hüttenleute, Gruben und Hochofenwerke im Siegerland und Westerwald. – 240 S., 191 Abb.; Siegen (G. Koch).

KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. – Slg. geol. Führer, **37**: 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).

KOENIGSWALD, W. v. & MEYER, W. (Hrsg.) (1994): Erdgeschichte im Rheinland. Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren. – 239 S., zahlr. Abb.; München (Pfeil).

KOHL, E. (1934): Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. – Archiv Lagerstättenforsch., **58**: 184 S., 17 Abb., 1 Taf.; Berlin.

KÖNIGL. OBERBERGAMT BONN (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – IV + 252 S., 6 Taf., 2 Kt.; Bonn (A. Marcus).

KÖNIGSHOF, P., GEWEHR, B., KORNDER, L., WEHRMANN, A., BRAUN, R. & ZANKL, H. (1991): Stromatoporen-Morphotypen aus einem zentralen Riffbereich (Mitteldevon) der südwestlichen Lahnmulde. – Geologica et Palaeontologica, **25**: 19-35, 6 Abb., 4 Taf.; Marburg.

KOSCHINSKI, G. (1979): Mikrostrukturelle und mikrothermometrische Untersuchungen an Quarzmineralisationen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Göttingen, 146 S. + 6 Bl., 50 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Göttingen.

KOSLOWSKI, J. A. (1985): Die tiefste Bohrung der Welt. – Spektr. Wiss., **2/1985**: 74-83, 6 Abb.; Weinheim.

KOSMANN, B. (1867/68): Der Apatit von Offheim und der Kalkwavellit von Dehrn und Ahlbach. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **21/22**: 417-428; Wiesbaden.

– (1868): Ueber das Vorkommen und die Ausbildung des Phosphorits. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **25**, Correspondenzbl.: 73-79; Bonn.

KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.-Anst., **1**: 1-39, 2 Abb., 2 Taf.; Leipzig.

KRAHN, L. (1988): Buntmetall-Vererzung und Blei-Isotopie im Linksrheinischen Schiefergebirge und in angrenzenden Gebieten. – Diss. RWTH Aachen: 175 S., 72 Abb., 23 Tab.; Aachen.

– & BAUMANN, A. (1996): Lead isotope systematics of epigenetic lead-zinc mineralization in the western part of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – Mineral. Deposita, **31**: 225-237, 7 Abb., 7 Tab.; Berlin-Heidelberg.

– & FRIEDRICH, G. (1991): Zur Genese der Buntmetall-Vererzung im westlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Erzmetall, **44**(1): 23-29, 10 Abb., 7 Tab.; Weinheim.

–, FRIEDRICH, G., GUSSONE, R. & SCHEPS, V. (1986): Zur Blei-Zink-Vererzung in Carbonatgesteinen des Aachen-Stolberger Raums. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 133-157, 7 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Aachen.

KRAPP, H. (1953): Mangan in Zinkblende und Eisenspat. – N. Jb. Min. Mh., **1952**: 33-47, 4 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.

KRATZ, H. C. (1940): Die Lahnmarmorindustrie. – Diss. Wirtschafts- u. Sozialwiss. Fak. Univ. Frankfurt a.M., 57 S., 6 Anl.; Frankfurt a.M. (Nauth, Mainz).

KRAUME, E. (1955): Die Erzlager des Rammelsberges. – Beih. Geol. Jb., **18**: 394 S., 117 Abb., 21 Tab., 47 Taf.; Hannover.

KRAUS, W. (1984): Der Erzbergbau in der Grafschaft Wittgenstein. – Wittgenstein, Blätter d. Wittgensteiner Heimatvereins, **48**: 1-43, 18 Abb.; Bad Laasphe.

KRAUSSE, H.-F. (1971): Geologie des Waldecker Landes. – Waldeckische Landeskunde: 1-45, 2 Abb., 5 Tab.; Korbach (Bing).

–, PILGER, A., REIMER, V. & SCHÖNFELD, M. (1987) [unter Mitarbeit von R. DOMALSKI]: Bruchhafte Verformung, Erscheinungsbild und Deutung mit Übungsaufgaben (4. Aufl.). – Claustaler Tektonische Hefte, **16**: 86 S., 39 Abb., 5 Fototafeln, 24 Übungsaufgaben; Clausthal-Zellerfeld (Ellen Pilger).

KREBS, W. (1960a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 216-242, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

– (1960b): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**: 1-119, 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.

– (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **511**: 1-105, 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt a.M.

– (1968a): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1-71; Stuttgart.

– (1968b): Zur Geologie des Rhenoherzynikums. I. Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalks (Unterkarbon II) bei Langenaubach-Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekton. Forsch., **28**: 72-103; Stuttgart.

– (1971): Devonian Reef Limestone in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G. (Hrsg.) (1971), S. 45-81, 32 Abb.; Frankfurt a.M. (Waldemar Kramer).

– (1972): Die paläogeographisch-faziellen Aussagen zur Position des Meggener Lagers. – Schriften GDMB, **24**: 187-196, 3 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

– (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in Time and Space. – Soc. econ. Palaeont. Min. spec. publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.

– (1978): Moderne Suchmethoden auf Buntmetalle im mitteleuropäischen Grundgebirge. – Erdöl u. Kohle, **31**: 128-133, 5 Abb., 3 Tab.; Hamburg.

– (1981): The geology of the Meggen ore deposit. – In WOLF, K. H. (Hrsg.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, **9**: 509-549, 19 Abb., 7 Tab.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
– & GWOSDZ, W. (1985): Ore-controlling parameters of Devonian stratiform Lead-Zinc-Barite ores in Central Europe. – Geol. Jb., **D 70**: 9-36, 7 Abb., 2 Tab.; Hannover.
KREISVERWALTUNG RHEIN-LAHN (Hrsg.) (1994): Bergbau im Rhein-Lahn-Kreis. – 97 S., 45 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Bad Ems.
KRIMMEL, M. & EMMERMANN, K.-H. (1980): Geochemische Untersuchungen an Baryten. Ein Beitrag zur Genese der Baryte in Rheinland-Pfalz. – Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 127-166, 17 Abb., 9 Tab.; Mainz.
KRITSOTAKIS, K. (1979): Der Einfluß der Löslichkeit auf die hydrothermale Mobilisation des Baryts. – N. Jb. Min. Abh., **135** (2): 132-147, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
– & v. PLATEN, H. (1980): Reduktive Barytmobilisation. – N. Jb. Min. Abh., **137**: 282-306, 9 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
–, SCHULZ-DOBRICK, B. & WERNER, H.-D. (1986): Bildungsbedingungen der Barytrosen in den tertiären Sanden der Wetterau. – Fortschr. Mineral., **64**, Beih. 1: 88; Stuttgart.
KRUSCH, P. (1936): Die Siegerländer Spatgänge, ihre geologische Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. – Glückauf, **72**: 321-329, 2 Tab.; Essen.
KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 1-81, 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
KUCHA, H. & PAWLIKOWSKI, M. (1986): Two-brine model of the genesis of strata-bound Zechstein deposits (Kupferschiefer type), Poland. – Mineral. Deposita, **21**: 70-80, 7 Abb., 4 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
– & PIESTRZYNSKI, A. (1995): Polish Kupferschiefer deposits. – Excursion guide, 3rd biennal SGA meeting, Prague, 28-31 Aug. 1995: 47 S., 19 Abb., 2 Tab.; Prague.
KUDRASS, W. (1971): Ist die Barytrosen-Ära wirklich zu Ende? – Aufschluß, **22**: 186-188, 6 Abb.; Göttingen.
KUHNIGK, A. M. (1976): Villmar. Geschichte und Gestalt einer hessen-nassauischen Großgemeinde. – 275 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Villmar (Pallottinerdruck Limburg).
KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 243-288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
– (1968) mit Beitr. von KÜTHE, H., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., MEISL, S., NIESCHALK, A., NIESCHALK, C., RABIEN, A., SEMMEL, A. & WENDLER, R.: Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach. – 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 19 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
– (1991): Berge und Gold. – Land an Eder und Diemel: 173-183, 8 Abb.; Korbach (Bing).
– (1998): Goldbergbau am Eisenberg bei Goldhausen. – Archäolog. Denkmäler in Hessen, **143**: 15 S., 14 Abb., 3 Kt.; Wiesbaden.
–, MEISL, S. & THEUERJAHR, A.-K. (1997): Die Goldlagerstätte des Eisenbergs südlich von Korbach. – Geol. Abh. Hessen, **102**: 139 S., 47 Abb., 38 Tab., 18 Taf.; Wiesbaden.
– & THEUERJAHR, A.-K. (1983): Mineralisation am Eisenberg bei Goldhausen, 5 km SW Korbach (Bl. 4718 Goddelsheim, Bl. 4719 Korbach). – Fachsektion Lagerstättenforsch. in der GDMB, Führer zur Jahrestagung 1983 in Warstein (Sauerland): 71-88, 7 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
KÜMMERLE, E. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5618 Friedberg. – 247 S., 30 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
– (1981). Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5518 Butzbach. – 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
KURZ, H. R. (1975): Pumpellyit als Kluftmineral aus Herbornseelbach. – Aufschluß, **26**: 293; Heidelberg.
LANCELOT, J. R., DE SAINT ANDRE, B. & DE LA BOISSE, H. (1984): Systematique U-Pb et évolution du gisement dúranium de Lodève (France). – Mineral. Deposita, **19**: 44-53, 8 Abb., 3 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.
LANCELOT, Y. (1980): Birth and evolution of the „Atlantic Tethys" (Central North Atlantic). – 26^{e} Congr. Géol. Internat. Paris, **C 5**: 215-223, 4 Abb.; Paris.
LANGENBACH, U. (1962): Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen (Rheinisches Schiefergebirge, Siegerland). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 287-318, 11 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H & EDER, F. W. (1983), S. 43-76, 8 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
LANGHOFF, C. (1997): Mineralchemische und mikrothermometrische Untersuchungen an den Gangmineralisationen der Pb-Zn-Lagerstätte Ramsbeck im Sauerland. – Diss. Univ. Hamburg, 126 + 25 S., 31 Abb., 26 Tab.; Hamburg.
LARGE, D. E. (1980): Geological Parameters Associated with Sediment-Hosted, Submarine Exhalative Pb-Zn Deposits: An Empirical Model for Mineral Exploration. – Geol. Jb., **D 40**: 59-129, 18 Abb., 11 Tab.; Hannover.
LARSEN, E. S. & SHANNON, E. V. (1930): Two phosphates from Dehrn; dehrnite and crandallite. – American Mineralogist, **15**: 303-306; Menasha, Wisconsin.
LASPEYRES, H. (1891a): Einige Nickel- und Kobalterze aus dem Siegenschen (Korynit, Kallilith, Sychnodymit). – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., Sitzungsber., **48**: 4-18; Bonn.
– (1891b): Sychnodymit, ein neues Kobalterz von der Grube Kohlenbach bei Eiserfeld unweit Siegen. – Z. Krist., **19**: 17-21; Leipzig.

– (1893): Das Vorkommen und die Verbreitung des Nickels im Rheinischen Schiefergebirge. Ein Beitrag zur statistischen und geographischen Mineralogie. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., **50**: 142-272 + 375-518, 7 Tab., 2 Taf.; Bonn.

– & KAYSER, E. (1897): Haarförmiger Antimonglanz aus Rheinland und Westfalen. – Z. Krist., **27**: 49-51; Leipzig.

LAUBENHEIMER, A. (1848): Beitrag zur topographischen Mineralogie des Grossherzogthums Hessen und dessen nächster Umgebung. – Verhandl. naturhist. Ver. f. d. Grosshzgth. Hessen u. Umgebung **2**: 28-60; Darmstadt.

LEHMANN, H. & PIETZNER, H. (1970): Der Lüderich-Gangzug und das Gangvorkommen Nikolaus-Phönix im Bergischen Land. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **17**: 589-664, 15 Abb., 21 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

LEPPLA, A. (1908): + Albert von Reinach. – Jb. Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst. u. Bergakademie zu Berlin (für d. Jahr 1905), **26**: 663-675, 1 Taf.; Berlin.

– (1924): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Bl. [5816] Königstein (2. Aufl.). – 56 S.; Berlin.

– & STEUER, A. (1923a): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000 Bl. [5916] Hochheim-Raunheim (2. Aufl.). – 64 S.; Berlin.

– & – (1923b): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1:25000 Bl. [5915] Wiesbaden-Kastel (2. Aufl.). – 52 S.; Berlin.

LEPSIUS, R. (1900): Festschrift zur Weihe des neuen Soolsprudels zu Bad-Nauheim. – 35 S., 4 Abb., 1 Prof.; Darmstadt.

LEROY, J. & HOLLIGER, P. (1984): Mineralogical, chemical and isotopic (U-Pb-method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Margnac and Fanay mines, Limousin, France). – Chem. Geol., **45**: 121-134, 5 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.

