©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

GEOLOGIE DER NÖRDLICHEN RADSTÄDTER TAUERN UND IHRES VORLANDES

ERSTER TEIL

VON

FRIEDRICH TRAUTH (WIEN)

(MIT 5 GEOLOGISCHEN KARTEN [TAFEL I—V])

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 18. JUNI 1925

Vorwort.

Die lebhafte Erörterung, welche während des IX. internationalen Geologenkongresses zu Wien im Sommer 1903 zwischen West- und Ostalpenforschern über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges geführt worden ist und die Frage nach dem Vorhandensein ausgedehnter Schubdecken und nach dem Wesen der zentralalpinen Gesteinsmetamorphose in den Mittelpunkt des Interesses der Alpengeologen gerückt hat, hat meine verehrten Lehrer Professor Viktor Uhlig und Professor Friedrich Becke bewogen, zur Klärung dieser Probleme die östlichen Hohen Tauern und ihre weitere Umrahmung zum Gegenstande umfassender geotektonischer und petrographischer Untersuchungen zu machen.

Zur Durchführung dieses großen, von der Akademie der Wissenschaften in Wien subventionierten Unternehmens sind von den genannten beiden Forschern noch einige ihrer Schüler — M. Stark, F. Seemann, L. Kober, W. Schmidt und meine Person — als Mitarbeiter herangezogen worden.

Mir ist dabei die Untersuchung des nördlichen Teiles der Radstädter Tauern im Bereiche des mittleren und unteren Kleinarl-, Flachau-, Zauch- und Taurachtales, ferner der sogenannten Grauwackenzone zwischen dem Zeller See und der Schladminger Ramsau, wie der Südseite der sich daranschließenden Kalkalpen vom Hochkönig bis zum Stoderzinken bei Gröbming zugefallen,[1] während das Studium der Südregion der Radstädter Tauern und des Tauernzentralgneises samt seiner näheren Hülle im N und der Hülle im S nach dem allgemeinen Arbeitsplan die Aufgabe der anderen Arbeitsgenossen geworden ist.

[1] Die Umrandung des in der vorliegenden Schrift behandelten Gebietes ist beiläufig die folgende: Westgrenze des Spezialkartenblattes St. Johann i. P., Südrand der Werfener Schiefer zwischen Saalfelden und Filzensattel, Südfuß des Hochkönigstockes, Mitterfeldalpe, Immlautal, Blühnteckkamm, Sulzau-Konkordiahütte, Südwände des Tennengebirges, oberstes Lammertal bis Lungötz, Nordrand des Spezialkartenblattes Radstadt bis zur Bischofsmütze, Südsaum des Dachsteinplateaus bis zum Stoderzinken (SW Gröbming), Ostgrenze des Blattes Radstadt bis Aich im Ennstal, dieses aufwärts über Schladming bis Gleiming, Forstaubach aufwärts bis Forstau, Kammhöhe zwischen Vd. Fager—Geissteine—Lürzenscharte, Nordrand des geschlossenen Radstädter Mesozoikums von hier über Untertauern—Roßkopf—Kraxenkogel bis zum Kleinarltal, dann Südkontur des Blattes St. Johann i. P., Kammlinie zwischen Kleinarl- und Großarltal bis zum Sonntagkogel, Lichtensteinklamm und das Salzachtal von Lend aufwärts bis an die Westgrenze des ebengenannten Kartenblattes nahe bei Bruck-Fusch. Die Region des Blühnbachtales konnte leider nicht mehr in die Kartierung einbezogen werden, doch hat es dem die Stratigraphie unseres Kalkalpenterrains behandelnden Abschnitt immerhin eine gewisse Berücksichtigung gefunden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die Kartierung meines Aufnahmsgebietes, welches einen beträchtlichen Teil der beiden Spezialkartenblätter St. Johann im Pongau (Z. 16, C. VIII) und Radstadt (Z. 16, C. IX) umfaßt, habe ich im Sommer 1906 in Angriff genommen, in den Sommermonaten 1907 bis 1910 fortgesetzt und 1912 im großen Ganzen beendet. Einige kürzere Touren zur Ergänzung meiner früheren Beobachtungen habe ich gelegentlich noch in den späteren Jahren ausgeführt.

Nachdem ich bereits im Jahre 1917 das Eozänvorkommen bei Radstadt in einer selbständigen größeren Studie geologisch-paläontologischen Inhalts erörtert habe (vgl. diese Denkschriften, 95. Bd., p. 172 bis 278), gestatte ich mir nun, die Schilderung des gesamten von mir untersuchten Gebietes vorzulegen.[1]

Ich möchte allen, die diese meine Studien gefördert haben, aufrichtigst danken. Mit tiefer Wehmut gedenke ich meines der Wissenschaft allzufrüh entrissenen Meisters Uhlig, der mich zu dieser Untersuchung bewogen und an dessen Seite ich so manchen Tages die schönen Täler und Berge unserer Alpen durchstreifen durfte. Aber auch Herrn Hofrat Becke und allen übrigen Mitarbeitern am gemeinsamen Werke bin ich für mancherlei aus gemeinsamen Diskussionen geflossenen Anregungen verbunden. Verständnisvolle Förderung habe ich bei der Ausarbeitung des Untersuchungsmaterials in jeder Hinsicht bei meinem Chef am Naturhistorischen Museum, Herrn Hofrat Prof. F. X. Schaffer, gefunden.

Endlich erlaube ich mir, der hohen Akademie der Wissenschaften in Wien für die mehrfachen Subventionen aus der Boué-Stiftung, durch welche sie meine Arbeiten im Felde so wesentlich gefördert hat, und den Herren Hofrat Prof. F. Becke, Prof. C. Diener, Prof. F. E. Sueß und Hofrat G. Geyer für die Bemühungen um die Ermöglichung der Drucklegung dieser Abhandlung und ihre relativ reiche Ausstattung meinen geziemenden Dank auszudrücken.

Wien, Naturhistorisches Museum, im Juni 1925.

F. Trauth.

[1] Der die Tektonik des Gebietes behandelnde und die Profile bringende Teil der Abhandlung kommt später als ihr II. Hauptabschnitt zur Veröffentlichung.

I. HAUPTABSCHNITT:

Stratigraphisch-petrographische Beschreibung.

Vorbemerkung.

Obgleich die Darlegung der tektonischen Gliederung unseres Untersuchungsbereiches erst den Gegenstand eines späteren Abschnittes bildet, mögen hier doch schon daraus die wesentlichsten Grundzüge insoweit vorweggenommen werden, als sie uns für das Verständnis der hier folgenden stratigraphisch-petrographischen Erörterungen erforderlich erscheinen.

Als das tiefste Bauelement unseres Gebietes kann die namentlich aus Kalkphylliten (Klammphylliten) und Kalken (Klammkalken) bestehende »Klammserie« betrachtet werden, die von der Kitzlochklamm (S Taxenbach) über die Lender und Lichtensteinklamm, bezüglich das Großarltal bis gegen den Grafenberg (SW Wagrein) und in die Region von Mitter-Kleinarl zieht und von Kober (200 bis 202) und Staub (220) als hauptsächlich mesozoisch und tektonisches Äquivalent einer tieferen, respektive mittleren Radstädter Decke angesehen wird.

Soweit wir die mesozoische »Radstädter Serie« am Aufbaue unseres Gebietes beteiligt sehen, gehört sie der sogenannten »Tauerndecke« im Sinne Uhligs an. Sie tritt uns in der Tiefe des Taurachtales S von Untertauern und N davon in den kleinen Lackengut- und Brandstattwald-Fenstern entgegen, ferner im größeren Fenster des Lackenkogels (SE Radstadt) und, besonders durch viele schmale mesozoische Gesteinszüge und -fetzen kenntlich, westwärts vom Flachautal bis gegen das Großarltal und in den Bereich der Klammserie hinein. Wir können nun diese Bildungen der »Tauerndecke« in zwei Teilschuppen oder -decken zerlegen, deren eine die tiefere Partie des Brandstattwald-, Lackengut- und Lackenkogelfensters einnimmt und als »Lackenkogeldecke (beziehungsweise -schuppe)« bezeichnet werden mag, während die darauf als höherer Fensterteil liegende und wohl auch in der Region bei Untertauern und vor allem über der Klammserie im Kleinarler Gebiet erscheinende, die »Kleinarler Decke (beziehungsweise Schuppe)« genannt sei. Nach unserer Ansicht dürften sich die Schichten der ersteren ursprünglich unmittelbar nordwärts an die der letzteren angeschlossen haben und erst bei der Deckenbildung von diesen überfahren worden sein, wodurch sie darunter zu liegen kamen. Die Lackenkogelschuppe zeigt nur mesozoische Straten aufgeschlossen, wogegen uns die Kleinarler Decke unterhalb solcher auch einen Sockel von quarzphyllitischen-serizitquarzitischen Gesteinen (so im Lackenkogelfenster und besonders beiderseits des Kleinarltales) darbietet, die wir als »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe« ansprechen wollen. Auch der Name »Twenger Quarzphyllite-Quarzite« wäre dafür eventuell passend, nachdem ja auch in der Region von Tweng—Mauterndorf — daselbst zudem noch begleitet von Altkrystallin — solche Ablagerungen als die Basis des dortigen Radstädter Mesozoikums (Pleißlingdecke) zutage treten und ebenso wie bei uns jedenfalls dem Radstädter Deckensystem und also dem »Unter- und Mittelostalpin« im Sinne Staubs (220, p. 178 ff., 183 bis 184) zugehören.

Hingegen rechnen wir den über den Radstädter Decken (Kleinarler und Lackenkogelschuppen) liegenden und namentlich die Nordseite der Radstädter Tauern im Osten des Kleinarltales einnehmenden Quarzphyllit-Quarzitkomplex, die »Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe«, wie wir sie nennen, zusammen mit dem damit innig verknüpften Schladminger Altkrystallin (Gneis) in Übereinstimmung mit Staub (220, p. 178 ff., 183, 189, 191 bis 192) bereits zum »Oberostalpin« und nicht, wie es sich Kober (200, 201, 202) denkt, zum »Unter- (respektive Mittel-)ostalpin«. Die von Uhlig (172, p. 16)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

als »Quarzit-Gneis-Decke« zusammengefaßten Radstädter Quarzphyllite-Quarzite und Schladminger Gneise bilden demgemäß etwa das tektonische Homologon der Silvrettadecke und Innsbrucker Quarzphyllite Tirols und hängen gegen N unmittelbar und also offenbar ohne eine wichtigere tektonische Grenze[1] mit der sich zwischen den Tauern und Nordkalkalpen hinziehenden »Pinzgauer Phyllit-« oder »Grauwackenzone« zusammen, die in unserem Aufnahmsbereich wohl im Wesentlichen dem Altpaläozoikum entsprechen dürfte.

Diese Pinzgauer Phyllitzone bildet nun weiter den normalen Ablagerungssockel für das schon aus den Triassedimenten der N-Kalkalpen bestehende »Werfen-St. Martiner Schuppenland«, als dessen südlichste Schuppe wir die von Haus (NE Schladming) gegen Altenmarkt streichende Mandlingkette betrachten. Die höchste tektonische Position in unserem Kartierungsgebiete nimmt die »hochalpine Decke« der Nordkalkalpen (Hochkönig—Dachstein) ein, welche dem Werfen-St. Martiner Schuppenland deutlich auf einer flachen Schubfläche aufruht.

Wir wenden uns nun der stratigraphischen und petrographischen Schilderung der verschiedenen, unser Untersuchungsgebiet zusammensetzenden Gesteinskomplexe zu.

A. Metamorphes Schiefergebirge.

Das krystalline Schiefergebirge der nördlichen Radstädter Tauern und der Grauwackenzone entspricht dem Grade seiner Metamorphose nach der obersten der drei von Grubenmann unterschiedenen Tiefenstufen, in welcher bei der Umkrystallisierung des ursprünglichen Gesteinsmaterials mäßige Temperatur, geringer hydrostatischer Druck, starker Streß und vorwiegend mechanische Druckwirkung ausschlaggebend gewesen sind. Unsere krystallinen Schiefer sind also Bildungen einer noch geringen Rindentiefe oder, um mit Grubenmann zu reden, »Epi-Gesteine«.[2]

Eine weitverbreitete Erscheinung in allen unseren metamorphen Gesteinskomplexen — insbesondere natürlich bei den dünnschiefrigen, phyllitischen Gesteinstypen sowohl der Klammserie als des Kleinarler und Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes und der Grauwackenzone — sind Streckungsspuren und Feinfältelungen, die sich auf den Schiefer-(Schicht-)flächen häufig als parallel und eng aneinander gereihte Fältelungsstriemen, respektive Streckungsstreifen darbieten. Senkrecht zu letzteren durchsetzen nicht selten feine, oft mit heller Quarz- oder Kalzitsubstanz ausgeheilte Querklüftchen (Diaklasen) das Gestein. Die schönsten Streckungsphänomene kennen wir aus dem Klammkalkzug an der Südseite des Salzachlängstales, ziemlich typische aber auch noch nördlich davon in der vielfach kalkigen oder kalkphyllitisch entwickelten Pinzgauer Phyllitregion zwischen den Eschenauer Kogel (N Taxenbach) und dem Salzachknie bei St. Veit.