LEUCHS, W. (1985): Beziehungen zwischen Verquarzung und Dolomitisierung der devonischen Riffkalke von Dornap bei Wuppertal. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**: 129-152, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

LEVEQUE, J. & JAKOBUS, R. (1994): Bleiisotope in Galeniten der postvaristischen Quarz- und Mineralgänge des Osttaunus. – Geol. Jb. Hessen, **122**: 75-80, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

LEVEQUE, M. H., LANCELOT, J. R. & GEORGE, E. (1988): The Bertholene uranium deposit – mineralogical characteristics and U-Pb dating of the primary uranium mineralization and its subsequent remobilization: Consequences upon the evolution of the U deposits of the Massif Central, France. – Chem. Geol., **69**: 147-163, 10 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.

LIPPERT, H.-J. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **485**: 1-29, 11 Abb., 10 Taf.; Frankfurt a.M.

– (1970) unter Mitarbeit von HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg (2. Aufl.). – 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.

– (1992): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und der Hörre 1:100000 (2. Auflage). – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforschung).

– (1997): Eisenerze. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 236-291, Abb. 21-24; Wiesbaden.

–, HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg (2. Aufl.). – 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.

LIPPOLT, H. J. (1984): Experimentelle Datierungen von postvariszischen Mineralisationen, Möglichkeiten und Grenzen. – Schriftenr. GDMB, **41**: 305-359, 13 Abb., 2 Tab.; Weinheim.

– (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. – In: FUCHS, K. et al. (1983), S. 112-120 S., 3 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).

– & HESS, J. C. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism. Part III.: Synthesis of results and geological implications. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**: 553-559; Stuttgart.

–, MERTZ, D. F. & ZIEHR, H. (1985): The late Permian Rb-Sr age of a K-Feldspar from the Wölsendorf mineralization (Oberpfalz, FR Germany). – N. Jb. Min. Mh., **1985**: 49-57, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

LIST, K. (1850): Ueber die chemische Zusammensetzung des Taunusschiefers. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **6**: 126-134; Wiesbaden.

LOEWE (1832): Bericht in: ACTA betreffend das Vorkommen des Goldes im Herzogthume Westphalen und dem Fürstenthume Waldeck. – Vol. **I**: 2-7; Stadtberge/Marsberg.

LOTZ, H. (1907): Beitrag zur Kenntnis vom Alter der Siegerländer Erzgänge. – Z. prakt. Geol., **15**: 251-253, 1 Abb.; Berlin.

LÜDERS, V., STEDINGK, K. & FRANZKE, H. J. (1993): Review of geological setting and mineral paragenesis. – In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (Hrsg.) (1993), S. 5-11, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

LUDWIG, R. (1852): Geognostische Beobachtungen in der Gegend zwischen Gießen, Fulda, Frankfurt a.M. und Hammelburg. – 52 S., 2 Kt.; Darmstadt (Jonghaus & Venator).

– (1853a): Ueber das rheinische Schiefergebirge zwischen Butzbach und Homburg v.d. Höhe. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **9** (2): 1-20, 1 Kt.; Wiesbaden.**

– (1853b): Ueber die warmen Soolquellen Nauheim's. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **3**: 2-11, 1 Abb.; Giessen.

– (1853c): Die geognostischen Verhältnisse um Nauheim, und die Entstehung der Soolquellen. – In: BODE, F. (1853), Nauheim, seine natürlich warmen Soolquellen und deren Wirkung, nebst einer kurzen Nachricht über den Schwalheimer Mineralbrunnen (2. Aufl.), S. 10-52, 1 Prof.; Cassel (Th. Fischer).

– (1855a): Geologische Specialkarte des Grossherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete im Maasstabe von 1:50.000, Section Friedberg, mit Erl. – 76 S., 1 Taf., 1 Tab.; Darmstadt (Jonghans).

– (1855b): Die Sprudelquellen zu Nauheim. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **5**: 42-46, 1 Prof.; Giessen.
– (1856): Das kohlensaure Gas in den Soolsprudeln zu Nauheim und Kissingen und die von ihm abhaengenden Erscheinungen. – 70 S., 2 Taf.; Frankfurt a.M. (Heinrich Keller).
– (1858): Geognosie und Geogenie der Wetterau. – Naturhist. Abh. Gebiet Wetterau, **1858**: V-XII, 1-229; Hanau (Waisenhaus-Buchdruckerei).
– (1859/60): Fossile Pflanzen aus der ältesten Abtheilung der Rheinisch-Wetterauer Tertiär-Formation. – Palaeontographica, **8**, 2.-5. Lfg.: 39-154, 55 Taf.; Cassel.
– (1870): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete 1:50.000, Section Gladenbach. – 131 S., 7 Taf.; Darmstadt.
LUSZNAT, M. (1970) mit Beitr. von REHAGEN, H.-W., REINHARDT, M., WEYER, K. M. & WIRTH, W.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 5014 Hilchenbach (2. Aufl.). – 265 S., 19 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
MACHEL, H.-G. (1990): Submarine Frühdiagenese, Spaltenbildungen und prätektonische Spätdiagenese des Briloner Riffs. – Geol. Jb., **D 95**: 85-137, 2 Abb., 5 Taf.; Hannover.
–, KROUSE, H. R. & SASSEN, R. (1995): Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. – Appl. Geochem., **10**: 373-389, 8 Abb.; Oxford.
MAGNUS, A. (1498): De Mineralibus, Lib. IV., Cap. 14, Zeile 11-15, (Urdruck 1250).
MANDLER, J., SCHNEIDER, J. & ELMSHÄUSER, R. (1989): Die Grube „Schöne Aussicht" bei Burbach. – Emser Hefte, **7**: 62-68, 6 Abb.; Haltern.
MARESCH, W. & MEDENBACH, O. (1996) unter Mitarbeit von H. D. TROCHIM: Steinbachs Naturführer Gesteine. – 287 S., 380 Farbfotos, 90 Abb., Bestimmungshilfe; München (Mosaik).
MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.) (1983): Intracontinental Fold Belts. Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia. – XIV + 945 S., 300 Abb., 24 Taf.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).
MASSONE, H.-J. (1995): III.C.4 Metamorphic evolution. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 132-137, 2 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
MATTHES, S. (1993): Mineralogie, Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde (4., vollst. überarb. Aufl.). – 169 Abb., 14 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-London-Paris-Tokyo-Hong Kong-Barcelona-Budapest (Springer).
MAUCHER, A. & REHWALD, G. (1960): Bildkartei der Erzmikroskopie, Golderze von Corbach, Waldeck – Deutschland. – Bd. III 030, 10 S., 8 Abb.; Frankfurt a.M. (Umschau).
MAY, F. (1994): Zur Entstehung der Mineralwässer des Rheinischen Massivs. – Diss. Univ. Bonn, 136 S., 42 Abb., 2 Tab., Anh.; Bonn.
MCKIBBEN, M. A. & ELDERS, W. A. (1985): Fe-Zn-Cu-Pb mineralization in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California. – Econ. Geol., **80**: 539-559, 13 Abb., 3 Tab.; Lancaster.
MEDENBACH, O. & SUSSIECK-FORNEFELD, C. (1996): Steinbachs Naturführer Mineralien. – 288 S., 362 Farbfotos, 250 Abb., Bestimmungstabelle; München (Mosaik)
MEDICUS, F. C. (1865): Bericht über die Nassauische Kunst- und Gewerbe-Ausstellung zu Wiesbaden im Juli und August 1863. – XVI + 507 S.; Wiesbaden (Chr. Limbart's Buchhandlung).
MEIBURG, P. (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). – Aspekte der Kreide Europas. IUGS-series A, No. 6: 336-384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
MEINARDUS, O. (1899): Das politische Testament des Grafen Johannes von Idstein-Wiesbaden. – Ann. Ver. Nass. Altertumskd., **30**: 55-108; Wiesbaden.
MEINEL, G. (1983): Geochemische Beziehungen zwischen epithermalen Gangmineralisationen und Zechstein-Evaporiten in Mitteleuropa. – Z. angew. Geol., **29**: 451-453; Berlin.
– (1988): Die Beziehungen der hydrothermalen Mineralisation zu den Komplexen der Verwitterung – Sedimentation, der Metamorphose und des Magmatismus. – Z. angew. Geol., **34**: 1-8, 2 Abb.; Berlin.
–, MÄDLER, J. & HÄHNEL, R. (1993): Zum Auftreten von Anhydrit innerhalb der saxonischen Mineralisation Mitteleuropas. – Geowiss. Mitt. v. Thüringen, **1**: 65-76, 6 Abb., 2 Tab.; Weimar.
MEISCHNER, D. (1962): Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **39**: 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
– (1971): Clastic sedimentation in the Variscian Geosyncline East of the River Rhine. – In: MÜLLER, G. (Hrsg.) (1971), S. 9-43, 19 Abb.; Frankfurt a.M. (Kramer).
– (1991): Kleine Geologie des Kellerwaldes (Exkursion F). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **73**: 115-142, 10 Abb.; Stuttgart.
– (1996): Bausteine der Paläogeographie – Devonischer Schelf, nördliches Schiefergebirge, Kellerwald und Hörre. – In: FRANKE, W. et al. (Hrsg.) (1996), S. 9-27; Gießen-Göttingen-Potsdam.
MEISL, S. (1995): III.C.3 Igneous Activity. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 118-131, 13 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
– & SACHTLEBEN, V. (1992) mit Beitrag v. HENTSCHEL, G. und MEDENBACH, O.: Neue Axinit-Funde im Taunus bei Falkenstein, Blatt 5816 Königstein im Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 99-116, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
MENZER, G. (1926): Über die Kristallstruktur von Linneit, einschließlich Polydymit und Sychnodymit. – Z. Krist., **64**: 506-507; Leipzig.
MERTZ, D. F., LIPPOLT, H. J. & SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989): Early cretaceous mineralizing activity in the St. Andreasberg ore district (Southwest Harz, Federal Republic of Germany). – Mineral. Deposita, **24**: 9-13, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.

MEYER, H. (1984): Geologie und Tektonik des Usinger Quarzganges in den Steinbrüchen der Firma Bremthaler Quarzitwerke GmbH, Usingen im Taunus. (Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. TU Clausthal-Zellerfeld, 82 S., 29 Abb., 19 Fotos, 10 Taf., 2 Kt., 4 Prof. + 1 Anlagenband; Clausthal-Zellerfeld.

MEYER, R. & GEORG, R. (1995): Besucherbergwerk Grube Fortuna. Kleiner Museumsführer, **1** (2. Aufl.): 36 S., 24 Abb.; Solms.

MEYER, W. (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Siegener Hauptüberschiebung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – MAX-RICHTER-Festschrift: 35-47, 3 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

– (1988): Geologie der Eifel (2. Aufl.). – XV + 615 S., 153 Abb., 13 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

–, ALBERS, H. J., BERNERS, H. P., v. GEHLEN, K., GLATTHAAR, D., LÖHNERZ, W., PFEFFER, K. H., SCHNÜTGEN, A., WIENECKE, K. & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K. et al. (1983), S. 39-46, 2 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).

– & PAHL, A. (1960): Zur Geologie der Siegener Schichten in der Osteifel und im Westerwald. – Z. Dt. Geol. Ges., **112**: 278-291, 4 Abb.; Hannover.

– & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – Z. Dt. Geol. Ges., **131**: 725-751, 9 Abb.; Hannover.

MICHELS, F. (1926): Zur Tektonik des südlichen Taunus. – Sitzungsber. Preuß. geol. L.-Anst., **1926**: 73-77; Berlin.

– (1928): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [5617] Usingen-Fauerbach. – 56 S., 1 Taf., 2 Abb.; Berlin.

– (1931): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [5914] Eltville-Heidenfahrt (2. Aufl.). – 79 S., 2 Abb.; Berlin.

– (1932) mit Beiträgen von K. SCHLOßMACHER: Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [5815] Wehen (2. Aufl.). – 56S., 1 Abb.; Berlin.

– (1961): Zur Geologie des Wiesbadener Raumes und seiner Mineralquellen. – Ärztl. Mitt., **46**: 1214-1220, 5 Abb.; Köln.

– (1969): Über das Alter der fluviatilen Quarzgerölle („Vallendarer Schotter") des terrestren Tertiärs im Lahngebiet südlich des Westerwaldes. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **100**: 32-35; Wiesbaden.

MILLS, H., HALLIDAY, A. N., ASHTON, J. H., ANDERSON, I. K. & RUSSELL, M. J. (1987): Origin of a giant orebody at Navan, Ireland. – Nature, **327**: 223-226, 4 Abb., 1 Tab.; London.

MITCHELL, J. G. & HALLIDAY, A. N. (1976): Extent of Triassic/Jurassic hydrothermal ore deposits on the North Atlantic margins. – Trans. Inst. Mineral. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), **85**: B159-B161, 1 Abb.; London.