Da und dort haben wir auch in den verschiedenen Teilen unseres Aufnahmsbereiches eine »Kreuzfältelung« beobachten können, deren Striemen zwei verschiedenen, sei es schräg, sei es senkrecht zueinander orientierten Richtungen folgt.

a) Klammserie (Klammkalk und Klammphyllit).

Als Klammkalke und Klammphyllite (Klammschiefer)[3] werden jene Kalksteine und Kalkphyllite bezeichnet, welche aus der Gegend S von Bruck-Fusch an der S-Seite des Salzachtales über die Kitzlochklamm bei Taxenbach und die Lender- zur Lichtensteinklamm, respektive ins Großarltal und von hier weiter über den Arlberg gegen den Grafenberg (SW Wagrein) wie über den Kitzstein ins Kleinarltal ziehen, an dessen E-Gehänge sie — bei Mitter-Kleinarl — von der Oberfläche verschwinden.

L. v. Buch (20 p. 289) sind sie zuerst gelegentlich eines Besuches der Lender Klamm wegen ihrer so eigenartigen Streckung aufgefallen. Später ist von Russegger (127, p. 509), Klipstein (79, p. 60), Reissacher (81, p. 22) und Credner (23, p. 521) namentlich die innige Verknüpfung des Kalkes

[1] Über den ungefähren Verlauf dieser Grenze vgl. p. 117.

[2] Vgl. U. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer. I. Teil, p. 57; II. Teil, p. 17 u. 21 (Berlin, 1904 u. 1907).

[3] Die Ausdrücke »Klammkalke« und »Klammschiefer« sind von Becke und Berwerth geprägt (149, p. 19). Wir gebrauchen statt »Klammschiefer« lieber das Wort »Klammphyllite«.

mit dem dunklen Phyllit zu »Kalktonschiefern« und die große Mächtigkeit und steile Aufrichtung dieser Serie in den genannten Klammen hervorgehoben worden.

Was das geologische Alter der Klammkalke und -phyllite oder der Klammserie, wie wir sie zusammengefaßt nennen können, anlangt, so sind die Ansichten darüber schon seit langem nach zwei Seiten geteilt, indem sie die einen Forscher im Wesentlichen für mesozoisch, andere hingegen für archäo- oder paläozoisch halten. Auf der einen Seite stehen zunächst Lipold (93, Taf. III, Prof. XVIa—b), Peters (111, p. 789; 112, p. 811, 813), Stur (153, p. 822, 823, 833), Hauer (62, p. 316) und Aberle (1, p. 338), die sie als die W-Fortsetzung der mesozoischen »Radstädter Tauerngebilde« betrachten, Toula (165, p. 58), der sie mit dem Semmeringmesozoikum vergleicht, Uhlig, der sie 1908 (233, p. 28, 29, Kartenskizze) der »lepontinischen« Schieferhülle (schistes lustrés) zurechnete und später (174, p. 462, 481) als das untere Glied des Radstädter Deckensystems (»Klammdecke«) ansah und Stark (149, p. 19 bis 21), dem sie als ein Mittelglied zwischen der Kalkglimmerschiefer-(Arler-)Kalkphyllitserie der Hohen Tauern und dem Radstädter System (Pyritschiefer, Jurakalk) und diesen Gesteinen lithologisch und stratigraphisch an die Seite zu stellen erschienen.[1]

Kober hat neben den von ihm den Radstädter Pyritschiefern (Rhät) gleichgesetzten Klammphylliten und den besonders dem Radstädter Jurakalk parallelisierten Klammkalken damit innig verfaltete kleine (oft nur faustgroße) Dolomitlinsen,[2] Mylonit und lokalen Liegendquarzit (Stark) erwähnt (80, p. 2, 9, 10, 12; 81, p. 2, 11; 83, p. 19, 42) und diese ganze Klammschichtfolge als basale »Mischungszone« der Radstädter Decken von penninisch-unterostalpinem Intermediärcharakter und tektonisch als W-Fortsetzung der unteren Radstädter Decke (Hochfeindd. = tiefere Speiereck-[3] + höhere Weißeneckteildecke) hingesteilt, mit der bei der Darüberförderung der (oberostalpinen) Grauwackenzone lokal auch Elemente von dieser (Grauwackengesteine mit Grünschiefer und Serpentin) verknetet worden seien (200, p. 220; 202, p. 109, 117; 70, p. 110). Schließlich ist noch kürzlich Staub (220, p. 177 bis 178) für ein oberjurassisches Alter der Klammkalke (entsprechend dem »Sulzfluhkalk«) eingetreten, die ihm in der Lender Klamm nach N in eventuell neokomen Mergelschiefer übergehend dünken, und hat die ganze Klammserie der »Weißeneckdecke« der Radstädter Tauern und damit dem echten »Unterostalpin« (Err-Bernina-Decken) zugerechnet.

Im Gegensatz zu diesen Vorstellungen haben nun, wie erwähnt, andere Geologen mehr Gewicht auf die Unterschiede als auf die Ähnlichkeiten der Klamm- und mesozoischen Radstädter Gesteine gelegt (Gümbel, 55, p. 357) und den Klammphylliten und -kalken ein wesentlich höheres Alter zugesprochen. So hat Vacek die Klammserie 1884 (176, p. 4; 177, p. 614 bis 617) als oberstes Glied seiner »Kalkglimmerschiefergruppe« für präsilurisch, respektive 1901 (182, p. 362, 371, 377) als Teil seiner »Kalkphyllitformation« für archäisch betrachtet, und ähnlich Frech (31, p. 1256, 1257; 33, p. 4, 7, 25, 26, 62; 34, p. 252) sie zur »Kalkphyllitgruppe« der Tauern gezählt, die er samt den ihm jünger erscheinenden »Tonglimmerschiefern« oder »Quarzphylliten« für die präkambrische Schieferhülle des Zentralgneises und die Basis des »transgressiv darauf liegenden« Radstädter Mesozoikums hält. In der Auffassung der Klammkalkzüge der Lichtensteinklamm, des Kitzsteins und von Mitter-Kleinarl als normale Einlagerungen im Klammphyllit findet er sich mit uns in vollem Einklang. Endlich haben sich auch Schjerning (195, p. 126), Sander (130, p. 260) unter Hinweis auf Anklänge an die Tuxer Grauwackenzone (200, p. 215, 237) und Winkler (211, p. 101) für ein eventuell paläozisches, respektive altpaläozoisches Alter der Klammserie ausgesprochen. Die von Winkler als Stütze für diese stratigraphische Stellung des Klammkalkes angeführte und nach Heritsch (221) wahrscheinlich altpaläozoische Koralle (Tabulate), die Ohnesorge bei Hollersbach (W Mittersill) in einer anscheinend in der W-Streichverlängerung der Klammkalkzone gelegenen Kalkscholle entdeckt hat, verliert leider dadurch an Beweiskraft, daß dabei noch vorläufig mit einer eventuellen Einfaltung eines Kalkes der Grauwackenzone in die von ihr überfahrene Klammserie gerechnet werden muß.

---

[1] Der von Stark als Liegendglied der Klammserie unterschiedene, Porphyroide und Grünschiefer führende »Quarzit-Serizitschiefer-Horizont« (nach Kober eventuell Untertrias) kommt in unserem Aufnahmsgebiet nicht mehr zum Vorschein.

Soweit wir Dolomite zwischen der Lichtensteinklamm und dem Kleinarltal im Bereich der Klammkalke und -phyllite beobachtet haben, möchten wir sie durchwegs als echtes Radstädter Mesozoikum (Kleinarler Decke) deuten.

[3] Die Speiereckdecke (-schuppen) wird von Staub (220, p. 178 ff.) als hochpenninisch betrachtet.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Wenn wir uns heute der von Kober und Staub vertretenen Ansicht, daß die Klammserie mesozoisch sei und als eine untere »Radstädter Decke« in unserem Aufnahmsbereiche (zwischen Lichtensteinklamm und Kleinarltal) unter einer höheren (unserer »Kleinarler Decke«) sichtbar werde, keineswegs verschließen und sie gewiß für möglich halten, möchten wir daneben doch noch andere Eventualitäten in Erwägung ziehen, die vielleicht auch das Lagerungsverhältnis der Klammserie zu ihrer Nachbarschaft erklären könnten. So wird die gewiß unverkennbare lithologische Ähnlichkeit der Klammserie, und zwar speziell der Klamm- mit den Kalkphylliten (schistes lustrés) der Tauernschieferhülle es nahelegen, sie an diese anzuschließen und demnach noch als eine »penninische« (nicht »unterostalpine« Radstädter) Decke aufzufassen, die von Kleinarltal gegen W eine höhere Radstädter (die »Kleinarler«) Decke ohne Dazwischenlagerung der tieferen Radstädter Decken, welche dann hier nicht mehr so weit nach N gereicht haben dürften, unterteuft. Bei einer solchen Verknüpfung mit den schistes lustrés der Hohen Tauern (vgl. Uhlig, 172, Kartenskizze) kämen nun selbst wieder zwei stratigraphische Hauptmöglichkeiten in Betracht, je nachdem man den schistes lustrés — und mit ihnen den Klammphylliten und -kalken — ein archäo- bis paläozoisches Alter[1] im Sinne von Vacek (176, 177, 182), Frech (33) und Becke (5) zuzuschreiben neigt oder aber ein mesozoisches (Trias—Kreide), ja eventuell sogar noch paläogenes (Eozän-) Alter im Sinne von E. Sueß (158), Termier (161, 162, 163), Haug (64, 65) Kober (83, 202) und Staub (220).

Eine weitere Möglichkeit wäre endlich noch die, die bereits Kober (200, p. 221, 237) nach unserer ihm gegebenen Darlegung erwähnt, aber abgelehnt hat, nämlich die Deutung der Klammserie als normalen (eventuell altpaläozoischen[1]) Basalteil der Kleinarler Decke, über dem sich »diskordant« oder »transgressiv« der Serizitquarzit-Quarzphyllit (dann eventuell jungpaläozoisch) und das Radstädter Mesozoikum derselben Decke abgelagert hätten. Dabei wäre diese basale Klammserie gegen E hin nur bis zum Kleinarltal sichtbar, wogegen sie im Lackenkogelfenster und Taurachtale unter dem Kleinarler Quarzit (Quarzphyllit) nicht mehr angetroffen werde. Wenn Kober gegen diese Vorstellung einwendet, daß der Serizitquarzit nirgends auf dem Klammkalk transgrediere, da »dazu die tektonische Durchbewegung zu groß sei, als daß solche primäre Diskordanzen möglich wären«, so möchten wir dazu bemerken, daß die intensiven Schub- und Faltungsbewegungen gewiß eine eventuell hier ursprünglich vorhandene Diskordanz innerhalb einer Decke weitgehend beeinträchtigt und verschleiert haben können, daß sie sie aber durchaus nicht bis zur Unkenntlich verwischt zu haben brauchen. Sicherlich hat sich aber aus der genauen Kartierung der Kleinarler Region und ihrer Nachbarschaft ein inkonformes Lagerungsverhältnis des Radstädter (Kleinarler) Mesozoikums und Quarzites zum Klammkalk und -phyllit ergeben, das uns eben nicht nur als eine »Deckengrenze«, sondern vielleicht auch als eine einstige — wenn auch später tektonisch verschleierte — Ablagerungsdiskordanz denkbar erscheinen könnte.[2] Indessen halten wir es heute selbst für wahrscheinlicher, daß die Klammserie eine, sei es penninische, sei es unterostalpine (tiefere Radstädter) Decke sei.

Die auffälligste habituelle Eigentümlichkeit der Klammkalke ist ihre Streckung und Schieferung, welche ein holzscheiterartiges Aussehen der losgebrochenen Gesteinstrümmer (»Scheiterkalk«) und ihre quer auf die Cleavage gehende Klüftung bedingen (148, p. 487; 191, p. 473; 81, p. 15). Recht konstant scheint dabei auch die Richtung der Streckung zu sein, deren auf den Schicht- oder Schieferungsflächen sichtbare Streifen, z. B. an der Rauriser Straße W über der Kitzlochklamm mit 15°, in der Lender- und Lichtensteinklamm mit zirka 20° nach W, am W-Gehänge des Kleinarltales (etwas NW Mitter-Kleinarl und an der Mündung des Ploierbaches) mit 10 bis 15° nach W bis WSW und am Kreutzsaubach unmittelbar E von Mitter-Kleinarl mit 20 bis 30° nach W fallen; also durchwegs eine ziemlich sanfte Neigung der Streckungsstriemen im W-Sinne.[3] Die Intensität der Streckung scheint uns von W (Klammen) nach E (Kleinarl) entschieden abzunehmen.

Daß die Klammkalke, welche nach unserer Ansicht eine konkordante Einlagerung in den Klammphylliten darstellen, zuweilen zu Verwechslungen mit den Bänderkalken des Radstädter Mesozoikums

---

[1] Vgl. diesbezüglich auch 149, p. 21.
Vgl. dazu Vacek (177, p. 617—622; 182, p. 381).