MITTMEYER, H.-G. (1978): Erl. Geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5813 Nastätten (2. Aufl.). – 112 S., 19 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

MOE, A. (1998): Structural development of a volcanic sequence during the Variscan orogen in the Lahn area (Rhenohercynian Belt, Germany). – Diss. Univ. Heidelberg; Heidelberg.

MÖHN, G. (1996) unter Mitarbeit v. S. WEIß: Florencit-(Ce) und Lithiophorit aus dem Taunus. – Lapis **21**, 2: 38-39, 3 Abb.; München.

MOHR, Fr. (1865a): Ueber den Kreislauf der phosphorsauren Verbindungen und der Fluorüre auf der Erde. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph., **22** Sitzungsber.: 88-91; Bonn.

– (1865b): Weiteres über den Kreislauf phosphorsaurer Verbindungen; über das Vorkommen von Jod im Phosphorit von Limburg. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph., **22** Sitzungsber.: 95-96; Bonn.

MOHR, K. (1978): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. – 378 S., 139 Abb., 37 Tab., 4 Faltbeil., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

MÖLLER, P. (1984): Lanthaniden-Fraktionierung in Fluoriten aus Vorkommen Mitteleuropas. – Schriftenr. GDMB, **41**: 283-293, 5 Abb.; Weinheim.

– & LÜDERS, V. (Hrsg.) (1993): Formation of Hydrothermal Vein Deposits; A case study of the Pb-Zn, baryte and fluorite deposits of the Harz Mountains. – Monograph Series on Minerals Deposits, **30**: 291 S., 138 Abb., 28 Tab., 1 Taf.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).

MORITZ, T. (1895): Die neueren Phosphoritvorkommen im Oberlahnkreis. – Inaug.-Diss. Univ. Erlangen, 24 S., 6 Abb., 1 Kt.; Erlangen (Vollrath).

MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonatkomplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Diss. Geol.-Paläont. Inst. TU Braunschweig, 181 S., 26 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Braunschweig.

MOSEBACH, R. (1932): Untersuchungen an erzführenden Diabasen des Dillgebietes. – Chem. Erde, **7**: 320-345, 4 Abb.; Jena.

MUFFLER, L. J. P. & WHITE, D. E. (1969): Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea-geothermal field and the Salton trough, southeastern California. – Bull. Geol. Soc. Am., **80**: 157-183; Boulder, Colorado.

MÜHLHAUS, I. (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalk-Doline im Steinbruch Hermannstein (Blatt 5417 Wetzlar). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 176-186, 2 Abb.; Wiesbaden.

MÜLLER, G. (Hrsg.) (1971): Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook to Excursions held during the VIII International Sedimentological Congress 1971 in Heidelberg, Germany. – 344 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Frankfurt a.M. (W. Kramer).

MÜLLER, H. (1994): Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 4915 Wingeshausen (2. Aufl.). – 145 S., 18 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

MULLIS, J., DUBESSY, J., POTY, B. & O'NEIL, J. (1994): Fluid regimes during late stage of a continental collision: Physical, chemical and stable isotope measurement of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. – Geochim. Cosmochim. Acta, **58** (10): 2239-2267, 14 Abb., 7 Tab.; New York.

MUNOZ, M., COURJAULT-RADE, P. & TOLLON, F. (1992): The massive stibnite veins of the French Paleozoic basement: a metallogenetic marker of Late Variscan brittle extension. – Terra Nova, **4**: 171-177, 5 Abb., 2 Tab.; Oxford.

MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch (8. Aufl.). – 281 S., 81 Abb., 8 Tab.; Stuttgart (Enke).

–, ALBERS, H. J., BENDER, P., BERNERS, H.-P., DÜRR, S., HUCKRIEDE, R., KAUFFMANN, G., KOWALCZYK, G., MEIBURG, P., MÜLLER, R., MULLER, A., RITZKOWSKI, S., SCHWAB, K., SEMMEL, A., STAPF, K., WALTER, R., WINTER, K.-P. & ZANKL, H. (1983): Regional Tectonic Setting and Geological Structures of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K. et al. (1983), S. 9-38, 15 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).

NANDELSTAEDT, E. (1910): Die Werk- und Pflastersteine, die Bekleidungs- u. Schottersteine Westdeutschlands, ihre Eigenschaften und Gewinnungsstellen in Deutschland, Frankreich, Belgien, Norwegen u. Schweden etc. – VI + 209 S., 59 Abb.; Hannover (Max Jaenecke).

NESBOR, H. D. (1988): Petrographie, Geochemie und geotektonische Stellung der doleritischen Spilite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Heidelberger geowiss. Abh., **20**: 137-197, 12 Abb.; Heidelberg.

– (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 159-207, Abb. 8-14, Tab. 16-18; Wiesbaden.

–, BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenohercynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – Geol. Abh. Hessen, **98**: 3-87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

– & FLICK, H. (1987): Faziesgebundene Überschiebungstektonik in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **138**: 121-139, 7 Abb.; Hannover.

– & – (1988a): Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 31-52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.

– & – (1988b): Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 189-205, 9 Abb.; Wiesbaden.

NICOLAUS, H. J. (1958): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Göttingen, 73 S., 23 Abb., 1 Kt.; Göttingen.

– (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. geol. Jb., **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.

NIEDERMAYR, G. (1990): Fluorit. Mineral des Regenbogens. – Emser Hefte, **11** (3): 2-34, zahlr. Abb.; Haltern.

NIELSEN, H. (1985): Sulfur Isotope Ratios in Strata-bound Mineralizations in Central Europe. – Geol. Jb., **D 70**: 225-262, 12 Abb.; Hannover.

NIERHOFF, R. (1994): Metamorphose-Entwicklung im Linksrheinischen Schiefergebirge: Metamorphosegrad und -verteilung sowie Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen. – Aachener Geowiss. Beitr., **3**: VI + 159 S., 28 Abb., 3 Tab.; Aachen.

NIES, A. (1877): Strengit, ein neues Mineral. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1877**: 8-16, 1 Abb.; Stuttgart.

– (1880): Vorläufiger Bericht über zwei neue Mineralien von der Grube Eleonore am Dünsberge bei Giessen. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **19**: 111-113; Gießen.

– (1884): Exkursionen. – Bericht über d. XVII. Versamml. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Frankfurt a.M. am 17. April 1884: 16-17; Stuttgart.

NIGGLI, P. (1925): Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. – Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtsch., **1**: 1-69, zahlr. Abb.; Stuttgart.

NOEGGERATH, J. J. (1825): Grauspiessglanz bei Brück an der Ahr. – Ztschft. f. Min., **19**: 79; Frankfurt a.M.

– (1832): Über das Vorkommen des Goldes in der Eder und ihrer Umgebung. – ACTA betreffend das Vorkommen des Goldes im Herzogthume Westphalen und dem Fürstenthume Waldeck. Vol. **I**: 8-22; Stadtberge/Marsberg.

– (1842): Geognostische Beobachtungen über die Eisenstein-Formationen des Hunsrückens. – Archiv Min. Geogn. Bergbau u. Hüttenkd., **16** (2): 470-520; Berlin.

NOSTIZ, R. (1912): Die Mineralien der Siegener Erzlagerstätten. – Jahresber. Naturwiss. Ver. Elberfeld, **13**: 57-172, 1 Kt.; Elberfeld.

NÖTH, S. (1997): High H_2S contents and other effects of thermochemical sulfate reduction in deeply burried carbonate reservoires: a review. – Geol. Rdsch., **86** (2): 275-287, 6 Abb.; Berlin-Heidelberg.

OCZLON, M. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the Variscan Orogeny in Europe and Related Areas. – Heidelberger Geowiss. Abh., **53**: 1-56, 5 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

ODERNHEIMER, F. (1864): Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau, 2. Heft. – S. 161-304; Wiesbaden (C. W. Kreidel).

– (Hrsg.) (1865): Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau. Statistische Nachrichten, geognostische, mineralogische und technische Beschreibungen des Vorkommens nutzbarer Mineralien, des Bergbaues und Hüttenbetriebs. Erster Band. – IV + 474 S., 11 Pläne; Wiesbaden (G. W. Kreidel).

– (1863/67): Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau. – 4 Hefte; Wiesbaden (C. W. Kreidel).

OETKEN, S. (1996): Faziesausbildung und Conodonten-Biofazies mittel-/oberdevonischer Riffgesteine in der

mittleren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Marburg, 161 S., 32 Abb., 13 Tab., 11 Taf.; Marburg (Görich & Weiershäuser).
– & ZANKL, H. (1993): Mittel-Oberdevonische Karbonate des zentralen und vorgelagerten Riffbereiches in der mittleren Lahnmulde. – Exk.führer SEDIMENT 93. 8. Sedimentologen-Treffen 3.-5. Juni 1993 an der Philipps-Universität Marburg/Lahn: 1-13, 10 Abb.; Marburg/Lahn.
OLIVER, J. (1986): Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. – Geology, **14**: 99-102, 5 Abb.; Washington.
ONCKEN, O. (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung – Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **77**: 551-575, 14 Abb.; Stuttgart.
– (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). – Geol. Rdsch., **86**: 2-20, 10 Abb.; Berlin-Heidelberg.
– & WEBER, K. (1995): III.B.2 Structure. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 50-58, 4 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
ORTEGA, L. & VINDEL, E. (1995): Evolution of ore-forming fluids associated with late Hercynian antimony deposits in Central/Western Spain: case study of Mari Rosa and El Juncalón. – Eur. Journ. Mineral., **7**: 655-673, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
ÖSTERREICH, S. V. v. (1897): Erzherzog Stephan. Briefe an Wilhelm Haidinger. Director der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1850-66. – VII + 193 S., 1 Abb.; Wien (S. Kende).
PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F. **91**: 112 S., 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
– (1928) : Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 370-412, 15 Abb., 1 Taf.; Berlin.
– (1930): Das Kupfervorkommen von Stadtberge in Westfalen. – Glückauf, **66**: 1058-1064 u. 1096-1105, 9 Abb.; Essen.
– (1936): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [4617] Brilon. – 67 S., 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
PAGEL, J.-M. (1977): Eigenschaften und Entstehung terrestrischer Phosphatanreicherungen auf devonischen Massenkalken der Lahn-Mulde. – Dipl.-Arb. INST. Angew. Geol. FU Berlin, 4 + 125 S., 41 Abb., 9 + 5 Tab.; Berlin.
PAGEL, M. (1990): Le Permien et la métallogénie de l'uranium. – Chron. rech. min., **499**: 57-68, 8 Abb.; Orléans.
PANZER, W. (1923): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. – Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau, **23**, 2: 1-48, 4 Abb.; Freiburg i. Breisgau.
PAPROTH, E. (1960) : Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385-422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
– (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-Europas im Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 53-68, 11 Abb.; Wiesbaden.
PETERS, M. (1982): Petrographische, tektonische und mikrothermometrische Untersuchungen im Südtaunus zwischen Lorsbach, Eppstein, Ehlhalten und Fischbach (Bl. Königstein 5816). – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Göttingen, 5 + 124 S., 49 Abb., 2 Anl. (Kt.); Göttingen.
PETERSEN, T. (1867): Ueber Phosphorit. – Ber. Offenbacher Ver. f. Naturkd., **8**: 69-76; Offenbach a.M.
– (1868a): Ueber phosphorsauren Kalk und die Bedeutung des Apatits als Gemengtheil der krystallinischen Felsarten. – Ber. Offenbacher Ver. f. Naturkd., **9**: 92-98; Offenbach a.M.
– (1868b): Ueber phosphorauren Kalk. – Verh. k. k. geol. Reichsanst., **1868** (Nr. 14): 344-348; Wien.
PFLUG, H. D. & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Bl. 5518 Butzbach). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 126-138, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
PHILIPP, W. (1955): Gangbildung und Tektonik im Gebiet der Spateisengrube „Neue Haardt" bei Weidenau/Sieg. – Geol. Rdsch., **44**: 345-375, 15 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. – Z. dt. Geol. Ges., **89**: 233-280, 9 Abb.,Taf. 11-14; Berlin.
PIETZNER, H. (1957): Die Mineralführung der Spateisensteingänge der Grube Georg bei Willroth, Westerwald. – Diss. Univ. Bonn, 127 S., 57 Abb.; Bonn (unveröff.).
PILGER, A. (1953a): Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 198-218, 3 Abb.; Hannover.
– (1953b): Überblick über Vererzung, Tektonik und Magmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und Ruhrgebiet. – Bergbau-Rdsch., **5**: 75-77; Herne.
– (1954): Zur Stratigraphie und Tektonik des Siegener Hauptsattels. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1953**: 218-225; Stuttgart.
– (1961): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. Monographien der deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten, **1**, 3. – Beih. geol. Jb., **40**: 385 S., 162 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Hannover.
– (1972): Beziehungen des Meggener Lagers zum initialen Magmatismus. – Schriften GDMB, **24**: 149-160, 2 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
PIPEROV, N. & ZIDAROVA, B. (1995): Fluid inclusions in synthetic fluorite crystals – checking of analytical and thermal investigations. A priori streched inclusions? – N. Jb. Min. Mh., **1995**: 224-240, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