[3] Jedenfalls verdient es Beachtung, daß die N von der Klammkalkzone gelegenen Pinzgauer Phyllite zwischen unterem Dientner Graben und Goldegg nicht wie die Klammkalke eine flach nach W, sondern vielmehr gewöhnlich eine unter 15 bis 30° gegen ESE geneigte Streckung zeigen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Anlaß geben können (149, p. 19), ist bei der starken Pressung und ähnlichen Metamorphose beider Bildungen und ihrer zum Teil unmittelbarer Nachbarschaft nicht zu verwundern. Auch zwischen den Klammphylliten, falls sie relativ kalkarm sind und den Serizitphylliten der darauf liegenden Kleinarler, respektive Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe kann ab und zu — so an den Hängen E und W Mitter-Kleinarls — eine Scheidung etwas schwierig werden.

Petrographisch betrachtet, sind die Klammphyllite schwärzlich- (besonders in der Lichtensteinklamm), mittel- und hell(silber-)graue oder auch hellgrünlichgraue und grünlichweiße (Kleinarltalgebiet) Kalkphyllite. Schwärzliche Farbe ist vorwiegend auf graphitoidisches, seltener auf kohliges Pigment zurückzuführen. Schicht- oder Schieferungsflächen mit dichten Serizithäuten bedeckt. Im Querbruche erweisen sich die Klammphyllite teils fein-, teils gröberschiefrig und lassen zwischen den häutigen Serizitlagen gewöhnlich 1 bis 3 *mm* dicke Kalkschichten wahrnehmen, die in der Regel eine feinkörnig-krystalline — nur ausnahmsweise dichte — Struktur und weißliche oder hell- bis dunkelgraue Färbung darbieten. Gelegentlich sind sie durch die Gebirgspressung (Streckung) in längliche, serizitumhüllte Kalkstengel von linsenförmigem Querschnitt (zirka 7 bis 55 *mm* breit, 3 bis 13 *mm* dick) zerlegt worden. Schieferungsflächen sind häufig von engparallel gestellten, geraden feinen Streckungsstreifen bedeckt, senkrecht zu welchen nicht selten Diaklasen das Gestein durchsetzen. Bald sind diese nur haarförmig dünn, bald einige Millimeter weit und von weißem Kalzit ausgefüllt. Ab und zu durchziehen schmale, weiße Quarzknauern und -adern, namentlich in der Nähe der Quarzphyllit-Quarzitgesteine, die Klammphyllite. Durch Überhandnehmen der Kalklagen gehen unsere Phyllite in die Klammkalke über.

Im Dünnschliffe bieten die Klamm-(Kalk)phyllite, je nachdem gerade davon eine vorwiegend kalkige oder serizitische Lage getroffen ist, naturgemäß bald mehr das Bild eines Serizitmarmors, bald das eines Serizitphyllites dar. In einigen Schliffen (Permoos und unterer Kreutzsaugraben E von Mitter-Kleinarl) beobachteten wir neben den beiden vorherrschenden Komponenten Kalzit und Serizit auch Quarz (häufig in den Serizitlagen), ferner akzessorisch Pyrit, Hämatit, Turmalin, Titanit, Rutil, ganz sporadisch Albit und feinstes kohliges Pigment. Mikrostruktur feingrano- bis lepidoblastisch, Textur eine zarte, wellige Fältelung oder Knitterung (Zickzacktextur), die sich besonders in der Anordnung der Serizitschüppchen ausdrückt, zeigend.

Einen ganz ähnlichen Kalkphyllit mit massenhaften, in dichten Zügen gescharten Rutilnädelchen hat Foullon (30, p. 649) aus einem »Seitengraben gegen Enns bei Kleinarl«[1] beschrieben. Desgleichen ist hier noch der von ihm (30, p. 651) aus dem »Kleinarltal gleich beim Orte« erwähnte »Kalkglimmerschiefer« anzuführen.

Die Klammkalke sind im Zuge der »Klammen« vorwiegend dunkelgrau, weiter im E nur selten so (z. B. SE Wiem bei Mitter-Kleinarl), dagegen häufiger heller gefärbt — und zwar mittel- bis lichtgrau oder weißlich, hellgrün oder grünlichweiß (Arlberg, Kitzstein, Umgebung von Mitter Kleinarl) und ausnahmsweise graulichblaßrosa (Felsvorsprung bei der Alpe ESE Kitzstein, SE Wiem bei Mitter-Kleinarl). Schicht- oder Schieferungsflächen fast stets einen dünnhäutigen Belag von Serizitschüppchen und bei den dunkelgrauen Gesteinstypen auch von abfärbender kohlig-toniger Substanz zeigend. Struktur gewöhnlich feinkörnig-krystallin, seltener annähernd dicht, Schichtung zumeist eben und dünnplattig (»Plattenkalke« mit Gesteinslagen von wenigen Millimetern bis Zentimetern Stärke). Wird sie feiner, so entstehen »Schieferkalke« oder »Kalkschiefer«, die dann weiter allmählich in die Klamm-(Kalk-)phyllite übergehen. Durch alternierend hellere und dunklere Färbung der einzelnen Lagen können die Klammkalke den Charakter von Bänderkalken gewinnen und dann zum Teil an mesozoische Radstädter Bändermarmore erinnern.

Zum Teil während der Streckung (Zerrungsklüfte), zum Teil aber offensichtlich nachher sind die Kalke stellenweise von Knickungen betroffen oder von schmalen (bis 2 oder 3 *mm* weiten) Klüften durchsetzt worden, welche dann durch weiße spätige Kalzitsubstanz ausgeheilt sind. Mitunter (lokal in der Lender- und Lichtensteinklamm) kann man zwei derartige Kluftsysteme beobachten, welche unter verschiedener Neigung gegen die Streckung den Kalk in zweierlei (Cleavage-)Richtungen durchziehen und je aus ungefähr ebenen und untereinander parallelen Kluftsprüngen bestehen.[2] Indem sich das eine durch das andere System stellenweise verworfen zeigen kann, ersieht man ihre ungleichzeitige Entstehung. Die schwächer gestreckten Klammkalke des Kleinarltalgebietes weisen in der Regel nur die engparallel gestellte Striemung auf.

---

[1] Es dürfte damit der Kreutzsaugraben gemeint sein.

[2] Vgl. die schöne Abbildung in 231, p. 76, Fig. 15.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In einem von ihm unter dem Mikroskop untersuchten weißen Klammkalk vom Kitzsteinfuß oberhalb der Schwab-Hütte (als »Kalkglimmerschiefer« bezeichnet) konstatierte Foullon (30, p. 651) neben dem herrschenden Kalzit reichlichen Muskovit (Serizit), ferner angeblich (?) Aktinolithsäulchen und akzessorischen Quarz, Epidot und Zirkon.

Die Verbreitung der Klammkalke in unserem Aufnahmsgebiet zwischen dem Großarltal und der E-Seite des Kleinarltales ist aus unseren Kartenbeilagen zu ersehen.

Das Auftreten von etwas Kupfer- und Eisenkies und Bleiglanz im Klammphyllit und -kalk des Zuges Kitzloch—Lichtensteinklamm erwähnen Russeger (127, p. 509) und Reissacher (121, p. 25).[1]

b) Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe.

Die ostwärts vom Großarltal und besonders im Gebiete des Kleinarltales dem dortigen Quarzphyllit-Serizitquarzit eingeschalteten und zusammen mit ihm gefalteten schmalen Züge und Fetzen von Radstädter (»Kleinarler«) Mesozoikum (Dolomit, Pyritschiefer, Bänderkalk, Rauchwacke) lehren, daß derselbe hier zu zwei verschiedenen, aufeinander folgenden Schubdecken gehört, einerseits, insofern als er das normale Liegend dieser mesozoischen Schichten bildet, zusammen mit ihnen zu der »Kleinarler Decke« — »Mittelostalpin« im Sinne Staubs — und anderseits, insoweit als er diese überdeckt, zur »Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe« (vgl. p. 109), die uns so wie Staub innig mit dem Schladminger Altkrystallin und der Grauwackenzone im N verknüpft und daher bereits als »Oberostalpin« erscheint. Ohne das Vorhandensein jener Einschaltung von Radstädter Mesozoikum wäre bei der lithologischen Übereinstimmung des erstgenannten und von uns als »Kleinarler« bezeichneten Quarzphyllit-Quarzitkomplexes mit dem zweiten (»Radstädter«) eine Scheidung derselben schwerlich möglich, wie sich ja auch überall dort in der Kleinarler Region zeigt, wo beide infolge Fehlens oder Ausgequetschtseins des mesozoischen Zwischenbandes unmittelbar aneinander stoßen. Die »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe« liegt um Mitter-Kleinarl und weiter gegen W der Klammserie auf, und zwar vielfach in deutlich inkonformer Weise (vgl. p. 106). Da sich nach E hin die schmalen mesozoischen Züge des Kleinarler Gebietes mit dem Hangendteile des Lackenkogelfensters (Rohrbachwald SW Flachau) und dem Mesozoikum zwischen Steinfeld und Ennslehen im Flachautale anscheinend vereinigen, können wir wohl auch diese Ablagerungen unserer »Kleinarler Decke« zuweisen und folgerichtig den darunter innerhalb des Lackenkogelfensters (am Eibenberg und W und E von Siegels Kohlstatt am Zauchtalgehänge) sichtbaren Serizitquarzit und Quarzphyllit als »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit« betrachten, der hier die von uns »Lackenkogeldecke oder -schuppe« genannte tiefere Partie des Lackenkogelmesozoikums überlagert.

Infolge der intensiven gemeinsamen Faltung der Kleinarler Decke und des darauf geschobenen Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes wechseln beiderseits des Kleinarltales die Radstädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzite — meist getrennt durch jene mesozoischen Bänder — in vielen Zonen oberflächlich miteinander ab, so daß es zu umständlich wäre, hier in Worten beider spezielle Verbreitung daselbst zu skizzieren. Wir wollen daher diesbezüglich lieber auf die Darstellung auf unseren geologischen Karten und den Profilen verweisen.

Die Mächtigkeit der Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe dürfte im Kleinarltalbereich maximal etwa 400 *m* betragen, doch ist sie gewöhnlich viel geringer und kann — vielleicht durch Ausquetschungen infolge des Deckenschubes — bis auf Null herabsinken, so daß dann das Kleinarler Mesozoikum unmittelbar den Klammkalken und -phylliten aufruht.

Was die stratigraphische Position des Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitkomplexes anbetrifft, so wird man zunächst geneigt sein, ihn nach seiner weitgehenden petrographischen Übereinstimmung mit dem »Radstädter«, den wir eher für archäozoisch bis kambrisch als für jünger halten, mit diesem zu parallelisieren.[2] Doch könnte diese Ähnlichkeit vielleicht auch nur durch die gleichartige Fazies und Metamorphose bedingt sein[3] und eine verschiedene Altersstellung für beide Bildungen gelten. Es wäre also

---

[1] Bezüglich eines angeblichen Goldvorkommens vgl. p. 202, Fußnote 5.

[2] Ähnlich wie Vacek (177, 179, 181, 182) und Frech (32, 33), die allen Serizitquarziten und Quarzphylliten an der N-Seite der Radstädter Tauern ein archäozoisches (präkambrisches) Alter zuschreiben

[3] Vgl. dazu Sander, 131, p. 182; 132, p. 336, 338; 135, p. 223, 225.

immerhin auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe etwa dem Karbon bis Perm entspricht,[1] eine Annahme, die mit der früher geäußerten Hypothese unschwer zu vereinen wäre, daß die Klammserie deren natürliche Basis darstelle; die Klammserie könnte nämlich dann alt-, die Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe aber jungpaläozoisch sein. Schließlich könnte man eventuell noch daran denken, im hangendsten Teil der letzteren ein Äquivalent des »Lantschfeldquarzites« zu erblicken, welcher über dem Twenger Altkrystallin[2] und Quarzphyllit liegend und damit den Sockel der dortigen Pleißlingdecke der Radstädter Tauern bildend, von manchen als untertriadisch (skythisch) angesehen wird. Nachdem nun aber unser »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit« jedenfalls demselben Radstädter Deckensystem angehört wie der von Tweng und also dem »Unterostalpin« im Sinne Kobers, bezüglich dem »Mittelostalpin« im Sinne Staubs, so könnte man darauf eventuell auch zwecks Vereinfachung der Terminologie den Namen »Twenger Quarzphyllit-Quarzit« anwenden. Die unter-, respektive mittelostalpine Stellung dieser quarzitischen Gesteine berechtigt auch, sie den entsprechenden westalpinen, ferner den Tarntaler (220, p. 174), Semmering- und Leithagebirgs-Quarziten und den »hochtatrischen« Quarzitgesteinen der karpathischen Kerngebirge zur Seite zu stellen (vgl. 8, p. 39 bis 45).

Da der Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitkomplex durch seinen allgemeinen Habitus und seine Gesteinsausbildung weitgehend der gleich (p. 109) zu besprechenden »Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe« gleicht, so kann das diesbezüglich dort Gesagte großenteils auch auf ihn bezogen werden.