PLANK, A. (1910): Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd. Gießen, N. F., naturwiss. Abt., **4**: 5-43; Gießen.
PLESSMANN, W. (1962): Über Strömungsmarken in Oberdevon-Sandsteinen des Sauerlandes. – Geol. Jb., **79**: 387-398, 4 Abb.; Hannover.
POHL, H. (1922): Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Waldalgesheimer Eisenmanganerzvorkommen. – Z. prakt. Geol., **30**: 130-143, 8 Abb.; Halle (Saale).
PRESS, F. & SIEVER, R. (1995), übersetzt von V. SCHWEIZER, unter Mitarbeit von K. NEUSER-v. OETTINGEN, H. FLICK, M. VOLLMER & S. BERGER: Allgemeine Geologie. – 602 S., zahlr. Abb. und Tab., Glossar; Heidelberg-Berlin-Oxford (Spektrum).
QUADE, H. (1970): Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkano-sedimentären Eisenerze. – Clausthaler Hefte, **9**: 27-65, 8 Abb., 5 Tab., 10 Fotos; Berlin-Stuttgart.
– (1976): Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type. – In: K. H. WOLF (Hrsg.), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, S. 255-294, 7 Abb., 9 Tab.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
–, NYK, R. & WALDE, R. (1981): Überschiebungstektonik in der Eisenerzlagerstätte Fortuna bei Berghausen/Dill (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **132**: 9-41, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.
QUIRING, H. (1921): Die geologische Erforschung des Siegerlandes in ihrer geschichtlichen Entwicklung. – Mitt. Ver. Berggeist, **13,** H. 10: 3-8; Siegen.
– (1923): Über die hydrothermale Entstehung der Eisenglanz-Gänge des Siegerlandes. – Glückauf, **59**: 997-998; Essen.
– (1928): Antiklinale Erzmäntel im Siegerland. – Metall u. Erz, **25**: 519-525, 1 Kt.; Halle (Saale).
– (1931a): Stratigraphie und tektonische Stellung der Eisenstein- und Erzgänge zwischen Betzdorf, Altenkirchen und Hachenburg im Westerwald. – Glückauf, **67**: 953-958, 1 Abb., 1 Tab.; Essen.
– (1931b): Verbreitung und Entstehungszeit der Eisenglanzgänge im Rheinischen Schiefergebirge. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im preuss. Staate, **79**: B176-B184, 2 Abb.; Berlin.
– (1931c): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [5114] Siegen. – 81 S., 9 Abb.; Berlin.
– (1934): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1:25000, Bl. [5214] Burbach. – 54 S., 3 Tab.; Berlin.
RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
– (1970a): Mitteldevon. – In: LIPPERT (1970), S. 54-71, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
– (1970b): Oberdevon. – In: LIPPERT (1970), S. 78-235, 7 Abb., 14 Tab.; Wiesbaden.
RADKE, B. M. & MATHIS, R. L. (1980): On the formation and occurence of saddle dolomite. – Journ. Sed. Petrol., **50**: 1149-1168, 12 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Oklahoma.
RAMDOHR, P. (1932): Die Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Corbach. – Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, **21**: 39 S., 4 Abb., 8 Taf.; Halle (Saale).
– & STRUNZ, H. (1978): Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie (16. Aufl.). – XI + 876 S., 631 Abb., zahlr. Tab.; Stuttgart (Enke).
RAMMELSBERG, C. F. (1839): Über den Boulangerit. – Ann. Physik u. Chemie, **47**: 493-496; Leipzig.
RAMSAY, J. G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. – 568 S., 501 Abb., 9 Tab.; New York (McGraw-Hill).
– & HUBER, M. I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. – S. 309-697 S., zahlr. Abb.; London (Academic Press).
RAO, M. S. (1967): Die Kupfererzparagenesen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk, ihre Verbreitung und Genese. – Diss. TH Clausthal, 75 S., 50 Abb., 23 Tab., 3 Anl.; Clausthal.
RATH, G. v. (1869): Ueber den Boulangerit vom Silbersand bei Mayen. – Ann. Physik u. Chemie, **136**: 430-434; Leipzig.
RAUSCHENBUSCH, C.-T. & RAUSCHENBUSCH, F. (1929): Neue Erfahrungen über Natur und Gewinnbarkeit des Eder-Goldes auf seiner Mutterlagerstätte am Waldecker Eisenberg. – Z. prakt. Geol., **37**: 1-8; Halle (Saale).
REDECKE, P. (1992): Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetallmineralisationen in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. – Mitt. Min. u. Lagerstättenkd., **41**: 152 S., 60 Abb., 30 Tab.; Aachen.
REIMER, A. & KEMPE, S. (1989): Recent and paleokarst systems and their relations to ore mineralization in the Iberg-Reef-Complex, Harz Mountains. – Internat. Congr. Speleology, Proc. **10**: 1-2, 4 Abb.; Budapest.
REINACH, A. v. (1905): Gebirgsbau und Stratigraphie des Taunus. Bericht über Aufnahmen im Taunus bis Herbst 1901. – Jb. Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst. Bergakademie Berlin, **23**: 596-608; Berlin.
REINECK, H.-E. (1990): Kurzgefaßte Sedimentologie. – Clausthaler Tektonische Hefte, **27**: 133 S., 36 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Köln (Sven v. Loga).
REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 23-35, 4 Taf.; Wiesbaden.
–, ANDERLE, H.-J. & WINKELMANN, M. (1995): Ein erster Nachweis von Unterordovizium (Arenig) am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges im Vordertaunus: Der Bierstadt-Phyllit (Bl. 5915 Wiesbaden). – Geol. Jb. Hessen, **123**: 25-38, 5 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
REPPKE, V. (1993): Varistische und postvaristische Buntmetallmineralisationen in der östlichen Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge). Ein mineralogischer und bergbauhistorischer Überblick. – Diss. Univ. Göttingen, 347 S., 73 Abb., 20 Tab., 1 Anl.; Göttingen.
REQUADT, H. (1990): Erl. Geol. Kt. Rheinld.-Pfalz 1:25000 Bl. 5613 Schaumburg (2. Aufl.). – 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.

– (1991): Fazies und Paläogeographie des Devons in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 229-248, 4 Abb.; Mainz.
–, FLICK, H. & NESBOR, H. D. (1993): Das Profil des Fachinger Grundstollens in der südwestlichen Lahnmulde – eine geologisch-lagerstättenkundliche Neuinterpretation. – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 57-74, 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
– & WEDDIGE, K. (1978): Lithostratigraphie und Condontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 183-237, 14 Abb., 3 Tab.; Mainz.
RESPAUT, J. P., CATHELINEAU, M. & LANCELOT J. R. (1991): Multistage evolution of the Pierres-Plantées uranium ore deposit (Margeride, France): Evidence from mineralogy and U-Pb systematics. – Europ. Mineral., **5**: 85-103, 11 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
REUSCH, H. (1923): Die Eisenmanganerzlagerstäte der Grube Adler bei Gambach in Oberhessen. Ein Beitrag zur mineralogisch-mikroskopischen Kenntnis der Verwitterungslagerstätten. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., N. F., **9**: 82-130, 24 Abb.; Gießen.
RIBBENTROP, A. (1878): Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen. – 126 S., 1 Kt.; Bonn (A. Marcus).
RICHTER, M. (1953): Metallogenese und Tektonik westdeutscher Blei-Zink-Erzlagerstätten. – Geol. Rdsch., **42**: 79-90, 8 Abb.; Stuttgart.
– (1959): Über das Südwestende des Holzappeler Gangstreifens im Hunsrück. – Erzmetall, **12**: 28-35, 9 Abb.; Stuttgart.
RICHTER, P. (1927): Die nutzbaren Mineralien und ihre Gewinnung. – In: Kreisausschuß Diez a.d. Lahn (Hrsg.), 60 Jahre Landkreis Unterlahn 1867–1927, S. 27-34, 4 Abb.; Diez-Bad Ems (Sommer).
RIEMANN, W. (1878): Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. – 115 S., 8 Taf., 1 Kt.; Bonn (A. Marcus).
– (1894): Der Bergbau und Hüttenbetrieb der Lahn-Dill- und benachbarten Reviere. – 83 S., 21 Tab.; Wetzlar (Schnitzler).
RIETSCHEL, S. (1961): Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 170-177, 2 Abb.; Wiesbaden.
– (1964): *Aulacopleurina* (Trilobita) aus der südlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Senckenbergiana lethaea, **45**: 135-149, 3 Abb., Taf. 18-19; Frankfurt a.M.
– (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **509**: 1-58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a.M.
RINN, G. (1980): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Quarzgang von Usingen im Taunus. – Dipl.-Arb. Min.-Petrol. Inst. Univ. Gießen, III + 106 S., 89 Abb., 22 Tab.; Gießen.
RITTER, F. (1884): Ueber neue Mineralfunde im Taunus. – Ber. Senckenberg naturf. Ges. Frankfurt a.M., **1883/84**: 281-297; Frankfurt a.M.
– (1887): Zur Geologie des Taunus. – Ber. Senckenberg. naturforsch. Ges. Frankfurt a.M., **1886/87**: 109-124; Frankfurt a.M.
RODDICK, J. C. & COMPSTON, W. (1976): Strontium isotopic equilibration: A solution to a paradox. – Earth Planet. Sci. Lett., **34**: 238-246, 7 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. – Reviews in Mineralogy, **12**: 644 S., zahlr. Abb., zahlr. Tab.; Washington (BookCrafters).
–, HEYL, A. V. & CREEL, J. P. (1968): Environment of Ore Deposition at the Mex-Tex Deposits, Hansonburg District, New Mexico, from Studies of Fluid Inclusions. – Econ. Geol., **63**: 336-348, 16 Abb.; Lancester.
ROEDLER, G. (1915): Der Marmor im Lahntal. – Nassovia, **16**: 34-35; Wiesbaden.
ROSENKRANZ, W. (1932): Die Geologie der Erzgänge im südlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge. – In: EINECKE, G. (1932), Der Bergbau und Hüttenbetrieb im Lahn- und Dillgebiet und in Oberhessen, S. 463-483, 5 Abb.; Wetzlar (Berg- u. Hüttenmänn. Ver. Wetzlar).
RÖSLER, H. J. (1964): Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus. – Ber. geol. Ges. DDR, **9**: 445-454; Berlin.
– & WERNER, C.-D. (1979): Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, Teil I. – Freib. Forschungsh., **C 336**: 1-265, 58 Abb., 73 Tab.; Leipzig.
ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Samml. Geol. Führer, **79**: XI + 203 S., 21 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
ROTHE, P. (1962): Mittel- und Oberdevon bei Aumenau (Südliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 173-178, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
– (1992): Sedimente und Vulkanite im Rheinischen Schiefergebirge. Rekonstruktion ihrer Bildungsbedingungen nach 20 Jahren Tiefsee-Forschung. – Natur u. Museum, **122**: 137-148, 5 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
ROTTKE, W. (1996): Zur Diagenese devonischer und unterkarbonischer Karbonatgesteine am Nordrand des Linksrheinischen Schiefergebirges. – Aachener Geowiss. Beitr., **12**: VII + 152 + 34 S., 80 Abb.; 15 Tab., 6 Taf.; Aachen.
RÜCKERT, R. (1926): Mikroskopisch-mineralogische Untersuchungen an sulfidischen Kupfererzen der Siegerländer Spateisensteingänge. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **53**, Abt. A: 185-196, 4 Abb.; Stuttgart.
RÜTHER, J. (1957): Heimatgeschichte des Landkreises Brilon (2. Aufl.). – 408 S., 15 Skizzen, 6 Tab.; Münster (Regensberg).