Die vorherrschenden Felsarten sind Quarzphyllite, sie begleitende Serizit- und Chloritserizitphyllite und gering mächtige Serizitquarzite, die zum Teil an den Lantschfeldquarzit erinnern. Biotitchloritserizitphyllit ist sehr selten. Metamorphe Eruptivgesteine, respektive Tuffe und Tuffite scheinen nach unseren Feststellungen darin nur sporadisch aufzutreten. Ein solches etwa als ehemaliger Tuffit zu deutendes Vorkommen ist ein kalkreicher Albitchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«), den wir auf dem Kamme W Mitter-Kleinarl zwischen dem Benkkopf und dem ihm gegen N benachbarten P. 1852 aufgefunden haben (vgl. p. 150, 152).

c) Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe

und die sie begleitenden altkrystallinen Gesteine (Schladminger Altkrystallin).

Als »Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe« bezeichnen wir jenen namentlich aus Quarzphylliten, Serizitquarziten, Serizitphylliten u. dgl. bestehenden Komplex, welcher an der N-Seite der Radstädter Tauern das Radstädter Mesozoikum der »Tauerndecke« (Lackenkogel-, Kleinarler Decke etc.) überlagert und sich nordwärts bis zu der die Mandlingtrias und den Wagreiner Tertiärzug im S begleitenden (respektive normal unterlagernden) Partie der Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone erstreckt, mit der er ohne scharfe Grenze zusammenhängt.[3] Wegen dieser engen Verknüpfung mit jener stellt sich uns diese »Gruppe« sozusagen als die südliche, in den Tauernbereich eintretende Fortsetzung der »oberostalpinen« Grauwackenzone dar, der gegenüber sie zunächst habituell durch das entschiedene Dominieren von Quarzphyllit- und Quarzitgesteinen über dünnblättrige Phyllite und vielleicht auch durch eine etwas stärkere Metamorphose (etwas lebhafteren Serizitglanz ihrer Phyllite) gekennzeichnet erscheint. Den obigen Namen haben wir ihr nach ihren schon von Frech (33) besonders hervorgehobenen Hauptgesteinstypen, dem Quarzphyllit (»Tonglimmerschiefer«) und Radstädter Quarzit, ge-

---

[1] Gemäß der besonders von Uhlig (8, 172, 174), Kober (81, p. 21; 200, p. 214) und Sander (132, 133, 135) überhaupt für die Quarzitgesteine der Radstädter Tauern vertretenen Ansicht.

Dem »Twenger Altkrystallin« ist wohl auch ein kleines typisches Glimmerschiefervorkommen zuzurechnen, das Prof. Uhlig mit uns zirka 5 *km* SSE vom Flachauer Jägerwirtshaus am Pleißlingbach knapp oberhalb der Einmündung des Gasthofwassers an Stelle des von Frech (33, Karte) dort verzeichneten Quarzphyllites anfgefunden hat.

[3] Die Unmöglichkeit einer scharfen Grenzziehung zwischen der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe und der Pinzgauer Phyllitzone haben auch Peters (112, p. 810 bis 811) und Frech (33, geologische Karte) hervorgehoben.

Wir haben auf das oberwähnte über und N von dem Radstädter Mesozoikum liegende Oberostalpinareal — also auf Radstädter Quarzphyllit-Quarzit, anschließenden Pinzgauer Phyllit und Mandlingtrias — gelegentlich den Namen »Mandlingdecke« (oder »Mandling-Wagreiner Decke«) angewendet (vgl. 200, p. 237), den wir nun aber wieder fallen lassen, da die N-Grenze des Mandlingzuges doch nicht die Bedeutung einer weit in die Tiefe reichenden Deckengrenze gegen das sich N anschließende Hauptgebiet der Grauwackenzone besitzt, sondern nur eine Schuppenfläche von relativ untergeordnetem Belange darstellt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

geben, welch letzterer Uhlig 1906 dafür (allerdings einschließlich des erst jetzt davon von uns abgetrennten »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitkomplexes«) die Bezeichnung »Radstädter Quarzitdecke« oder kurz »Quarzitdecke« hat wählen lassen. Da aber, wie sich später ergeben hat, stellenweise, und zwar besonders gegen E (E Forstautal) und S (Seekarspitz, Mauterndorf etc.) hin Altkrystallin (Glimmerschiefer, besonders aber Schladminger Gneis und Diaphthorit) mit ihr zu einem einheitlichen tektonischen Komplex verbunden sind, hat er sie 1908 (172, p. 5, 9, 16) als »Quarzitgneisdecke« angesprochen.

Wie nun aus der von Kober (81, p. 29; 200, p. 241; 201, p. 377, 378; 202, p. 112) geschilderten Auflagerung, respektive dem von oben her erfolgenden Eintauchen von Schladminger Gneisen in die Quarzphyllite — zwischen Schladminger Ober- und Forstautal etc. — hervorgeht, erweist sich hier das Altkrystallin als der stirnartig in die Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe eingebohrte Deckenkern der das Radstädter Mesozoikum von S her überfahrenden oberostalpinen Schubmasse und der zum natürlichen Mantel des Gneises gehörige Quarzphyllit, soweit als er von diesem überfaltet oder überschoben worden ist, sozusagen als dessen Liegendschenkel. Gegen W dürfte es aber wohl rasch zu einem Ausheben der Gneisstirn gekommen sein (81, p. 29) — etwa indem sich hier das Altkrystallin nicht mehr so weit nach N erstreckte —, so daß wir dann in unserem W vom Forstautal gelegenen Aufnahmsgebiet keineswegs mehr eine inverse, respektive den Gneis unterlagernde Quarzphyllitserie anzunehmen genötigt sind. Insbesondere möchten wir aber für den nördlichsten Teil dieser Gruppe, der sich ohne scharfe Grenze nordwärts unter die Pinzgauer Phyllitzone hinabsenkt und so allem Anscheine nach deren Sockel bildet, normale Lagerung annehmen. Vielleicht könnte man aber auch den unter dem Gneis sichtbaren Radstädter Quarzphyllit als beim Vorschub des Oberostalpins relativ zurückgebliebene und daher vom altkrystallinen Deckenkern (-sockel) überfahrene Partie von dessen Schiefermantel betrachten, während der höher liegende Quarzphyllit eben seine Position im Hangend des Gneises bewahrt hätte oder gar samt dem Paläozoikum der Grauwacken-(Pinzgauer Phyllit-)zone gegen N davon abgeglitten wäre.

Jedenfalls steht diese unsere Ansicht über das Verhältnis der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe zu Schladminger Gneis und Grauwackenzone der von Kober 1912 vertretenen (81, p. 29) weitaus näher als seiner späteren. Denn damals (1912) rechnete er noch Schladminger Altkrystallin und Radstädter Quarzphyllit mit anschließender Pinzgauer Phyllitzone und Mandlingzug zur selben großen Deckeneinheit (dem »unteren ostalpinen Deckensystem« der damaligen Bezeichnungsweise, also jetzigem »Oberostalpin«),[1] hingegen seit 1921 (201, p. 378 bis 379; 200, p. 241; 202, p. 115) Schladminger Altkrystallin samt damit verknüpftem Radstädter Quarzphyllit-Quarzit als »Quarzitgneisdecke« zum »unterostalpinen Deckensystem« der Radstädter Tauern und erst die Pinzgauer Phyllite an der Basis des Mandlingtrias zum »Oberostalpin«. Er legt jetzt also zwischen Quarzitgneiskomplex und Grauwackenzone eine bedeutsame Deckengrenze, die wir nicht hier, sondern vielmehr zwischen dem Radstädter Mesozoikum (Kleinarler und Lackenkogeldecke) und anderseits dem Radstädter Quarzphyllit-Quarzit-Gneis-(Schladminger)komplex erblicken. Darin stimmen wir aber gerade vollends mit Staub (220, p. 178, 183, 189, 192) überein, der gleichfalls Schladminger Altkrystallin mit den von ihm dem Innsbrucker Quarzphyllit homologisierten Radstädter Quarzphylliten und den Pinzgauer Phylliten für echtes Oberostalpin (tektonische Äquivalente der Silvrettadecke des W) hält.

Sehr verschiedene Ansichten sind über das geologische Alter der Gesteine unseres Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes geäußert worden. Vacek (177, p. 614, 618 ff.; 179, p. 386; 181, p. 201; 182, p. 373) hielt sie für archäisch bis vorsilurisch, Frech (32, p. 8; 33, p. 4 bis 9) für präkambisch, Kober (81, p. 21, 271; 200, p. 214) für jungpaläozoisch, und zwar wohl besonders karbonisch,[2] Uhlig (8, p. 27, 29; 172, p. 4; 174, p. 481) für permisch bis skythisch und endlich Termier (163, 2. Teil, p. 2 bis 4) auch für eventuell triadisch. Wir möchten sie am ehesten als archäozoisch (präkambisch) bis kambisch betrachten, nachdem sie einerseits das stratigraphische Hangend des offenbar »archäischen«

---

[1] Im Jahre 1920 (200, p. 227, 237) stellte Kober dagegen die »Quarzitdecke« mit Vorbehalt bereits zum »unterostalpinen (Radstädter) Deckensystem«.

[2] In diesem Sinne hat Kober (81, p. 27 bis 29; 83, p. 40, 64 bis 65; 84, p. 526) stellenweise (z. B. bei Obertauern) beobachtete konglomeratische Partien der Radstädter Quarzite den »karbonen Rannachkonglomeraten und -quarziten« der nordsteirischen Grauwackenzone parallelisiert.

Schladminger Altkrystallins bilden und sich anderseits durch ihr nordwärts gerichtetes Einfallen unter und den allmählichen Übergang in die wohl altpaläozoische (besonders silurische) Pinzgauer Phyllitzone als deren natürlichen Sockel zu erkennen geben. Diese Deutung stimmt auch recht gut mit der von Ohnesorge (305, p. 97) in den Kitzbühler Alpen gewonnenen Ansicht über das Alter der dortigen Quarzphyllite (Tonglimmerschiefer) überein, der sie aus ähnlichen Gründen dem Archaikum bis Kambrium zuweist.

Weitaus seltener als im Bereiche der Grauwackenzone erscheinen innerhalb unserer Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe — speziell als Einlagerungen in deren phyllitischen Gesteinen — metamorphe basische Eruptiva und von solchen ableitbare Tuffe und Tuffite (172, p. 7). Nach unseren bisherigen Feststellungen sind es Albitamphibolitschiefer, Hornblendeepidotschiefer (Epidotamphibolite), Epidotchloritschiefer, die zum Teil quarz- und kalkreich (als Kalkgrünschiefer) entwickelt sind, kalkreiche Albitchloritschiefer (Kalkgrünschiefer) und Quarzchloritschiefer. Das Auftreten aller dieser Typen auch in der im N benachbarten Grauwackenzone ist wohl auch ein Hinweis auf die innige Verknüpfung derselben mit dem Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplex. Die nähere Beschreibung der eben erwähnten Eruptivbildungen wird in einem späteren Abschnitt (vgl. p. 142, 154) im Zusammenhang mit jenen der Grauwackenzone geliefert.

Wie bereits Frech (55, p. 376; 33, p. 50) hervorgehoben hat, begünstigt der aus den Quarziten und Quarzphylliten bestehende Felsgrund eine eigenartige Vegetation, durch die er sich auch schon im Landschaftsbilde ganz deutlich von nachbarlichem Dolomit- und Moränenboden abzuheben pflegt.

Die zwischen Kleinarl- und Taurachtal zur Beobachtung gelangende Mächtigkeit des Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes dürfte mit etwa 600 bis 700 *m* zu beziffern sein, während sie weiter westwärts geringer erscheint. Wenn wir dagegen im E — in der Kammregion zwischen Taurach- und Forstautal — dafür den auffallend hohen Betrag von fast 1000 *m* vorzufinden glauben, so mag dies vielleicht mit der Annäherung an die oberwähnten, benachbarten Schladminger Gneisstirnen im Quarzphyllit und einer damit einhergehenden Entwicklung eines Liegend- und Hangendschenkels desselben oder auch durch eine Vergrößerung der Quarzphyllit-Quarzitmächtigkeit infolge sekundärer Schuppenbildung darin bedingt sein.

Nun folge eine nähere Besprechung der einzelnen, am Aufbaue des Komplexes beteiligten Gesteinstypen:

α) Gneis- und glimmerschieferartige Gesteine.