RYKART, R. (1993): Quarze mit inhomogenen verteilten Rauchquarzfarbzentren aus dem Rheinischen Schiefergebirge. – Aufschluß, **44**: 151-157, 8 Abb.; Heidelberg.
– (1995): Quarz-Monographie, Die Eigenheiten von Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst, Chalcedon, Achat, Opal und anderen Varietäten. – 237 S., 24 s/w-Taf., 45 Farbtaf.; Thun/Schweiz (Ott).
SACHS, A. (1903): Apatit von der Grube Prinzenstein bei St. Goar, Rheinpreussen. – Centralbl. Min. Geol. Paläont., **1903** (13): 420-421; Stuttgart.
SALAMON, M. (1996): Die Geologie der Umgebung von Dillhausen, Niedershausen und Obershausen (Blatt 5415 Merenberg) – Olisthostromartige Gesteine am NW-Rand der Lahnmulde. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg, 147 S., 46 Abb., 19 Fot., 9 Tab.; Marburg.
SANDBERGER, F. (1847): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. – 144 S., 1 Kt.; Wiesbaden (Chr. Kreidel).
– (1850a): Mineralogische Notizen. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **6**: 37-42; Wiesbaden.
– (1850b): Ueber die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Wiesbaden. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **6**: 1-27, 1 Kt., 2 Taf.; Wiesbaden.
– (1851a): Mineralogische Notizen. III. 1850-1851. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **7**: 257-268; Wiesbaden.
– (1851b): Geognostische Skizze des Taunus. – In: Die nassauischen Heilquellen Soden, Cronthal, Weilbach, Wiesbaden, Schlangenbad, Schwalbach und Ems, beschrieben durch einen Verein von Aerzten, nebst geognostischer Skizze und Karte des Taunus, S. 1-31; Wiesbaden (Kreidel).
– (1852a) mit Beitrag von HAIDINGER: Ueber das Vorkommen des himmelblauen Barytspates zu Naurod bei Wiesbaden. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **3**: 26-30; Wien.
– (1853a): Mineralogische Notizen V (1852-1853). – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **9**, 2: 40-41; Wiesbaden.
– (1853b): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen System. – VIII + 91 S., 1 Taf.; Wiesbaden (Kreidel und Niedner).
– (1853c): Ueber das Vorkommen des Marmors im Herzogthume Nassau. – Jb. K.-K. Geol. Reichsanst., **IV**: 58-61; Wien.
– (1867a): Analyse des grünen Pyromorphits von Badenweiler; rhomboedrische Krystalle von Staffelit [Mitteilungen an Professor G. LEONHARD]. – N. Jb. Min. Geogn. Palaeont., **1867**: 449; Stuttgart.
– (1867b): Staffelit und Osteolith; Kascholong nach Quarz; Chrom-Zoisit; [Mittheilungen an Prof. G. LEONHARD]. – N. Jb. Min. Geogn. Palaeont., **1867**: 833-835; Stuttgart.
– (1880): Ueber die Bildung von Erzgängen mittelst Auslaugung des Nebengesteins. – Z. dt. geol. Ges., **32**: 350-370; Berlin.
– (1882/85): Untersuchungen über Erzgänge. – 431 S., 6 Taf.; Wiesbaden (C. W. Kreidel).
– (1883): Über Plagionit von Arnsberg in Westphalen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1883**: 94; Stuttgart.
SANDBERGER, G. (1857): Uebersicht der naturhistorischen Beschaffenheit des Herzogthums Nassau. – 148 S., 1 Abb., 7 Taf.; Wiesbaden (Chr. W. Kreidel'sche Buchhandlung).
– & SANDBERGER, F. (1850/56): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. – Textbd. (1850-1856), 564 S., 1 Taf., 1 Kt., viele Abb. + Atlas (1850-1855), 41 Taf.; Wiesbaden (Kreidel und Niedner).
SAUERLAND, V. (1980): Tektonische Entwicklung des westlichen Taunus zwischen Taunus-Kammüberschiebung und Lahn-Mulde. – Diss. Univ. Göttingen, 94 S., 52 Abb., 4 Taf.; Göttingen.
SCHADE, H. (1970): Der Kulm in dem nordöstlich der Lahn gelegenen Teil der Dillmulde. – Clausthaler geol. Abh., **4**: 178 S., 33 Abb., 29 Tab.; 2 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
SCHAEFFER, R. (1974): Die Zinkerzgrube Emilie-Theodora bei Plettenberg im Sauerland. – Aufschluß, **25**: 604-606, 1 Abb.; Heidelberg.
– (1979): Untersuchungen an Erzgängen im östlichen Taunus (2. erw. Aufl.). – Maschinenschriftl. Mskpt., 5 + 129 S., 10 Abb., 2 Taf.; Braunschweig.
– (1980): Vulkanogen-sedimentäre Manganerzlager im Unterkarbon bei Laisa (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 151-170, 12 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
– (1983a): Late mesozoic to tertiary mineralization in the north-eastern Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge, Western Germany). – In: SCHNEIDER, H.-J. (Hrsg.) (1983), Mineral deposits of the Alps and of the alpine epoch in Europe, Proc. IV ISMIDA, Soc. Geol. alp. mineral dep. spec. Publ., **3**, S. 329-334, 2 Abb.; Berlin.
– (1983b): Vererzungen in karbonischen und tertiären Sedimenten bei Velbert (Niederbergisches Land) – Eine Zeitmarke für die saxonische Mineralisation des Rheinischen Schiefergebirges? – Z. dt. geol. Ges., **134**: 225-245, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
– (1984): Die postvaristische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**, 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
– (1986): Bleiglanz-Brekzienerz aus dem Niederbergischen Erzbezirk bei Velbert (Rheinland). – Aufschluß, **37**: 69-70, 1 Abb.; Heidelberg.
– & HEIN, P. (1985): Der Kupfererzbergbau bei Marsberg im Sauerland. – Aufschluß, **36**: 105-116; Heidelberg.
SCHÄFER, K. (1993): Die Geschichte des Goldbergbaus am Eisenberg bis zum Ende des 17. Jahrhunderts. – 120 S., 7 Abb.; Korbach (Selbstverlag).
SCHARFF, F. (1854/55): Aus der Naturgeschichte der Krystalle. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **1**: 258-306, 1 Taf.; Frankfurt a.M.

– (1860a): Die Quarzgänge des Taunus. – Notizbl. Ver. Erdk. u. verwandte Wiss. zu Darmstadt u. d. Mittelrhein Geol. Ver., N. F. **2** (No. 39 + 40): 115-117 + 123-126; Darmstadt.
– (1860b): Über den Axinit des Taunus. – Notizbl. Ver. Erdkd. Mittelrhein. Geol. Ver., **2**, N. F. **2** (No. 39): 6-7; Darmstadt.
– (1868): Über den Sericit. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1868**: 309-318; Stuttgart.
– (1872): Die Fundstätten der Taunus-Mineralien. – Jahresber. Frankfurter Taunus-Club, **1**: 21-30; Frankfurt a.M.
– (1878): Die Taunus-Albite [Mitth. an Prof. G. LEONHARD]. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1878**: 55-56; Stuttgart.
SCHEID, R. (1994): Marmor von der Lahn. – In: KREISVERWALTUNG RHEIN-LAHN (Hrsg.) (1994), S. 75-76, 2 Abb.; Bad Ems.
– (1995): 200 Jahre Erzbergbau in der Esterau – Die Grube Holzappel 1751-1952. – 68 S., 70 Abb., 2 Tab.; Holzappel (Förderverein Heimatmuseum Esterau e.V.).
SCHENK, E. (1934): Zusammenhang von Bruchbildung und Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. – Glückauf, **46**: 1089-1093, 7 Abb.; Essen.
– (1936): Prinzipielle Bemerkungen zu statistischen Methoden in der Tektonik mit einigen Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1936**, Abt. B: 129-139, 9 Abb.; Stuttgart.
SCHERP, A. (1961): Der Initialmagmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge. – Erzmetall, **14**: 328-335, 9 Abb.; Stuttgart.
– & STADLER, G. (1973): Aspekte der Erzbildung im Siegerland. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 51-59, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
SCHIEFNER, H. (1980): Vom Goldbergbau in Rhena. – Waldeckische Landeszeitung; Korbach (Bing).
SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasne-Stufe, Ober-Devon). – Gött. Arb. Geol. u. Paläont., **46**: 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
SCHLOSSMACHER, K. (1919): Die Sericitgneise des rechtsrheinischen Taunus. – Jb. Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst. zu Berlin f. d. Jahr 1917, **38**, I: 374-433, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
– (1950): Bericht über die Exkursion in die kristallinen Taunusgesteine. – Fortschr. Min., **27**: 69-70; Stuttgart.
SCHMIDT, C. (1886): Albit aus dem Sericitgestein von Eppenhain im Taunus. – Z. Kryst., **11**: 597; Leipzig.
SCHMIDT, H. (1942): Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. – Decheniana, **101** (AB): 49-63, 4 Taf.; Bonn.
SCHMIDT, W. E. (1921): Über die Entstehung und über die Tektonik des Lagers von Meggen nach neueren Aufschlüssen. – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst. zu Berlin, **39** (2): 23-72, 8 Abb., 2 Taf.; Berlin.
SCHMIDT, Wo. (1958): Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 31-49, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
SCHMIERER, T. (1934) mit Beitr. von CORRENS, C. & GÖRZ, G.: Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Länder 1:25000, Bl. [5017] Biedenkopf. – 63 S., 1 Abb.; Berlin.
SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – Jber. mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F., **70**: 99-140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
– & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany). – Geol. Rdschau., **76**: 709-734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
SCHMITT, A. (1868/69): Ueber den Dachschieferbergbau bei Caub a/Rhein, insbesondere auf der Domanialgrube Wilhelm Erbstolln. – Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., **27**: 277-279, 287-289, 333-334, 355-356, 380-382, 395-397 + **28**: 166-167, 177-179, 259-262; Leipzig.
SCHMITT, J. M., BAUBRON, J. C. & BONHOMME, M. G. (1984): Petrographie et datations K-Ar des transformations minérales affectant le gite uranifère de Bertholène (Aveyron-France). – Mineral. Deposita, **19**: 123-131, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.
SCHNEIDER, A. (1887): Neue Manganerze aus dem Dillenburgischen. – Z. Dt. geol. Ges., **39**: 829-834, 1 Tab.; Berlin.
– (1888): Das Vorkommen von Inesit und braunem Mangankiesel im Dillenburgischen. – Jb. Kgl. Preuss. geol. L.-Anst. Bergakademie Berlin, **1887**: 472-496, 12 Tab., 1 Taf.; Berlin.
SCHNEIDER, J. (1994): Geochemische Untersuchungen zur Genese von Buntmetallvererzungen in der Nordeifel. – Dipl.-Arb. Univ. Gießen, 157 S.; Gießen.
– (1997): Zur Alterstellung der Pseudomorphosenquarz-Gänge im Taunus. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 115-118; Wiesbaden.
– (im Druck): Die Herkunft des Siegerländer Münzsilbers. – In: DAHM, C., LOBBEDEY, U. & WEISGERBER, G. (Hrsg.) (1998): Der Altenberg. Bergbau und Siedlung aus dem 13. Jahrhundert im Siegerland. Teil 1 – Die Befunde, Teil 2 – Die Funde. – Denkmalpflege und Forschung in Westfalen, **34**; Münster.
– & HAACK, U. (1996): New lead isotopic data from Pb-Zn ore deposits in the northern Eifel, Germany. – J. Conf. Abs., **1**: 547; Oxford.
– & – (1997): Rb/Sr dating of silicified wall rocks of a giant hydrothermal quartz vein in the SE Rhenish Massif, Germany. – In: PAPUNEN, H. (Hrsg.): Mineral deposits: Research and exploration. Where do they meet? – Proc. 4th bienn. SGA meeting, Turku/Finland, 11-13 Aug. 1997: 971-972, 1 Abb.; Rotterdam.
–, – & KIRNBAUER, T. (1997a): Rb/Sr-Datierung silifizierter Nebengesteine des mächtigen Quarzganges von Usingen, Taunus: Ein erster Nachweis für permische Hydrothermalaktivität im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Mainzer naturwiss. Archiv, Beih. **19**: 77-78; Mainz.

–, – & – (1997b): Rb/Sr-Datierung silifizierter Nebengesteine des mächtigen hydrothermalen Quarzganges von Usingen, Taunus (SE Rheinisches Schiefergebirge). – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Europ. Journ. Min., **9**: 317; Stuttgart.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1912): Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1912** (II): 1-32, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

– (1923): Vorläufige Mitteilung über pyrometamorphe Paragenesen in den Siegerländer Spateisensteingängen. – Z. Krist., **58**: 309-329, 6 Taf.; Leipzig.

– (1949): Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. – N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh. Abt. A, **1949**: 191-202, 2 Abb.; Stuttgart.

– (1955): Erzlagerstätten (3. Aufl.). – XVI + 375 S., 62 Taf.; Jena (VEB Gustav Fischer).

SCHNORRER, G. (1993): Die Grube Apollo bei Raubach im Westerwald und ihre Minerale. – Lapis, **18**, 3: 13-22, 58, 22 Abb.; München.

– (1995): Mineralogische Neuheiten von bekannten deutschen Fundorten. – Lapis, **20**, 12: 43-48, 13 Abb.; München.

– & LATSCH, H. (1997/98): Die Minerale der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland. – Lapis, **22** (12): 18-36 (Tl. I) + Lapis **23** (1): 23-24 + 37-40, 60 Abb.; München.

SCHNORRER-KÖHLER, G. (1985): Ramsbeck-Bergbau, Geologie und Mineralbeschreibung. – Aufschluß, **36**: 151-164, 177-190, 205-215, 32 Abb.; Heidelberg.

– (1990): Die Minerale des Emser Gangzuges. – Aufschluß, Sb. **33**: 141-198, 85 Abb.; Heidelberg.

– (1991a): Die Minerale der ehemaligen Kupfererzlagerstätte Nieder-Marsberg, 1. Teil. – Lapis, **16**: 13-18, 11 Abb.; München.

– (1991b): Die Minerale der ehemaligen Kupfererzlagerstätte Nieder-Marsberg, 2. Teil. – Lapis, **16**: 13-21, 21 Abb.; München.

SCHÖNHALS, E. (1934): Das Auftreten der Mineralquellen bei Bad Nauheim, erläutert an Hand der neuen geologischen Spezialkartierung. – Z. dt. geol. Ges., **85**: 545-553, 2 Abb.; Berlin.

– (1936): Geologie der Umgebung von Bad-Nauheim und Friedberg (Oberh.) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärablagerungen. – Abh. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, **9** (1): 134 S., 23 Abb., 8 Taf., 1Kt.; Darmstadt.

SCHÖNLEBER (1865): Ueber die Marmorindustrie zu Villmar, Herzogl. Amts. Runkel. – In: MEDICUS, F. C. (1865), Bericht über die Nassauische Kunst- und Gewerbe-Ausstellung zu Wiesbaden im Juli und August 1863, S. 502-505; Wiesbaden (Chr. Limbart's Buchhandlung).

SCHÖPPE, W. (1911): Der Holzappeler Gangzug. – Archiv Lagerstättenforsch., **3**: 96 S., 7 Taf., 10 Fig., 1 Kt.; Berlin.

SCHOPPET, W. (1996): Die ersten Tarifverträge in der Lahnmarmorindustrie. – Jb. f. d. Kreis Limburg-Weilburg, **1997**: 53-54; Limburg-Weilburg.

SCHOTTLER, W. (1913): Erl. Geol. Kt. Ghzgt. Hessen 1:25000, Bl. [5418] Gießen. – 137 S., 2 Taf.; Darmstadt.

– (1920): Der Vogelsberg, sein Untergrund und Oberbau. – 168 S., 30 Abb., 4 Taf.; Braunschweig (Westermann).

SCHRIEL, W. (1952): Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variscischen und tertiären Alters erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirkes zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalksattel von Brilon nebst einem Vergleich mit anderen Gebieten. – N. Jb. Min. Mh., **1952**: 239-253, 19 Abb.; Stuttgart.

– (1954a): Der briloner Galmei-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**: 308-349, 7 Abb., 5 Taf.; Hannover.

– (1954b): Neue Tertiärfunde bei Brilon im Sauerland als Zeitmarke für die junge Vererzung (Pb, Zn, Cu, Fe) im Massenkalk. – N. Jb. Min. Mh., **1954**: 226-230; Stuttgart.

– (1959): Zusammenhänge alter (variszischer) und junger (tertiärer) Erzparagenesen geschildert anhand von Blei-Zinklagerstätten am Nord- und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Freiberger Forschungsh., **C 57**: 125-150, 19 Abb.; Berlin.

SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1998): Naturwerksteine im Zentrum von Berlin. Petrographischer Stadtbummel zwischen Marienkirche und Siegessäule. – Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, **6**; Berlin (in Vorbereitung).

SCHUBERT, M. (1996): Die dysaerobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **68**: 1-131, 28 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Göttingen.

SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoherzynikum. – Diss. Univ. Göttingen, 164 S, 15 Abb., 33 Tab.; Göttingen.

SCHULZE, E.-G. (1966): Zur Genese des „Weißen Gebirges" im Blei-Zink-Erzbezirk des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 603-619, 9 Abb., 4 Tab.; Hannover.

SCHWAKE, F. (1935): Erzmikroskopische Untersuchungen des Kupfererzvorkommens von Niedermarsberg (Westfalen). – Chemie d. Erde, **9**: 486-528, 6 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Halle (Saale).

SCHWARZ, H.-J. (1925): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Rodheim a.d. Bieber u. Krofdorf (westlich von Gießen) mit besonderer Berücksichtigung der Grubenaufschlüsse. – Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd. Gießen, N. F., Naturwiss. Abt., **10**: 74-141, 14 Abb.; Gießen.

SCHWENZER, S. P. (1997): $^{87}Sr/^{86}Sr$- und $^{143}Nd/^{144}Nd$-Isotopenuntersuchungen an Karbonaten und Fluoriten aus postvariscischen Gangmineralisationen in SW-Deutschland. – Dipl.-Arb. Inst. f. Geowissenschaften/Mineralogie, Univ. Mainz, 142 S., 26 Abb., 12 Tab.; Mainz.

SENOWBARI-DARYAN, B. (1972): Paläogeographie und Tektonik im Massenkalkvorkommen von Steeden (a.d. Lahn). – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Gießen, 5 Bl. + 109 S., 13 Abb., 11 Taf., 3 Kt.; Gießen.

SIBSON, R. (1986): Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. – Pageoph, **124**: 159-175, 3 Abb., 1 Tab.; Basel.
– (1987): Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. – Geology, **15**: 701-704, 4 Abb.; Boulder.
– (1994): Crustal stress, faulting and fluid flow. – In: PARNELL, J. (Hrsg.), Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, Geol. Soc. Special Publ., No. **78**, S. 69-84, 9 Abb., 1 Tab.; London.
–, MOORE, J. McM. & RANKIN, A. H. (1975): Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. – Journ. geol. Soc. London, **131**: 653-659, 4 Abb.; London.
SILLITOE, R. H. (1985): Ore-Related Breccias in Volcanoplutonic Arcs. – Econ. Geol., **80**: 1467-1514, 24 Abb., 10 Tab.; Lancaster.
SKERSTUPP, B.,YE, Y., ANDERLE, H.-J., KIRNBAUER, T. & URBAN, H. (1995): Precious metals (Au, Ag, Pd) in the southern Rhenish Massif (Taunus, Hunsrück). – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Europ. Journ. Min., **7** (1): 233; Stuttgart.
SLOTTA, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. 4. Der Metallerzbergbau (Bd. I+II). – Veröff. Dt. Bergb.-Mus. Bochum, **26**: 1520 S., zahlr. Abb.; Bochum.
– (1986): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. 5. Der Eisenerzbergbau. Teil I. – Veröff. Dt. Bergb.-Mus. Bochum, **38**: XXI + 1149 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
SMITH, A.G. (1996): Some aspects of the Phanerozoic paleogeographic evolution of Europe. – Z. dt. geol. Ges., **147**: 147-168, 13 Abb.; Stuttgart.
SOHI, M. J. (1990): Thermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen der Goldlagerstätte am Eisenberg in Korbach-Goldhausen, Rheinisches Schiefergebirge. – Dipl.-Arb. Inst. f. Geochemie, Petrol. u. Lagerst., Univ. Frankfurt a.M.; Frankfurt a.M.
SOLLE, G. (1941): Die Usinger Klippen, der schönste der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. – Natur u. Volk, **71**: 19-29, 11 Abb.; Frankfurt a. M.
– (1942): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Abh. senck. naturf. Ges., **461**, **464**, **467**: 1-240, 4 Abb., 8 Taf.; Frankfurt a.M.
– (1970): Die Hunsrück-Insel im oberen Unterdevon. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 50-80, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **122**: 143-157, 5 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
–, MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67-76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
SPECZIK, S. (1995): The Kupferschiefer mineralization of central Europe: New aspects and major areas of future research. – Ore geology reviews, **9**: 411-426, 4 Abb.; Amsterdam.
SPEETZEN, E., STREBIN, M. & BISCHOFF, L. (1982): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 37-65, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
SPERLING, H. (1957): Mikroskopische und geochemische Untersuchungen an Mineralkomponenten des Holzappeler Gangzuges. – Erzmetall, **10**: 219-225, 3 Abb.; Stuttgart.
SPIELMANN, C. (1926): Geschichte von Nassau, II. Teil. Kultur- und Wirtschaftsgeschichte. – XIV + 705 S.; Montabaur (Verlag d. Nass. Ver. f. ländl. Wohlfahrts- u. Heimatpflege).
STADLER, G. (1959): Die Rotspat-Eisenglanzvererzung auf der Grube „Neue Haardt" in Weidenau/Siegerland. – Erzmetall, **12**: 603-608, 8 Abb.; Stuttgart.
STAHL, K. J. (1974): Hadamar. Stadt und Schloß. – 306 S., 32 Fototaf.; Limburg (Pallattinerdruck).
STAHL, W. (1899): Eine Varietät des Polydymits resp. Sychnodymits. – Berg- u. hüttenmänn. Ztg., **56**: 182; Leipzig.
STAHL, W. (1971): Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxid. Proben aus dem Einflußbereich und der weiteren Umgebung des Bramscher Intrusivs und an hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 429-438, 1 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
STEIN, C. A. (1866a): Ueber das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dillgegend, mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens bei Staffel, Amts Limburg. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **19/20**: 41-86, 1 Taf.; Wiesbaden.
– (1866b): Über den Phosphorit in Nassau. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1866**: 803-804; Stuttgart.
– (1867): Phosphorit-Pseudomorphosen nach Kalkspat. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1867**: 701-702; Stuttgart.
– (1867/68): Bemerkungen zu Dr. B. Kosmann's Aufsatz über den Apatit von Offheim und den Kalkwavellit von Dehrn und Ahlbach. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **21/22**: 469-475; Wiesbaden.
– (1868): Ueber das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dillgegend. – Beil. zu Z. Berg- Hütten- u. Salinenwesen in dem Preuss. Staate, **16**: 71 S., 3 Taf.; Berlin.
STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 129-141, 3 Abb.; Hannover.
– (1987): Die Säuerlinge des Westtaunus – Nachzügler eines neogenen Vulkanismus oder Vorboten künftiger tektonischer Aktivität? – Geol. Jb. Hessen, **115**: 331-340, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.

STERRMANN, G. (1992): Der Pseudomorphosenquarz-Gang von Königstein im Taunus. – Schriften des Geol. Arbeitskreises der VHS Bad Homburg, **M 8**: 1-4; Bad Homburg v.d.H.
– (1994): Die Minerale der Grube Silbergaut bei Emmershausen im Taunus. – Schriften des Geol. Arbeitskreises VHS Bad Homburg, **M 9**: 1-4; Bad Homburg v.d.H.
STEUER, A. & SCHOTTLER, W. (1914): Über ein neues Vorkommen von Rupelton bei Rockenberg in der nördlichen Wetterau. – Notizbl. Ver. Erdkd. großh. geol. L.-Anst. Darmstadt, (IV) **35**: 73-94; Darmstadt.
STEUERWALD, K. (1996): Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25000, Bl. 4617 Brilon (2. Aufl., Vorab-Kopie); Krefeld.
STIBANE, F. R. (1963): Stratigraphie und Magmatismus des Mittel- und Ober-Devons bei Werdorf-Berghausen (Lahn-Mulde, Rhein. Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 119-142, 5 Abb.; Wiesbaden.
STIFFT, C. E. (1831): Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau, in besonderer Beziehung auf die Mineralquellen dieses Landes. – XII + 606 S., 1 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden (Schellenberg).
STOPPEL, D. (1964): Die alten Bergwerke des Hinterlandes. – Hinterl. Gesch.-Bl., **43** (1): 1-8, 26 Abb.; Biedenkopf.
– (1979): Das Schwerspatlager von Schöneich bei Günterod (Unterdevon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 93-104, 3 Abb.; Wiesbaden.
– (1987): Zur Entstehung der Schwerspatgänge der Grube Koppe bei Siegbach-Wallenfels (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 357-364, 3 Abb.; Wiesbaden.
– (1988): Auf Erzsuche. Zur Geschichte des Silber-, Kupfer- und Schwerspatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – 168 S., zahlr. Abb.; Haltern (Bode).
– (1997): 7.2.11 Schwerspat. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 296-301; Wiesbaden.
STORTO, F. (1998): Edelfels – ein Diezer Marmor. – Landesverbandstag d. Steinmetz- u. Steinbildhauerhandwerks Rheinland-Pfalz, 19.-20. Juni 1998 in Diez, S. 18-23, 6 Abb.; Diez.
STÖTZEL, N., SCHWEISFURTH, G. & HOCHLEITNER, R. (1991): Siegerland – Mineralienland. Die klassischen Mineralstufen aus den Siegerländer Erzgängen. – Lapis, **16**: 27-67, 116 Abb.; München.
STRAUSS, K. W. (1983): Geologie und Petrologie der Vulkanite des Hohensolmser Deckdiabas-Gebietes/Lahnmulde – Clausthaler geol. Abh., **43**: 110 S., 34 Abb., 34 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
STRENG, A. (1870): Mineralogische Notizen. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1870**: 314-324 + 425-432, 8 Abb.; Stuttgart.
– (1876): Kakoxen auf Brauneisensteinlagern bei Giessen und neues Mineral daselbst [Mitteilungen an Prof. G. Leonhard]. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1876**: 854-855; Stuttgart.
– (1878): Vorläufige Mitteilungen über den Quarz von der Grube Eleonore am Dünstberge bei Gießen. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **17**: 36-42; Gießen.
– (1881): Ueber die Phosphate von Waldgirmes. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1881** (I): 101-119, 1 Taf.; Stuttgart.
– (1887): Kleine Mittheilungen. – Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkd., **25**: 105-113, 1 Taf.; Giessen.
STRIBRNY, B. (1989): Die Kupfererzlagerstätte Marsberg im Rheinischen Schiefergebirge, ein Beispiel intraformationaler Lagerstättenbildung innerhalb der unterkarbonischen Schwarzschieferserie. – Habil.-Schr. Univ. Frankfurt a.M., 193 S., 55 Abb., 16 Tab. i. Text, 18 Tab. i. Anhang; Frankfurt a.M.
STROMANN, A. (1883): Die Kalkspathkrytalle der Umgegend von Giessen. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **22**: 284-297, 13 Abb.; Gießen.
STRÜBEL, G. (1968): Zur Mineralogie und Erdgeschichte der Lindener Mark bei Gießen. – Aufschluß, **19**: 2-11, 14 Abb.; Heidelberg.
– (1971): Farbenprächtige Minerale. Bericht über die Entstehung und Beschreibung einiger seltener Minerale aus der Grube Eleonore am Dünsberg. – Heimat im Bild, **1971**, Nr. 25 (Juni 1971): 2 S., 2 Abb.; Gießen.
STRUNZ, H. (1977): Mineralogische Tabellen (6. Aufl.). – VI + 621 S., 101 Abb., 1 Taf.; Leipzig (Akadem. Verlagsgesellschaft Geest & Portig).
STRUVE, W. (1973): Die ältesten Taunus-Fossilien. – Natur u. Museum, **103**: 349-359, 21 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
SUESS, F. E. (1914): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., **121**: 253; Wien.
TAIT, J. A., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. C. (1994): Silurian paleogeography of Armorica: New paleomagnetic data from central Bohemia. – J. Geophys. Research, **99/B2**: 2897-2907, 8 Abb., 2 Tab.; Washington.
–, BACHTADSE, V., SOFFEL, H. C. & FRANKE, W. (1996): Palaeomagnetic constraints on the evolution of the european Variscan Foldbelt. – Geologica Bavarica, **101**: 221-232; München.
–, BACHTADSE, V., FRANKE, W., SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaomagnetic and geological constraints. – Geol. Rdsch., **86**: 585-598, 7 Abb.; Berlin-Heidelberg.
TANUMIHARDJA, S., STRAUSS, K. W. & MÜLLER, G. (1986): Petrologie unterkarbonischer Spilite der NE-Lahnmulde/Rheinisches Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 465-487, 1 Abb., 15 Tab.; Hannover.
TAUPITZ, K. C. (1965): Die Dolomit- und Manganerzlagerstätte von Waldalgesheim. – Bergbauwiss., **12**: 13-19, 3 Abb., 2 Tab.; Goslar.
TEICHMANN, F. & BASU, A. R. (1996): Nd-Sr isotopic and trace element study of rocks and fluids from the continental deep drilling Project (KTB), Germany. – Geol. Rdsch., **85**: 162-172, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg.
THEIN, J. (1985): Geochemistry and origin of the stratiform sulfide ore deposit of Meggen (Middle Devonian, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **D 70**: 37-51, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.