Das Auftreten echter, zum Teil hornblendeführender Gneisgesteine in Verbindung mit den Radstädter Quarzphylliten ist unseres Wissens zuerst von Gümbel (55, p. 373) festgestellt worden, der solche 1890 am Seekarspitz bei Obertauern beobachten konnte. Von Frech (33, p. 8) mit Unrecht geleugnet und für »Tonglimmerschiefer« erklärt, ist dieses interessante Gneisvorkommen dann wieder von Vacek (182, p. 376) und Uhlig (172, p. 16) bestätigt worden.[1]

Was nun ferner die lithologische Ausbildung der zwischen Obertauern und Mauterndorf erscheinenden Gneise, zu denen stellenweise auch Glimmerschiefer und hornblendehaltige Schiefer hinzutreten, anlangt, so zeigen sie gewöhnlich ein recht wenig typisches Aussehen und sind durch die intensive Laminierung bei der Gebirgsbildung oft so sehr entstellt, daß ihre Unterscheidung von den serizitisch-chloritischen Phyllitgesteinen der Quarzphyllitgruppe bei makroskopischer Betrachtung zuweilen unmöglich und selbst bei mikroskopischer Untersuchung außerordentlich schwierig werden kann (172, p. 16 bis 17). Becke hat bekanntlich für solche von Gneisen oder Glimmerschiefern abstammende Gesteine, die ihren gegenwärtigen phyllitischen Habitus einer Art »rückläufigen Metamorphose« infolge heftiger tektonischer Beeinflussung zu verdanken haben, den Namen »Diaphthorite« in Vorschlag gebracht (6, p. 13 bis 19; 7, p 372 bis 375).

Daß ausnahmsweise auch eine kleine Partie des serizitischen Radstädter Quarzites durch Neubildung von reichlichem Albit den Charakter eines Serizitalbitgneises annehmen kann, ohne

---

[1] Ein dunkelgraugrünes Gneisstück vom Seekarspitzgehänge erwies sich bei der von uns vorgenommenen mikroskopischen Untersuchung als ein Biotitchloritgneis mit den Hauptgemengen Quarz, Albit, Biotit und Chlorit (Pennin) und akzessorischem opaken Erz und Karbonat (Siderit) mit limonitisch verfärbter Umgebung.

Im Seekar setzt im Gneis auch eine Erzlagerstätte mit Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, silberhaltigem Fahlerz und Karbonaten (Kalk-, Braun-, Ankerit- und Eisenspat) und mit Quarz als dominierender Gangart auf.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

natürlich ein Gneis im eigentlichen Sinne zu sein,[1] zeigt eine derartige ungefähr ein paar Dezimeter lange putzenförmige Masse, die wir an einer Stelle nahe der Totenkaralpe an der SE-Seite des Lackenkogels innerhalb des dortigen, die S-Begrenzung des mesozoischen Fensters bildenden Serizitquarzites, eines hellgrünlichgrauen, festen und feinkörnigschiefrigen Gesteins, beobachtet haben. Dieselbe hat durch Aufnahme von rhomboëdrischer Karbonatsubstanz eine rötlichbraungrau-tupfige Färbung angenommen.

Unter dem Mikroskop (Schliff Nr. 39) ergibt sich dabei folgender Befund: Den xenomorphen und gern miteinander verzahnten, undulös auslöschenden Quarzkörnern sind ziemlich reichlich fast ebenso große Albitidioblasten beigesellt, die sich durch ihre vollkommene Krystallform als typische Neubildung zu erkennen geben. Sie sind länglich-prismatisch, bis 0·2 *mm* lang und erscheinen besonders häufig in Schnitten von rhombischer Gestalt, die oft voller kleiner Flüssigkeitsporen sind. Zwillingslamellierung fehlt ihnen anscheinend gänzlich. Die sich zwischen den Quarz- und Albitindividuen durchwindenden feinen Serizitschüppchen treten hinter ersteren an Masse zurück. Von Akzessorien sind zu nennen relativ häufiges gelbliches Karbonat (Siderit) und sporadischer Turmalin und (?) Korund.

Nach der ganz kurzen Beschreibung, welche Foullon (30, p. 645) von einem »Glimmerschiefer« des Labenecks (W-Gehänge des Taurachtales) und einem vom »Ausgang des Schlammbaches bei der Brücke im Forstautal« (zirka 1·2 *km* S Forstau) gegeben hat, ist eine sichere Entscheidung, ob es sich dabei tatsächlich um Glimmerschiefer (respektive Diaphthorit) oder aber bloß um Phyllitgesteine der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe handelt, nicht möglich, doch hat letzteres viel größere Wahrscheinlichkeit für sich. Sicher ist dies aber bei den von ihm (30, p. 646 bis 647) erwähnten »Quarzglimmerschiefern« vom Grieskareck (über der Kogelalpe), der Vorderfoga-(fager)spitze und der Edelbachscharte (zwischen Forstau- und Preuneggtal) der Fall, die offenbar als Radstädter Quarzphyllite zu betrachten sind.

Und auch was sonst an der N-Seite unserer Radstädter Tauern im Laufe der Zeit von verschiedenen Geologen — so von Peters (112, p. 810), Stur (153, p. 845, 849), Vacek (175, p. 311; 177, p. 613, 614, 619) und Gümbel (55, p. 373) — als »Glimmerschiefer« angesprochen werden ist, ist wohl nur Radstädter Quarzphyllit oder Serizitschiefer gewesen. Das Altkrystallin tritt hier also jedenfalls vollends hinter den vermutlich präkambrischen bis kambrischen Phyllit- und Quarzitgesteinen zurück.

β) Serizitquarzit und -quarzitschiefer (Radstädter Quarzit und Quarzitschiefer).

Das Vorkommen echter Serizitquarzite und -quarzitschiefer an der N-Seite der Radstädter Tauern ist zuerst 1882 von Vacek (175, p. 311) ausdrücklich hervorgehoben worden, als er sie zu Beginn seiner Aufnahmsarbeiten in dieser Region als mächtiges Lager auf den Kämmen beiderseits des Taurachtales zutage treten sah. Er hielt sie dann zunächst 1884 (177, p. 615, 618, 619) für eine quarzitisch entwickelte Vertretung der weiter im W erscheinenden und von ihm zur »Kalkglimmerschiefergruppe« der Schieferhülle gerechneten Klammserie und nahm an, daß sie inkonform über »alte Glimmerschiefer« (recte Radstädter Quarz- und Serizitphyllite) transgredieren, eine Auffassung, die er aber seit 1893 dahin abgeändert hat, daß die Radstädter Quarzite Einlagerungen in den Radstädter Serizitschiefern, respektive Quarzphylliten und samt diesen eine normale Einschaltung innerhalb des »Schladminger Gneisprofils« bilden (179, p. 386; 181, p. 201 bis 210; 182, p. 373).

Viel besser als die Angaben Vaceks (182, p. 378) über die Verbreitung dieser Quarzite, wonach sie in zwei ansehnlichen und weithin NW—SE streichenden Antiklinalen aus ihren hangenden Serizitschiefern (-phylliten) emportauchen, finden wir die Frechs (33) den natürlichen Verhältnissen entsprechend.

Frech hat diesen für die Radstädter Tauern so bezeichnenden und, wie gesagt, namentlich an ihrer N-Seite den dortigen Quarz- und Serizitphylliten konkordant eingelagerten Serizitquarzitgesteinen die Bezeichnung »Radstädter Quarzit- und Quarzitschiefer« beigelegt (31, p. 1258; 33, p. 9), die ja dann auch von Uhlig (8, p. 28, 34) und Kober (81, p. 27) übernommen worden ist. Wegen ihrer innigen Verknüpfung mit den eben erwähnten Quarz- und Serizitphylliten (8, p. 28; 31, p. 1258; 172, p. 16; 182, p. 373) — teils durch allmähliche petrographische Übergänge, teils durch Wechsellagerung an ihrer Grenze — bilden sie alle eben eine größere stratigraphische Einheit; wir haben deshalb auf unseren Aufnahmskarten von einer speziellen Ausscheidung und Abtrennung der Serizitquarzite und -schiefer von den Quarzphylliten etc. Abstand genommen und verweisen diesbezüglich auf die wohl im großen ganzen zutreffenden Angaben und kartographischen Festlegungen Frechs (33, p. 22 bis 25).

---

[1] Vgl. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer. II. Spezieller Teil (1907), p. 38 und das von Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. (1894), p. 211—315 über den »Serizitgneis« Mitgeteilte.

Wenn wir von der schon stark S unseres Aufnahmsgebietes befindlichen Quarzitmasse des Spatzecks (SW Gnadenalm) absehen, wären als die wichtigsten Lager von Radstädter Quarzit das des Leckriedls (zwischen Gnaden- und oberer Zauchalm) und der große W—E streichende Zug zu nennen, der etwa von Weitgaß im oberen Preuneggtal über die Mahrhöhe, die Geissteingruppe (Hinter-Geisstein und Geissteinkopf NE Untertauern), den Strimskogel (WNW Untertauern), die Zauchsee-Gegend und Scharwandspitz (S Lackenkogel) bis in die Region des unteren Rohrbachgrabens (SSW Flachau) reicht. Die große Breite, welche derselbe beiderseits des Taurachtales an den Geissteinen und dem Strimskogel aufweist, hängt nicht nur mit seinem besonders mächtigen Anschwellen in dieser Gegend, sondern auch mit seiner hier relativ flachen Lagerung (zum Teil nur 30 bis 45° S-Fallen) zusammen, sein mehrfaches Eingreifen und Auskeilen in den Quarz- und Serizitphyllit im Zauchtal (zwischen Zauchsee und Tellis Kohlstatt) mit einer durch Ablagerungswechsel bedingten Verzahnung (33, p. 23 bis 24). Die Mächtigkeit des Serizitquarzites mag an den Geissteinen und dem Strimskogel, wo er wohl hauptsächlich im Hangenden der Radstädter Quarz- und Serizitphyllite (diese mehr am tieferen Gehänge des Taurachtales N von Untertauern) erscheint, bis zirka 400 *m* betragen. Schwache und dabei meist weniger typisch entwickelte Serizitquarziteinlagerungen finden sich auch sonst hie und da innerhalb der Radstädter Quarz- und Serizitphyllite, können aber zumal wegen ihrer innigen Verbindung mit diesen Gesteinen leicht übersehen werden. Wir haben beispielsweise solche unweit von Kote 1591 *m* etwas N vom Kehlbrand (zirka 4 *km* S Radstadt), am E-gehänge des Taurachtales zwischen Waldherr und Wernhart (im Dach des mesozoischen Brandstattwaldfensters zirka 4 *km* N Untertauern) und am Edelbachschartl (zirka 6 *km* SE Forstau)[1] angetroffen.

Die Farbe der Radstädter Serizitquarzite und -quarzitschiefer ist weiß, weißlich-, hellgraulich- bis apfelgrün oder weißlich- bis hellgrünlichgrau. Verwitterungsoberfläche zuweilen graubraun. Je nachdem die gern ebenen und meist auch ziemlich glatten Schichtflächen weiter (von mehreren Millimetern bis zu 2 *cm* weit) oder enger (bis zu ein paar Millimeter) voneinander abstehen, kann man die plattigen Quarzite von den allmählich daraus hervorgehenden Quarzitschiefern unterscheiden. Die mitunter von Chlorit begleiteten und den silbrigen Glanz der Schichtflächen bewirkenden Serizitschüppchen liegen bald relativ zerstreut, bald zu kontinuierlichen Häutchen zusammengeschlossen darauf.

Die allgemeine Gesteinsmetamorphose hat bei den massigen Quarziten außer zur Bildung dieser Häute auch zu einem mehr oder minder weitgehenden Verfließen der einzelnen Quarzkörnchen oder »Geschiebe« geführt (8, p. 32). Dem Gefüge nach sind unsere Quarzitgesteine gewöhnlich feinkörnig bis beinahe dicht. Grobkörnige Varietäten, in denen einzelne weiße, hellgraue oder rosarote Quarzkörner oder gar bis faustgroße, zum Teil rötliche und bräunlichviolette Quarzgeschiebe erscheinen und so den sandsteinartigen oder konglomeratischen Ursprungscharakter noch deutlich erkennen lassen, finden sich an der N-Seite der Radstädter Tauern nur ganz vereinzelt. Durch Zunahme der glimmerigen Gemengteile gehen die Serizitquarzite in Serizitquarzitschiefer und weiter in quarzreiche Serizitphyllite, respektive Quarzphyllite über.

Wie die mikroskopische Untersuchung einer größeren Anzahl Dünnschliffe von Radstädter Serizitquarzit und -quarzitschiefer gezeit hat, können neben dem weitaus dominierenden Quarz und dem ihn begleitenden Serizit als Akzessorien noch Chlorit (Pennin und Klinochlor, zumeist sehr spärlich), Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit (Leukoxen), Feldspat (Albit und auch Orthoklas, meist recht selten und zum Teil kaolinisiert), rhomboëdrisches Karbonat (Calcit—Siderit), opakes Erz (Pyrit, Ilmenit), Limonit und nach Rosiwal (122, p. 371, 372), zuweilen auch Granat (Microallochroit) auftreten.

Kluftflächen, welche den Quarzit schräg bis senkrecht gegen seine Schichtung durchqueren und seinen Zerfall in parallelepipedische Stücke bewirken, gelegentlich vorhanden, desgleichen Adern und Linsen von Milchquarz.

Infolge ihrer beträchtlichen Härte und Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung treten die aus dem mächtigen Radstädter Serizitquarzit bestehenden Höhen orographisch scharf hervor und bilden imposante Felsmassen, welche an den die Schichtköpfe entblößenden Bergflanken jähe, kahle Abstürze darzubieten pflegen (Strimskogel, Geissteine, Region der Weitgasseralp etc.).

---

[1] Ein so deutlicher, langgestreckter Quarzitzug, wie ihn Frech (33, p. 22 und Karte) am rechten Gehänge des Forstautales zwischen der Aumaishütte und Edelbachscharte angibt, ist dort nach unseren Beobachtungen nicht vorhanden. Vorwiegend handelt es sich daselbst um Quarzphyllit.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

γ) Quarzphyllit.

Die verbreitetste Gesteinsart, die an der Zusammensetzung der »Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe« teilnimmt und im Verein mit eigentlichen Phylliten und Serizitschiefern die reineren Quarzit- und Quarzitschieferlagen einschließt, ist »Quarzphyllit«, ähnlich dem in der Grauwackenzone erscheinenden (vgl. p. 125), aber doch wohl im allgemeinen davon durch eine ein wenig höhere, sich in etwas lebhafterem Glanz der Schieferflächen äußernde Metamorphose und eine vorwiegend hellere (insbesondere grünliche) Färbung verschieden.

Rein petrographisch genommen ist uns hier der Quarzphyllit — so wie Sander (133, p. 291) bei seinen Untersuchungen am Tauernwestrande — eine bestimmte Ausbildungsart oder Varietät von Phyllit mit relativ beträchtlichem Quarzgehalt, der sich hauptsächlich in hellen Knauern, länglichen Linsen oder dünnen Lagen zwischen vorherrschend glimmerigen Flasern und Lammellenzügen angehäuft findet.[1]

Die häufige Anwesenheit dieser groben Quarzschwielen und -lagen in den Phyllitgesteinen am Nordgehänge der Radstädter Tauern zwischen dem Forstau- und Kleinarltal ist schon 1854 von Peters (112, p. 810) und später von Vacek (175, p. 311; 179, p. 386; 182, p. 362, 373) hervorgehoben worden und hat Frech (33, p. 7) veranlaßt, dafür — ebenso wie für die sich nordwärts anschließende Pinzgauer Phyllitzone — die Bezeichnung »Quarzphyllit- oder Tonglimmerschieferstufe« zu gebrauchen (33, p. 7).

Die Färbung der »Radstädter Quarzphyllite« ist mit Vorliebe eine hellgrünliche. Namentlich sind »apfelgrüne« Typen (8, p. 28), die oft eine hellgelbliche Streifung oder Fleckung aufweisen, und lichtgraulichgrüne oder lichtgraue häufig. Weitaus seltener kommen dunkelgrüngraue oder ausgesprochen dunkelgraue (grapitoidisch pigmentierte) Varietäten, wie sie ähnlich in der Grauwackenzone erscheinen, vor.

Schieferungsflächen infolge ihres dichten serizitischen Belages meistens lebhaften silbrigen Glanz zeigend. Die auf dem Querbruch zwischen den Phyllitzügen und -flasern sichtbaren quarzreichen (u. d. M. quarzitisch erscheinenden) Schwielen, Linsen und Lagen weißlichgrau, graulich- oder grünlichweiß. Ihre Dicke beträgt gewöhnlich nur einige Millimeter, steigt aber bisweilen auf zwei oder drei Zentimeter an.

Die Untersuchung einer Anzahl von Dünnschliffen lehrte als Hauptgemengteile Quarz, Serizit und häufig auch Chlorit (Pennin, Klinochlor), von etwas blaßgrünlichem Biotit begleitet, ferner als Akzessorien noch Rutil, Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin, Albit, rhomboëdrisches Karbonat (Kalzit, Braunspat, Ankerit, Siderit), opakes Erz (Pyrit, Ilmenit), Limonit, Hämatit und graphitoidische Substanz kennen.

Daß die Quarzphyllite durch allmähliche Übergänge mit den eigentlichen Phylliten und anderseits mit den Serizitquarziten verknüpft sind, liegt in der Natur der Sache.

Die Gesteinsmasse durchsetzende Milchquarzadern und -knauern von nachträglicher Entstehung häufig vorhanden.

δ) Serizitphyllit (Serizitschiefer).

Neben den Quarzphylliten und Serizitquarziten nehmen an der Zusammensetzung der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe untergeordnet auch eigentliche Phyllite, und zwar insbesondere Serizitphyllite teil. Vacek hat sie zuerst im unteren Taurachtale, ferner am Zauchsee und Sonntagskogel (»Muscovitschiefer«) beobachtet[2] und später ihr ziemlich häufiges Vorkommen auf und an allen den Höhenrücken zwischen Forstau-[3] und Kleinarltal erkannt, wo er sie zusammen mit den sie begleitenden Chlorit- und Serizitchlorit-Phylliten (respektive Quarzphylliten) und den davon eingeschlossenen Serizitquarziten als »Serizitschieferabteilung des Schladminger Gneisprofiles« aufgefaßt hat (179 bis 182). Frech

[1] Dieser Fassung des »Quarzphyllites« entspricht auch die dafür von E. Kalkowsky (Elemente der Lithologie [1886], p. 252) gegebene Definition. Wenn hingegen der Quarzgehalt in einem Phyllit mehr fein und gleichmäßig verteilt ist wählt Kalkowsky hiefür die Bezeichnung »quarzitscher Phyllit« (ungefähr unseren quarzreichen feinsandigen Phylliten oder Quarz-Grauwackenschiefern entsprechend). Ähnlich wie Kalkowsky versteht auch Zirkel (Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. [1894], p. 298) unter »Quarzphyllit« solche Phyllitgesteine, in welchen phyllitische mit sehr quarzigen Lagen wechseln.

[2] und zum Teil anfangs irrtümlich für Talk- und auch Glimmerschiefer gehalten.

[3] Ein solches Gesteinsvorkommen vom Weitgass-Ursprung im oberen Forstautal ist von Ippen (73, p. 116, 128) als Serizit- oder Damouritschiefer beschrieben worden.

(33) hat alle diese die Radstädter Quarzitlager einschließenden Phyllite als »Tonglimmerschiefer« kartiert. Zuletzt hat noch Uhlig (8, p. 28, 29; 172, p. 5, 16) seine Aufmerksamkeit den dünnblättrigen, silberweißen bis hellgrünen Serizitschiefern zugewandt und die (unter anderem durch das Vorhandensein allmählicher Übergänge bedingte) Schwierigkeit ihrer kartographischen Abtrennung von den Quarzit- (respektive Quarzphyllit)gesteinen hervorgehoben.

Die vorherrschende Färbung unserer Serizitphyllite ist und zwar ganz besonders dort, wo sie in der Nähe oder in engstem Verbande mit den Serizitquarziten vorkommen, weißlich, hellgrün oder hellgrünlichgrau. Doch finden sich auch graue oder graulichgrüne und stellenweise selbst dunkelgraue oder schwärzliche (kohlig-graphitoidisch pigmentierte) Typen, die speziell im nördlichen Teile des Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes dessen allmählichen Übergang in die Pinzgauer Phyllitzone herbeiführen.

Struktur dicht bis feinschuppig-dünnblätterig, der Querbruch mitunter feinstsandig-rauh. Schieferflächen infolge dichter Bedeckung mit Serizithäuten fast stets einen lebhaft-silbrigen Glanz aufweisend, durch den sie sich von den meist etwas schwächer metamorphen und daher gewöhnlich matter schimmernden Phylliten der Grauwackenzone unterscheiden.

Wie die mikroskopische Untersuchung verschiedener Vorkommen durch Foullon, Rosiwal und uns lehrt, können sich an der Zusammensetzung unserer Serizitphyllite neben den Hauptkomponenten Quarz und Serizit als Akzessorien Chlorit, Biotit, Rutil (dieser zuweilen recht reichlich), Titanit, Apatit, Zirkon, rhomboëdrisches Karbonat, opakes Erz (Pyrit), Limonit, Hämatit, kohlig-graphitoidische Substanz und ausnahmsweise — nach Foullons Angaben — auch Epidot und grüne Hornblende beteiligen.

Unter den in Rede stehenden Gesteinen, welche teils den »tonerdearmen«, teils den »tonerdereichen Serizitphylliten« Grubenmanns[1] entsprechen und fast durchwegs rein sedimentogener Natur sind, kann man manche, die sich durch die relativ größeren Dimensionen der Serizitblättchen und den dadurch bedingten besonders lebhaften Glanz, also durch eine etwas höhere Krystallinität von den sonstigen, dicht struierten »Serizitphylliten« unterscheiden und sich so schon einigermaßen Glimmerschiefern nähern, als »Serizitschiefer« im Sinne Weinschenks bezeichnen.[2]

Nur ganz ausnahmsweise — also entschieden noch seltener als in der Grauwackenzone (vgl. p. 127) — finden sich in Verknüpfung mit den typischen Serizitphylliten des Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes relativ schwach glänzende Phyllite vor, die man danach eventuell als »phyllitische Tonschiefer« ansprechen könnte. Frech hat solche aus feinstem Quarz und Serizit bestehende dichte Schiefervorkommen, die wegen ihrer äußerst geringfügigen Ausdehnung leicht völlig übersehen werden, am Kehlbrand S von Radstadt und nahe bei der unteren Klausalpe im Preuneggtal beobachtet (32, p. 10; 33, p. 8 u. 21 Fußnote 2).

ε) Chlorit-Serizitphyllit.

Entschieden seltener als die eben besprochenen Serizitphyllite finden sich als ihre Begleiter innerhalb des Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexes Chloritserizitphyllite oder Serizitchloritphyllite vor und sind hier auch bereits von Vacek zwischen Forstau- und Kleinarltal beobachtet worden (179, p. 386; 181, p. 204; 182, p. 373).

Petrographisch stimmen sie im allgemeinen mit den gleichartigen Phylliten der Grauwackenzone (vgl. p. 131) überein, unterscheiden sich aber gewöhnlich von ihnen durch etwas lebhafteren Glanz. Färbung vorherrschend dunkelgraulichgrün.

Die Untersuchung von ein paar Dünnschliffen ergab als Hauptkomponenten Quarz, Serizit und Chlorit und als Nebengemengteile Rutil, Zirkon, Turmalin, Apatit, Hämatit, rhomboëdrisches Karbonat (Siderit) und Limonit.

Beispielsweise sei das Vorkommen solcher Gesteine im Zauchtale zwischen Salcher'schem Jagdhaus (am See) und der nächsten bachabwärts (N) davon gelegenen Brücke, am Hinter-Labeneck (NW Untertauern) — hier aber schon mehr quarzphyllitisch entwickelt (122, p. 369) — und im oberen Teile des Forstautales (122, p. 369) erwähnt.

---

[1] Vgl. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer, II. Spezieller Teil (1907), p. 38, 58.

[2] Vgl. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, II. Teil (1905), p. 305. Die von Foullon (30, p. 48) und Vacek (177, p. 618) gelegentlich darauf angewandte Bezeichnung »Muscovitschiefer« ist hingegen unzutreffend.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ζ) Biotit-Chlorit-Serizitphyllit.

Diese Gesteinstype scheint unter den Phylliten der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe nur recht selten aufzutreten. Als Vertreter führen wir ein grünes bis dunkelgraugrünes, u. d. M. rutilreiches Vorkommen an, das wir als kleine Einlagerung im Quarzphyllit des Zauchtales — zwischen dem Salcher'schen Jagdhaus und der nächsten bachabwärts davon gelegenen Brücke — beobachtet haben. Es ist ein feinblättriges Gestein mit einer groben, flachen und dazwischen noch mit einer feinsten Striemenfältelung auf den lebhaft glänzenden Schieferflächen.

U. d. M. (Schliff Nr. 123) zeigt es neben den Hauptkomponenten Quarz, Biotit, Chlorit und Serizit als Accessorien reichlichen Rutil (Säulchen und Körnchen), Apatit, bräunliches rhomboëdrisches Karbonat mit limonitischen Höfen und opake Erzkörner (Pyrit).

d) Pinzgauer Phyllit- oder Grauwackenzone.

Kalkfreie glimmerig-quarzige Gesteine in der Ausbildung von Phylliten und Quarzphylliten, Grauwackenschiefern, Grauwacken, Serizitquarziten u. dgl. (vgl. p. 119) nehmen, stellenweise begleitet von kalkigen Felsarten (Kalkphyllit, Kalk, Ankerit, vgl. p. 135) oder auch von untergeordnetem Vorkommen von Magnesit (vgl. p. 139), Erzen (vgl. p. 139) und metamorphen Eruptiven, Tuffen und Tuffiten (vgl. p. 142) in vorherrschender Weise am Aufbau jener wald- und wiesenreichen, relativ sanft modellierten Bergrücken teil, die sich zwischen die Tauern und Nordkalkalpen einschieben und in der geologischen Literatur als Pinzgauer Phyllit-[1] oder Grauwackenzone bezeichnet zu werden pflegen. Ersterer Name hat mehr seitens derjenigen Geologen Verwendung gefunden, welche sich mit dem W-Teile dieser »Salzburger Schieferalpen« (14, p. 406) und ihrer Fortsetzung in das benachbarte Tirol beschäftigt haben, letzterer seitens solcher, welche ihre Aufmerksamkeit deren östlicherem pongauischen Abschnitt und dessen Anschluß an den obersteirischen Grauwackenzug (67, p. 227) zugewandt haben. Daß es sich aber dabei jedenfalls um eine im großen Ganzen einheitliche Zone handelt, geht aus dem unmittelbaren Zusammenhang aller eben erwähnten Regionen deutlich hervor (168, p. 79; 172, p. 37, 42; 68, p. 237, 238; 70, p. 110, 116; 161, p. 732, 738, 747; 163, I. Teil, p. 3; II. Teil, p. 2).