THEOBALD, G. & RÖSSLER, C. (1851): Uebersicht der wichtigsten geognostischen und oryctognostischen Vorkommnisse der Wetterau und der zunächst angrenzenden Gegenden. – Jahresber. Wetterauer Ges. f. d. gesammte Naturkd., **1850/51**: 75-195; Hanau.

THEUERJAHR, A.-K. (1997): 7.1.1 Buntmetall-Mineralisationen und -Vererzungen. – In: BENDER, P. et al. (1997), S. 227-236; Wiesbaden.

THEWS, J.-D. (1996): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (GÜK 300 Hessen). Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. – Geol. Abh. Hessen, **96**: 237 S., 39 Abb., 17 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.

THIENHAUS, R. (1954): Das Problem der Entstehung und Altersstellung der Siegerländer Spateisengänge. – Geol. Rdsch., **42**: 63-79, 4 Abb.; Stuttgart.

– (1956): Aufgaben und Aussichten montangeologischer Untersuchungen im Siegerländer Spateisenbergbau. – Geol. Jb., **71**: 645-666, 7 Abb.; Hannover.

THÜNKER, M. (1990), mit Beitr. von REINHARDT, M., SUCHAN, K. H., VEITH-REDEMANN, A. & WILDER, H.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 5115 Ewersbach. – 104 S., 15 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

– (i. Vorb.), mit Beitr. von KRAHN, L., KOCH, U. & VIETH-REDEMANN, A.: Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25000, Bl. 5114 Siegen (2. Aufl.). – Krefeld.

TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. (1984): Petroleum Formation and Occurence (2. Aufl.). – 699 S., 327 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).

TORGERSEN, T. (1990): Crustal-Scale Fluid Transport. – Eos, **71**, No.1: 1 + 4 + 13, 2 Abb.

TUCKER, M. E. (1985), übersetzt von M. SCHÖTTLE: Einführung in die Sedimentpetrologie. – 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Stuttgart (Enke).

TUFAR, W. (1979): Exkursion A4. Die Lagerstätten Meggen und Dreislar Sauerland (17. bis 18. September 1979) anläßlich der 131. Hauptversammlung der Dt. Geol. Ges. Marburg (19. bis 21. September 1979) Führer. – 42 S., 30 Abb., 1 Tab.; Marburg.

UDLUFT, H. (1929): Die Genesis der flächenhaft verbreiteten Dolomite des mitteldevonischen Massenkalkes, insbesondere des Schwelmer Kalkes der Gegend von Elberfeld-Barmen. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst. zu Berlin f. d. Jahr 1929, **50 (I)**: 396-436, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.

– (1930): Ein neuer Beitrag zum Dolomitproblem. – Z. dt. geol. Ges., **83**: 1-13, 1 Abb.; Berlin.

ULLMANN, J. C. (1803): Mineralogische, berg- und hüttenmännische Beobachtungen über die Gebirge, Grubenbaue und Hüttenwerke der Hessen-Casselischen Landschaft an der Edder. – XXXIV + 303 S., 4 Taf.; Marburg (neue academ. Buchhandlung).

UNFRICHT, M. & ZSÓTÉR, M. (1987): Der Werlau-Wellmicher-Gangzug. Geschichte, Geologie und Mineralogie. – Emser Hefte, **8**, 3: 11-38, 34 Abb., 1 Tab.; Haltern.

URBAN, H., STRIBRNY, B., ZEREINI, F. & YE, Y. (1995): Geochemistry and metallogenesis of Lower Carboniferous black shale-hosted ore deposits, NE Rhenish Massif, FR Germany. – Ore geology reviews, **9**: 427-443, 13 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.

VAERST, H. (1907): Die Lagerungsverhältnisse von Oberrosbach v.d.H. in der Provinz Oberhessen, mit besonderer Berücksichtigung des Manganeisenerzvorkommens. – Masch.-schrftl. Meldearbeit, 5 + 27 S., 7 Abb.; Berlin.

VALENTINI, M. B. (1707): Prodromus historiae naturalis Hassiae [...] . – Titelbl. + 3 + 36 S.; Gissae-Hassorum (Henning Müller).

VENZLAFF, H. (1957): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland. – Geol. Jb., **72**: 241-293, 9 Abb., 2 Taf.; Hannover.

VIERSCHILLING, A. (1910): Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im Hunsrück und Soonwald. – Z. prakt. Geol., **18**: 393-431, 23 Abb., 2 Taf.; Berlin.

VIETEN, K. (1971): Laumontit und Kalifeldspat-Pseudomorphosen nach Laumontit in Drusen des Spilits von Herbornseelbach (Lahn-Dill-Gebiet). – Aufschluß, **22**: 87-96; Heidelberg.

VOIGT, A. (1950): Die Blei-Zink-Erzvorkommen im Buntsandstein und Unterdevon der Nordeifel. – Geol. Jb., **66**: 1-14, 1 Abb.; Hannover.

VOLTZ, F. (1852): Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Großherzogthums Hessen. – 170 S., 1 Kt.; Mainz (v. Zabern).

VOSSOUGHI-ABEDINI, M. & HENTSCHEL, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 297-312, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.

WAGNER, T. & COOK, N. J. (1996): Bismuth-antimony sulfosalts from siderite-hosted vein mineralization, Apollo mine, Siegerland, FRG. – N. Jb. Min. Abh., **171**: 135-153, 6 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.

– & – (1997a): Mineral reactions in sulphide systems as indicators of evolving fluid geochemistry – a case study from the Apollo mine, Siegerland, FRG. – Mineral. Mag., **61**: 573-590, 7Abb., 9 Tab.; London.

– & – (1997b): Evidence for late-Variscan antimony mineralization in the Rheinisches Schiefergebirge. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Eur. Journ. Mineral., **9**, 1: 377; Stuttgart.

– & – (1997c): Spätvaristische Antimon-Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge. – Mainzer naturwiss. Archiv., Beih. **19**: 45-46; Mainz.

– & – (1998, im Druck, a): The rejuvenation stage mineralization in the Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge): new mineralogical and geochemical data. – Ber. Dt. Min. Ges., Beih. z. Eur. Journ. Mineral.; Stuttgart.

– & – (1998, im Druck, b): Sphalerite remobilization during multistage hydrothermal mineralization events – examples from siderite-Pb-Zn-Cu-Sb veins, Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – Mineral. Petrol.; Berlin-Heidelberg.

WAGNER, W. & MICHELS, F. (1930): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. [6013] Bingen-Rüdesheim. – 167 S., 3 Taf.; Darmstadt.
WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabasvulkanismus in der Lahn- und Dillmulde. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1: 229-242, 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
– (1986): Global Bio-Events – A Critical Approach. – Lecture Notes in Earth Sciences, **8**: 442 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
– & MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **166**: 3-18, 4 Abb.; Stuttgart.
WALTHER, H. W. (1980): Copper deposits in Western Central Europe, a review. – In: JANOVIC, S. & SILLITOE, R. H. (Hrsg.): European Copper deposits. – Soc. geol. appl. Mineral. Dep. Spec. Pub., **1**: 222-228, 3 Abb.; Belgrad.
– (1981): Quantitative regionale Metallogenese als Beitrag zur Frage: Wo sind die Metalle der Zukunft? – Erzmetall, **34**: 432-438, 2 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
– (1982): Die varistische Lagerstättenbildung im westlichen Mitteleuropa. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 667-698, 4 Abb.; Hannover.
– (1986): Federal Republic of Germany. – In: DUNNING, F. W. & EVANS, A. M. (Hrsg.): Mineral deposits of Europe, Vol. 3 (Central Europe). – 175-301, 66 Abb., 42 Tab.; London.
– (1997): Hans Schneiderhöhn und das Lagerstättenkundliche Wörterbuch. – Mainzer naturwiss. Archiv, Beih. **19**: 17-21; Mainz.
– & DILL, H. G. (1992): Bodenschätze Mitteleuropas. – Ein Überblick. – In: WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa (5. Aufl.), S. 411-466, 9 Abb., 12 Tab., 4 Kt.; Stuttgart (Schweizerbart).
WANDT, H. J. (1981): Die paläogeographische Entwicklung des Beckens der rechtsrheinischen Geosynklinale während des Oberdevons. – Diss. Univ. Göttingen, 171 S., 9 Abb., Anh.: Profile u. Faunenliste; Göttingen.
WEBER, J. (1996): Inversion eines gedehnten passiven Kontinentalrandes – EDV-gestützte Profilbilanzierung im rechtsrheinischen Rhenoherzynikum. – Terra Nostra, **96**: 189-192; Bonn.
WEBER, K. (1977): Bau und tektonische Entwicklung des Ostsauerländer Hauptsattels und der varistischen Ramsbecker Blei-Zinkerzlagerstätte. – Fortschr. Mineral., **55**: 48-63, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
– (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherzynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 249-281, 12 Abb.; Hannover.
WECK, R. A. (1994): Tektonik und Anchimetamorphose im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Lahn-Mulde/Taunus-Antiklinorium). – Diss. Inst. Geowiss. u. Lithosphärenforsch. Univ. Gießen, 4 Bl. + 158 S. + 10 S., zahlr. Abb. u. Tab., 8 Taf.; Gießen.
WEDDIGE, K. (Hrsg.), (1996): Deutsche Devon-Korrelationstabelle. – Senckenbergiana lethaea, **76**: 267-286, 7 Abb., 43 Tab.-Spalten; Frankfurt a.M.
WEDEPOHL, K. H. (1988): Spilitization in the ocean crust and seawater balances. – Fortschr. Mineral., **66**: 129-146, 6 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
–, DELEVAUX, M. H. & DOE, B. R. (1978): The potential source of Lead in the Permian Kupferschiefer Bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., **65**: 273-281, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg.
–, MEYER, K. & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983), S. 231-256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).
WEIDENFELLER, M. & REQUADT, H. (1993) mit Beitr. von M. HOTTENROTT, C. KRAUSE und P. SCHÄFER: Das Marienfelser (Miehlener) Becken im Känozoikum (Hintertaunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 99-140, 11 Abb., 4 Tab.; Mainz.
WEISS, O. (1902): Zusammenstellung der Erfahrungen über Tiefbohrungen nach Soole zu Bad Nauheim. – Sitz.-Ber. Ges. z. Bevörd. ges. Naturwiss. Marburg, **1901** (4): 59-72, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
WEISSER, J. D. (1972): Zur Exploration Meggen. – Schriften GDMB, **24**: 167-186, 9 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
WEMMER, M. (1909): Die Erzlagerstätten der Eifel mit Ausschluß der näheren Umgebung von Aachen. – Diss. Königl.-Westf. Wilhelms-Univ. Münster, 27 S., 1 Taf.; Iserlohn.
WENCKENBACH, F. (1879a): Übersicht über die in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **31/32**: 147-219; Wiesbaden.
– (1879b): Beschreibung des Bergreviers Weilburg. – 176 S., 1 Abb., 1 Kt.; Bonn (A. Marcus).
WENDT, I. (1986) mit einem Beitrag von M. SCHOELL: Radiometrische Methoden in der Geochronologie (2. Aufl.). – Clausthaler Tektonische Hefte, **23**: 170 S., 65 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld (Ellen Pilger).
WENZEL, M. (1997): Ein bemerkenswerter Fund von *Pinus strobus* L. aus den Rockenberger Schichten. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 119-120, 1 Abb.; Wiesbaden.
WERDING, L. (1967): Allodapische Kalke und Vorriff-Sedimente im Mittel-Devon des östlichen Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967**: 242-255, 7 Abb.; Stuttgart.
WERNER, C.-D. (1966): Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz Mitteleuropas. – Versuch einer regionalen Synthese – . – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Reihe B (Min. v. Lagerstättenforsch.), **11**: 5-45, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
WERNER, P. (1973): Der Taunus und seine Mineralien. – Aufschluß, **24**: 413-422, 7 Abb.; Heidelberg.
WERNER, W. (1988): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization – A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **36**: 1-206, 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.

- (1989a): Contribution to the genesis of the SEDEX-type mineralizations of the Rhenish Massif, Germany – implications for future Pb-Zn exploration. – Geol. Rdsch, **78** (2): 571-598, 14 Abb.; Stuttgart.
- (1989b): Synsedimentary faulting and sediment-hosted submarine hydrothermal mineralization in the Late Palaeozoic Rhenish Basin (Germany). – Geotekt. Forsch., **71**: IV + 305 S., 82 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- (1990a): Examples of structural control of hydrothermal mineralization: Fault zones in epicontinental sedimentary basins – A review. – Geol. Rdsch, **79** (2): 279-290, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1990b): The mineral deposits of the Rhenohercynian Zone in Germany. – In: FRANKE, W. (Hrsg.), Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge, Field Guide, Int. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe 1990, IGCP 233 (Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens): 55-79, 8 Abb.; Göttingen-Gießen.
- & WALTHER, H. W. (1995): III.B.5. Metallogenesis. – In: DALLMEYER, R. D. et al. (1995), S. 87-95, 4 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

WERNICKE, R. S. & LIPPOLT, H. J. (1995): Direct isotope dating of a Northern Schwarzwald qtz-ba-hem vein. – N. Jb. Min. Mh., **1995**: 161-172, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- & – (1997a): (U+Th)-He evidence of Jurassic continuous hydrothermal activity in the Schwarzwald basement, Germany. – Chem. Geol., **138**: 273-285, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- & – (1997b): Evidence of Mesozoic multiple hydrothermal activity in the basement of Nonnenwattweiher (southern Schwarzwald), Germany. – Mineral. Deposita, **32**: 197-200, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York.

WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausth. geol. Abh., **19**: 363 S., 158 Abb., 129 + 16 Tab., 6 Kt.; Clausthal-Zellerfeld.

WEYL, R. (Hrsg.) (1980): Geologischer Führer Gießen und Umgebung (2. Aufl.), neubearb.von F. STIBANE. – 193 S., 46 Abb., 8 Tab.; Gießen (Mittelhess. Druck- u. Verlagsgesellschaft).

WEYRES, W. (1935): Der Georgsdom zu Limburg. Festschrift zur Siebenhundertjahrfeier. – 96 S., 71 Abb.; Limburg a.d. Lahn (Gebr. Steffen).

WICKE, W. (1867): Ueber das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn und Dill-Gegend. – Journ. Landwirtschaft, 2. F., **2**: 120-128; Göttingen.

WIEDL, W. (1994): Geschichte der Stadt Solms und ihrer Stadtteile, Bd 3. – 436 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Solms (Süss-Druck).

WILKE, H.-J. (1979): Mineralfundstellen in Hessen. – 240 S., 61 Abb., 16 Taf.; München (Chr. Weise).

WILLE, G. A. (1828): Geognostische Beschreibung der Gebirgsmassen zwischen Taunus- und Vogelsgebirge, von der Lahn nach dem Main, Rhein und der Nahe, nebst besonderer Beachtung der daselbst vorkommenden verschiedenartigen Mineralquellen. – 168 S., 1 Tab., 2 Kt.; Mainz (Kupferberg).

WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – X + 382 S., 297 Abb., 106 Tab.; Stuttgart (Enke).

WINTERFELD, C. v. (1993): Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges – Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1993**: 305-320; Stuttgart.

WIRTH, H. (1960): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. – Notizbl. hess L.-Amt Bodenforsch., **88**: 146-166, 1 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.

WITTE, W. (1926): Die Eisen- und Manganerzlagerstätte bei Oberrosbach, Provinz Oberhessen. – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., Beil.-Bd. **53**, Abt. A: 271-322, 8 Taf.; Stuttgart.

WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.

WITTICH, E. (1898): Bericht über die geologische Aufnahme der Umgegend von Bad Nauheim. – Notizbl. Ver. Erdkd. großh. geol. L.-Anst. Darmstadt, (IV) **19**: 17-33; Darmstadt.

- & NEUMANNN, B. (1902): Ueber ein neues Vorkommen von Kakoxen am Taunusrande. – Centralbl. Min. Geol. Palaeont., **1902**: 656-658; Stuttgart.

WOLF, G. (1885): Beschreibung des Bergreviers Hamm an der Sieg. – 138 S., 4 Taf., 2 Kt.; Bonn (A. Marcus).

WOLF, M. & BRAUN, A. (1994): Eine neue Inkohlungskarte des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1994**: 449-475, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

WOLFART, P. (1707): Vale Hanoviae & Salve Casselae dictum. Cujus occasione Inventa quaedam Hanoica [...]. – 45 S., 3 Kupfertaf.; Francofurti ad Moenum (J. M. à Sande).

WOLFF, W. (1957): Geophysikalische Beiträge zur Erforschung des tiefen Untergrundes des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **46**: 186-196, 5 Abb.; Stuttgart.

ZELENY, V. (1912): Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikte und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. – Archiv Lagerstättenforsch., **7**: 102 S., 8 Abb., 4 Taf.; Berlin.

ZEPHAROVICH, V. v. (1857). Ein Besuch auf der Schaumburg. Sendschreiben an W. Haidinger. – Jb. K.-K. Geol. Reichsanst., **8** (3): 607-612; Wien.

ZERRENNER, K. (1861): Die Braunstein- und Manganerzbergbaue in Deutschland, Frankreich und Spanien. – XII + 186 S., 2 Taf.; Freiberg (Engelhardt).

ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 389-420, 11 Abb.; Amsterdam.

– (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. – Mem. Am. Ass. Petrol. Geologists, **43**: 1-196; Tulsa, Oklahoma.
– (1989): Evolution of Laurussia. – 102 S.; London (Kluwer).
– (1992): European Cenozoic rift system. – Tectonophysics, **208**: 91-111, 8 Abb.; Amsterdam.
ZIMMERMANN, R. A. & AMSTUTZ, G. C. (1971): The Meggen Pyrite-Barite-Deposit. – In: MÜLLER, G. (1971) (Hrsg.), S. 254-261, 6 Abb.; Frankfurt a.M. (W. Kramer).
ZÖLLER, E. (1983): Das Tertiär im Ost-Hunsrück und die Frage einer obermitteloligozänen Meerestransgression über Teile des Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**: 505-512, 3 Abb.; Stuttgart.

7 Adressen der Autoren

- Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ANDERLE, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
- AXEL BECKER, Mittelstraße 12, 65614 Schupbach
- Dr. HORST W. BECKER, Friedrich-Ebert-Str. 12, 35745 Herborn
- Dr. PETER BENDER, Philipps-Univ. Marburg, Institut für Geologie und Paläontologie, Hans-Meerwein-Str.-Lahnberge, 35032 Marburg
- Dr. CHRISTOPH MICHAEL BRAUNS, Victorian Institute of Earth and Planetary Sciences, School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Parkville VIC 3052, Australia
- PAUL DJALEK, Sonnenweg 3, 35614 Aßlar
- Dr. WOLFGANG DÖRR, Justus-Liebig-Univ., Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Senckenbergstr. 3, 35390 Gießen
- Prof. Dr. HEINER FLICK, Carl-Orff-Ring 5, 87616 Marktoberdorf
- Prof. Dr. WOLFGANG FRANKE, Justus-Liebig-Univ., Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Senckenbergstr. 3, 35390 Gießen
- FRANZ GAREIS, Am Großacker 28, 35444 Biebertal
- FRANK GIRMANN, Emser Hütte 2, 56130 Bad Ems
- KURT-MICHAEL GRAEF, Dessauer Str. 16, 35444 Biebertal
- JOACHIM HARTMANN, Ludwigstr. 14a, 35688 Dillenburg (Oberscheld)
- Dr. HEINER HEGGEMANN, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
- Dr. ULRICH F. HEIN, TU Clausthal, Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe, Abt. Lagerstättenforschung, Adolf-Roemer-Str. 2a, 38678 Clausthal-Zellerfeld
- Prof. Dr. WOLFGANG HOFMEISTER, Universität Mainz, Institut für Geowissenschaften/Mineralogie, 55099 Mainz
- VEIT HILLER, Goethestr. 19, 35390 Gießen
- Dr. BERTHOLD JÄGER, Friedrich-Bangert-Str. 11, 34497 Korbach
- Dr. JOHANNES JOCHUM, RWTH Aachen, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Wüllnerstr. 2, 52056 Aachen
- Dr. THOMAS KIRNBAUER, Leberberg 6, 65193 Wiesbaden
- Dr. EINHARD KLEIST, Mommenpesch 6, 47839 Krefeld
- ALOIS KRANKL, Wetzlarer Straße 112, 35584 Wetzlar (Naunheim)
- Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT, Walkmühlstr. 63a, 65195 Wiesbaden
- Dr. HEINZ-DIETER NESBOR, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
- FRIEDEL PFEIFFER, Am Hainberg 10, 35585 Wetzlar (Blasbach)
- Dr. HERMANN REQUADT, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Str. 5, 55129 Mainz
- JOSEF ROSENBAUM, Hochstr. 5, 56337 Arzbach
- Prof. Dr. REINHARD SCHAEFFER, Technische Fachhochschule „Georg Agricola" für Rohstoff, Energie und Umwelt zu Bochum, Herner Straße 45, 44787 Bochum
- RUDOLF SCHEID, Dörnberg Hütte 21, 56379 Holzappel
- Dipl.-Min. JENS SCHNEIDER, Justus-Liebig-Univ. Gießen, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung (Isotopenlabor), Senckenbergstr. 3, 35390 Gießen
- PETER SCHÖNIG, Am Karmeliterhof 1, 53859 Niederkassel-Ranzel
- KARL-HEINZ SCHRÖDER, Weilbergstr. 29, 35781 Weilburg
- Dr. KAY U. SCHÜRMANN, Philipps-Univ. Marburg, Mineralogisches Museum, c/o Institut für Mineralogie, Hans-Meerwein-Str., 35032 Marburg
- DIETER SCHÜTZ, Auweg 6, 35633 Lahnau
- Dipl.-Min. SUSANNE PETRA SCHWENZER, Johannes-Gutenberg-Univ. Mainz, Institut für Geowissenschaften/Mineralogie, 55099 Mainz
- UWE SPAMER, Am Galgenberg 9, 35745 Herborn
- Dipl.-Geol. MICHAEL THÜNKER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47710 Krefeld
- Dipl.-Min. THOMAS WAGNER, Univ. Würzburg, Mineralogisches Institut, Am Hubland, 97074 Würzburg
- Dr. KLAUS-WERNER WENNDORF, Schlierbachstr. 40, 56338 Braubach
- PAUL WIENAND, Bergbau- und Stadtmuseum, Schloßplatz 1, 35781 Weilburg