Nachdem unsere Grauwackenzone zuerst von Klipstein (79, p. 59) und Morlot (104, p. 130) unter dem damals für die mäßigmetamorphen, altpaläozoischen Formationen seit A. G. Werner in Deutschland üblich gewordenen Terminus eines »Übergangs«-, »Transitions«- oder »transitiven Schiefergebirges«[2] zusammengefaßt worden war, wollte 1854 Lipold (93, p. 372, 374) mit Peters (112, p. 810)[3] und Stur (152, p. 463, 465; 153, p. 826, 838) darin einen älteren (nach Stur 153, p. 824 bis 825 »altkrystallinen«) S Teil, die »Tonglimmerschieferformation«, von einem darüber folgenden N-Teil jüngeren Alters, der »Grauwackenformation«[4] unterscheiden, welch letztere sich von jener namentlich durch die Einlagerung der dort fehlenden »Eisensteinkalkzüge« abtrennen lassen sollte. Während wir nach unseren Wahrnehmungen die Berechtigung einer solchen Abtrennung nicht anzuerkennen vermögen, haben wir im Gebiete S des Wagreiner Tertiär- und Mandlingtriaszuges Peters (112, p. 810, 811) Beobachtung eines allmählichen, also ohne scharfe Grenzen stattfindenden Überganges der Grauwackenzone in die sie hier von S her unterteufende Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe durchaus bestätigt gefunden, so daß uns diese, sozusagen als die südliche, sich in die Region der Radstädter Tauern erstreckende Fortsetzung der ersteren erscheint (vgl. p. 109). Ähnlich wie Lipold hat 1874 Stache (142, p. 155, 165 bis 177 und Taf. VI) den S-Teil unseres von N an das Salzachlängstal herantretenden Pinzgauer Phyllitzuges — zwischen Zell a. See und etwas abwärts Lend— zu seiner protozoischen »Quarzphyllitgruppe« gerechnet, wogegen er dessen N-Hauptteil und die sich ostwärts anschließende Grauwackenzone zwischen St. Johann i. P. und Gröbming als »Gruppe der älteren Grauwackengesteine« dem Silur zuweist und an ihrer Grenze gegen die Werfener Schichten zwischen Werfen und Dienten noch eine Vertretung des Perm annehmen möchte.[5]

Vacek, der 1884 (177, p. 611, 620) unsere Grauwackenzone von der damals von ihm weiter S angenommenen Gneis-Glimmerschiefer- und Kalkglimmerschiefergruppe als transgressiv darüber liegende »Silurgruppe« abgegrenzt hatte, änderte 1893 insofern seine Vorstellung, als er sie nun ihrer Hauptmasse nach als »Quarzphyllitsystem« für das jüngste (archäozoische) Glied der Schieferhülle hielt und deren mittlerem und ältestem Gliede, dem »Kalkphyllit« und »Granatglimmerschiefersystem«

---

[1] Der Ausdruck »Pinzgauer Phyllite« ist zuerst von Löwl (95, p. 4, 9, 10 und Übersichtskarte) und Becke (2, p. 3 bis 12) eingeführt worden, welch letzterer das Obersilur von Dienten ausdrücklich noch als deren Hangendglied darein einbezogen hat.

[2] Im Sinne eines Überganges vom krystallinen »Ur-« ins petrefaktenführende »Flötzgebirge«.

[3] Peters gebraucht für die pongauische Grauwackenzone gelegentlich (112, p. 809, 811) auch den Ausdruck »Mittelzug«.

[4] zu der sie auch das fossilführende Dientner Obersilur rechnen (113, p. 191).

[5] Die von ihm als Perm betrachteten rötlichen konglomeratisch-brecciösen Bildungen gehören aber jedenfalls schon dem Werfener Komplex an (Schattseitner Entwicklung, vgl. p. 166).

gegenüberstellte.[1] Neben der Quarzphyllitformation, die nach Vacek namentlich die Höhenzüge des Roßbrands, Blümecks, Hochgründecks und die Berge W des zwischen St. Johann und Bischofshofen gelegenen Salzachquertales aufbaut und sich nach S von Schladming an entlang der Südseite der Mandlingkette und weiter über den Wagreiner Sattel an das linke Gehänge des Wagreinerbaches (SE St. Johann) erstreckt (182, p. 362 und Kärtchen p. 372), erkennt der genannte Forscher den nach seiner Meinung über dem Quarzphyllit transgredierenden Paläozoikum hier nur eine recht untergeordnete Bedeutung zu (179, p. 393; 182, p. 363): es wären dies nur zerstreut auftretende Partien von Silur (Dienten), Magnesitkarbon (St. Johann, Goldegg, Lend) und permische Eisenerzformation (Thurnberg b. Flachau, Haselgraben und Penkerötz b. Wagrein), Bildungen, die hingegen alle dem Silur zurechnen möchten.

Ähnlich wie Vacek hat auch Frech den Hauptteil der pongauischen Grauwackenzone (Roßbrand etc.) als präkambrischen Quarzphyllit gedeutet, wodurch er sie mit der von ihm ebenso angesprochenen Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe vereinigt; dem Silur hat er indessen nur einen ganz geringen Anteil (Dienten) zuerkannt (31, p. 1256, 1258; 33, p. 8, 27).

Anknüpfend an die von Uhlig (173, p. 17; 174, p. 484) vermutete Zweiteilung der ganzen nordalpinen Grauwackenzone in eine tiefere jungpaläozoische und eine höhere altpaläozoische Serie hat Kober angenommen, daß die Mandlingtrias mit den im S ihre normale Basis bildenden und für besonders »karbonisch« gehaltenen Phylliten als tiefere Decke (»unterostalpine D.« [80 bis 84] = Voralpin = tieferes Oberostalpin [200 bis 202]) nordwärts unter die breite, die Werfen-St. Martiner Schuppentrias tragende »altpaläozoische« Grauwackenzone als höhere Decke (»oberostalpine D.« [80 bis 84] = Hochostalpin = höheres Oberostalpin [200 bis 202]) untertauche und daß also der Nordrand der Mandlingkette — die »norische Linie«, wie er sie nennt — eine für die Alpentektonik eminent bedeutsame Deckenfuge darstelle. (80 bis 81, 83, 84, 200, 202.) Deren westliche Fortsetzung und somit die Grenze zwischen der »unteren« und »oberen Grauwackenzone« hat Kober zuerst (83, p. 52) von Wagrein über St. Johann i. P. und den Hundstein zur Schmittenhöhe gezogen, später (200, p. 228) hingegen in die Linie Wagrein—Lend—Bruck—Fusch (Salzachlängstal) hinein verlegt.

Während endlich Staub unlängst (220, p. 191) abweichend von Kober und übereinstimmend mit uns das Auftreten des Mandlingzuges auf eine nur untergeordnete Schuppung innerhalb der Grauwackenzone zurückführt, lehnt er sich hinsichtlich der Allersdeutung der S, respektive N von ihm erscheinenden metamorphen Gesteine doch zum Teil an Kober an, indem er die über dem Radstädter Quarzphyllit folgenden der S-Schuppe für Karbon und Perm, die der höheren N-Schuppe aber für einen Komplex von Quarzphyllit, Silur, Devon, Karbon und Perm zu halten geneigt ist. Nachdem selbst, wie bemerkt, unsere Mandlingkette im Gegensatze zu Kober nicht als die unter die hochostalpinen Decken nordwärts hinabtauchende tiefer-oberostalpine (voralpine) Triasserie, sondern nur als südlichste Schuppe des Werfen-St. Martiner Triasbereiches und demnach als eine tektonische Einheit von ziemlich lokaler Bedeutung bewerten, können wir natürlich auch ihrer Hangendgrenze bloß die Rolle einer örtlichen Wechsel- oder Schuppungsfläche, nicht aber die eines den Bau der ganzen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis Tirol hinein beherrschenden Leitelementes im Sinne jener »norischen Linie« zuerkennen.

Der Umstand, daß wir die Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe S von Radstadt und Altenmarkt und bei Flachau durch allmählichen Übergang mit unserer Pinzgauer Phyllit- oder Grauwackenzone innigst verbunden und nordwärts unter sie hinabtauchen sehen, führt uns ähnlich wie Ohnesorge (232, p. 97) und Staub (220, p. 191) in den Kitzbühler Alpen dahin, die erstere für den normalen Sockel der letzteren zu halten. Wegen des erwähnten petrographischen Überganges zwischen beiden läßt sich nun naturgemäß ihre Grenze nicht scharf festlegen, sondern muß stellenweise selbst mit einiger Willkür und sozusagen gefühlsmäßig gezogen werden. Wir werden jedenfalls nicht weit fehlgehen, wenn wir derselben etwa einen Verlauf vom Ausgange des Schreinbaches (WSW Forstau) durch den Vorder-Fagerwald (N Grub-Hütte, SE Radstadt), den Labeneckwald N von der Kemathöhe (S Radstadt) und die Kammeinsattelung unmittelbar S des Laheitberges (ENE Flachau) auf das Gehänge zwischen Grieskareckalpe und Niederwald (E Wagrein) zuschreiben. Vom Gehöfte Friedl (etwas S Wagrein) an gegen W stoßen die Pinzgauer Phyllite im S meist unmittelbar an die Kleinarler Decke (Kleinarler Quarzphyllite und Bänder von Radstädter Mesozoikum) und schließlich sogar an die Klammserie an und demnach an eine wichtige Deckengrenze. Aus einer normalen Auflagerung der Grauwackenzone auf dem Radstädter Quarzphyllit (Archäozoikum—Kambrium) würde sich nun für jene ein geringeres geologisches Alter als für diesen ergeben.

---

[1] Der bereits S von Schladming gegen W auskeilende Granatglimmerschiefer soll nach einer von uns nicht bestätigten Behauptung Vaceks dann noch einmal spurenhaft in Verbindung mit dem Marmorvorkommen am NW-Hang des Vd.-Fogarückens zum Vorschein kommen (182, p. 388).

Zum Unterschiede von Vacek, der meist »Transgressionskontakte« zwischen den Gliedern seiner »Schieferhülle« erblickt, hat Kossmat (86, p. 142, 144, 149) den Kontakt des Quarzphyllites der Grauwackenzone mit dem Rottenmanner Massiv als normalen, hingegen den mit Schladminger Massiv, Radstädter Quarzphyllit-Quarzit und Klammkalkgruppe als anomal im Sinne einer Aufschiebung der Grauwackenzone gegen S gedeutet. Nach unserer Auffassung ist hingegen nur der Kontakt mit dem Klammkalkzug, respektive der diesen überlagernden Tauern- (Kleinarler-) Decke als tektonisch aufzufassen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Für die Altersdeutung der Salzburgischen Grauwackenzone ist ferner die 1884 und 1885 J. von Erlach bei Dorf-Dienten geglückte Entdeckung von Obersilurfossilien grundlegend geworden. Sind sie, nachdem sie einer schwarzen Tonschieferzwischenlage des metasomatisch aus Kalk entstandenen Siderit-, respektive Ankeritvorkommens am Nagelschmiedpalfen entstammen, zwar zunächst für dieses und wohl weiter für die sonstigen und vermutlich damit ziemlich altersgleichen, kalkigen Züge der Pinzgauer Phyllitzone zwischen Salzachlängstal und Hochkönig bezeichnend (vgl. p. 135), so wird man sie doch auch überhaupt als einen Hinweis auf ein silurisches Alter der die Kalklager beherbergenden und unterlagernden Phyllit- und Grauwackengesteine ansehen können. Da nun überdies unseren Beobachtungen zwischen Zeller See, Salzachlängs- und quertal zufolge die erwähnten kalkreichen Gesteine mit Vorliebe als Muldenkerne erscheinen und deshalb wohl eine relativ sehr hohe stratigraphische Position in der dortigen Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)serie einnehmen, so wird man die ihr näheres oder nächstes Liegend und Hangend bildenden Phyllit(respektive Grauwacken etc.)gesteine mit ihnen ins Obersilur, hingegen die in größerer Tiefe darunter — also besonders in den Faltensätteln, respektive -kernen — zutage tretenden Schichten (Quarzphyllite, Phyllite, Grauwacken etc.), vermutlich als Untersilur ansehen dürfen. Ja vielleicht mögen sie sogar noch zum Teil ins Kambrium hinabreichen und sich so stratigraphisch schon den Rädstädter Quarzphylliten nähern, deren Vertretung im Basalteile des Pinzgauer Phyllit-Komplexes man wegen ihres Hinabtauchens unter diese von S her (S Radstadt etc., vgl. oben) immerhin für möglich halten könnte.

Während im W des Salzachquertales das Vorhandensein der erwähnten und zum Teil sehr ausgedehnten Kalk- und Kalkphyllitzüge (vermutlichen Obersilurs) ein willkommenes Hilfsmittel zur Gliederung der Pinzgauer Phyllitzone liefert, können wir uns weiter ostwärts beinahe nirgends mehr auf solche stützen. Denn hier treten — abgesehen von der Region zwischen St. Johann i. P. und Wagrein — kalkige Ablagerungen in der Grauwackenzone fast ganz zurück und bilden höchstens kleine isolierte Linsen, die sich zu keinen anhaltenden Linien aneinander fügen und überdies auch bisher noch keinen einzigen Versteinerungsrest geliefert haben. Aus diesen Gründen ist es hier natürlich noch viel schwieriger, zu einer Erkenntnis über die Altersstellung der Grauwackenzone zu gelangen, und könnte irgendein künftiger zufälliger Petrefaktenfund immerhin eine wesentliche Änderung unserer heutigen diesbezüglichen Auffassung herbeiführen.[1] Diese geht, geschöpft aus unseren Begehungen zwischen Bischofshofen, St. Johann und der Schladminger Ramsau, dahin, daß hier die westwärts der Salzach in größerer Ausdehnung vorhandenen kalkigen (vermutlich obersilurischen) Gesteinszüge, soweit sie dann überhaupt noch sichtbar, an Mächtigkeit stark reduziert und größtenteils überhaupt schon der Abtragung zum Opfer gefallen seien. Die metamorphen Schiefergesteine des Hochgründeck—Roßbrandzuges scheinen uns also vorwiegend bereits dem Untersilur zuzugehören und eventuell auch, wie wir dies schon für die Antiklinalkerne des W-Abschnittes unserer Pinzgauer Phyllitzone erwogen haben, möglicherweise sogar gegen unten in Kambrium, respektive Radstädter Quarzphyllite überzugehen. Bezüglich der Grünschiefereinlagerungen unserer Grauwackenzone glauben wir nur sagen zu können, daß sie zwischen Zeller See und Salzachquertal gewöhnlich erst in einiger (stratigraphischer) Tiefe unterhalb der kalkigen Schichten zutagetreten, die in verschiedenen Profilen zwischen zirka 170 *m* und 570 *m* schwanken dürfte. Ihr Alter mag daher hier im allgemeinen als silurisch, zum Teil wohl untersilurisch bewertet werden. Ostwärts der Salzach könnte man gleiches nur *per analogiam* annehmen.

Für die Anwesenheit von Devonkalken, die am Kitzbühlerhorn bei Kitzbühel von Ohnesorge (107) nachgewiesen worden sind, haben wir in unserem Untersuchungsgebiet bisher keinen Beweis aufgefunden und möchten auch in Übereinstimmung mit Till (164, p. 324, vgl. auch 59, p. 308) ihr Vorhandensein daselbst für ziemlich unwahrscheinlich halten.

Die innige Verknüpfung oder, wie wir wohl sagen können, die Verschmelzung der S der Mandlingkette hinstreichenden und von den Radstädter Quarzphylliten unterteuften Partie der Grauwackenzone mit deren N-Hauptteil in der Gegend W von Wagrein, woselbst die auflagernde Mandlingtrias und das Wagreiner Tertiär bereits verschwunden sind, und die lithologische Übereinstimmung der Schiefergesteine da wie dort führt uns zu der Ansicht, daß sie gleichfalls des wesentlichen dem Silur entspreche und

[1] Als Fall dieser Art sei hier nur der vor Kürzerem von Heritsch (71, p. 158) geglückte Fund von Devonkorallen im bisher als Karbon geltenden Liegendkalk des Sunker Magnesits nächst Trieben erwähnt.

nicht, wie Uhlig und Kober wegen ihrer Lage in der Streichungsfortsetzung des obersteirischen Grauwackenkarbon gemeint haben, dem Jungpaläozoikum (Karbon—Perm.). Dieses dürfte wohl erst ostwärts von Gröbming im Hangenden des Altpaläozoikums zur Entwicklung kommen.

Ebensowenig können wir denen beipflichten, die einzelne Gesteinszüge oder Stellen des N der Mandlingkette und des Wagreiner Tertiärs und des W des Salzachquertales gelegenen Bereiches der Grauwackenzone für jungpaläozoisch (Karbon, Perm) erklärt haben, wie Vacek (26, p. 466; 182, p. 363), Toula (165, p. 60, 61), Stache (142, p. 70; 145, p. 284), Pošepny (114, p. 272, 285, 286), Bittner (9, p. 102) und Buttmann (22, p. 10, 11, 15 bis 21, 39, 40, Profile und Karte).[1] Denn es handelt sich dabei hauptsächlich um Vorkommen, die sich nach unseren Beobachtungen ungezwungen in den Komplex und die tektonische Linienführung der übrigen, auch den genannten Autoren für silurisch geltenden Pinzgauer Phyllite einordnen lassen und von uns deshalb gleich letzteren zur Silurformation gerechnet werden, zum Teil aber — am Nordrande der Grauwackenzone — wohl bereits um Werfener Gesteine (lokal mit Gips).

Die Silurformation ist es also, der wir nach dem derzeitigen Stande unserer Erkenntnis im großen Ganzen die Grauwackenzone zwischen dem Zeller See und Aich im Ennstale zuweisen.

Ihre Gesteine unterscheiden sich von denen der Tauernschieferhülle namentlich durch eine geringere Krystallinität (Metamorphose) und das stärkere Hervortreten der wasserreichen gegenüber den wasserarmen Gemengteilen (vgl. 5, p. 9, 90, 237) und selbst von denen der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe durch einen gewöhnlich etwas matteren Glanz der Schieferflächen, wohl infolge geringerer Durchschnittsgröße ihrer Glimmerminerale (Serizit etc.).

Bei der nun folgenden genaueren Beschreibung der Gesteinsarten unserer Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone sollen zunächst die sedimentogenen kalkfreien und dann die kalkhaltigen behandelt werden, woran sich in den nächsten Abschnitten eine Darstellung der metamorphen Eruptivmaterialien (Grünschiefer, Porphyroide etc.) und der Erzvorkommen schließen wird.

d_1) Kalkfreie Sedimentgesteine der Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)Zone.

Die kalkfreien sedimentogenen Gesteinsarten unserer Pinzgauer Phyllit- oder Grauwackenzone, die hier wesentlich über die kalkhaltigen vorherrschen, mögen infolge des vielfältigen Wechsels von bald mehr tonigen (glimmerigen), bald quarzreicheren Lagen bei flüchtiger Betrachtung wohl einen monotonen Eindruck erwecken, zeigen aber bei näherer Untersuchung — zumal bei Zuhilfenahme des Mikroskopes eine ziemlich große lithologische Mannigfaltigkeit.

Ihre weitaus dominierenden Typen sind helle und dunkle (kohlig-graphitoidische) Serizitphyllite sowie Chloritserizitphyllite und Quarzphyllite. Dahinter treten Grauwacken und Grauwackenschiefer, die man doch in einer nach solchen benannten Gebirgszone häufig und allgemein verbreitet wähnen möchte, entschieden stark zurück, so daß uns der schon seit langem in unserer geologischen Alpenliteratur eingebürgerte Terminus »Grauwackenzone« vom Standpunkte der Petrographie aus eigentlich wenig glücklich gewählt erscheinen muß. Die sonstigen, in nachstehender Beschreibung zu berücksichtigenden Gesteinsspezies spielen als seltene oder ganz sporadische Einlagerungen innerhalb der vorerwähnten eine völlig untergeordnete Rolle im Aufbaue des Gebirges.

α) Serizit-Albitgneis.

(Gneisartiger Grauwackenschiefer und Albitphyllit.)

Nur ganz vereinzelt erscheinen in unserer Grauwackenzone schiefrig-phyllitische Gesteine, welche infolge reichlicher Feldspat(Albit)führung einigermaßen gneisartigen Charakter annehmen, ohne indessen Angehörige der eigentlichen Gneisfamilie zu sein. Im Sinne des Grubenmann'schen Systems der krystallinen Schiefer können sie als »Serizitalbitgneise« bezeichnet werden.[2] Durch ihre Struktur lehnen

---

[1] Buttmann (22, p. 37 und Profile) unterscheidet außer dem sein »Perm« und die Trias normal unterlagernden (»autochthonen«) Silur auch ein von S her über diesen Komplex »überschobenes Silur« (die weiter gegen S gelegenen Höhen des Kollmannsegg und Kleinen Schneebergs und die Region des Schrambaches etwas NW Mühlbach und des Mühlbachtales zusammensetzend), eine Tektonik, der wir nach unseren Befunden ebensowenig beizustimmen vermögen wie der Existenz jenes »Permzuges«.

[2] Vgl. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer. II. Spezieller Teil (1907), p. 38: Serizitalbitgneise und p. 57: Tonerdereiche Serizitalbitgneise.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sie sich teils mehr serizitisch-schiefrigen Grauwackengesteinen, teils Phylliten an, so daß sie danach auch als gneisartige (albitreiche) Grauwackenschiefer oder als Albitphyllite (eventuell Gneisphyllite)[1] angesprochen werden mögen. Jedenfalls sind sie als mäßigstark metamorphosierte sandig-tonige Sedimente zu betrachten.

Wir haben von derartigen Vorkommen, die räumlich nur äußerst geringfügige und daher kaum eine kartographische Ausscheidung erlaubende Partien im Komplexe der gewöhnlichen Pinzgauer Phyllite und Grauwackenschiefer bilden, nur die folgenden zu erwähnen.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Etwas N der Dürlingalpe (W Schwalbenwand, SSW Saalfelden): hellgrünlichgraue schiefrige (serizitische) Albit-Quarzgrauwacke (psammitischer Serizitalbitgneis). Mäßigmetamorphes feinkörniges Gestein, das den sandsteinartigen Ursprungscharakter noch recht deutlich erkennen läßt.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 125): Als Hauptkomponenten erscheinen Quarz, Albit, Serizit und als Nebengemengteile Chlorit, Epidot (Pistazit, Klinozoisit und Zoisit), Hämatitschüppchen mit Limonithofen, opakes Erz (? Pyrit) und sporadisch Zirkon.

2. Etwas W vom Sattelpunkt zwischen Hundstein und dem W von ihm gelegenen Ochsenkopf: Graugrüner albitreicher Grauwackenschiefer (Serizitalbitgneis).

In einer makroskopisch feinkörnigen, kleinscheckigen Gesteinsmasse liegen bräunliche oder schwärzliche phyllitische Knauern von je einigen Millimetern Durchmesser, wohl ehemalige Geröllchen.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 97) heben sich diese geröllartigen Partien von der übrigen Gesteinsmasse deutlich ab und geben sich teils als sehr dichte, auch bei stärkster Vergrößerung kaum in ihre Bestandteile auflösbare Phyllite, teils als Quarzite, teils als biotitführende Schiefer (Glimmerschiefer oder Phyllit) zu erkennen. Seinen gneisartigen Charakter verdankt das Gestein den zahlreichen darin enthaltenen Albiten, die eine Größe von 1 *mm* erlangen und offenbar porphyroblastische Neubilduugen darstellen. Quarzkörner wesentlich kleiner (max. 0·2 *mm* groß). Neben reichlichem Serizit mehr untergeordneter hellgrüner Chlorit. Zum Teil chloritisierter Biotit nur auf gewisse der erwähnten Geröllchen beschränkt. Akzessorisch Ilmenit, meist von schmalen Titanithöfen umgeben, und Zirkon.

3. Aus der Tiefe des Salzachtales, nahe flußaufwärts von Lend hat Foullon (30, p. 643) einen feinkörnigen, relativ wenig Feldspat (Albit) führenden »Albitgneis« erwähnt, der ihn an das gleich zu besprechende Gestein von Radstadt erinnerte. Offenbar ein ganz geringfügiges Vorkommen innerhalb der dort herrschenden echten Phyllite.

B. Östlich des Salzachquertales.

Beim Bahnhof von Radstadt: Grünlichgrauer chloritischer Serizitalbitgneis. Von Vacek entdeckt, von Foullon (30, p. 641) als dem »Albitgneis« nahestehend bezeichnet und auch von Gümbel (55, 375) erwähnt, ist dieses Vorkommen von Berwerth (63, p. 71) angezweifelt und erst letzthin wieder durch unsere Beobachtungen einwandfrei bestätigt worden. Es handelt sich dabei offenbar nur eine geringfügige, vermutlich linsenförmige Gesteinspartie innerhalb der den Radstädter Stadthügel im Wesentlichen zusammensetzenden und zum Teile quarzreichen Phyllite.

Aus der feinkörnig-schuppigen Gesteinsmasse, deren Schieferungsflächen einen silber- bis grünlichgrauen, serizitisch-chloritischen Glimmerbelag aufweisen, treten hie und da bis 1·7 *mm* große Quarz- und Feldspatknötchen (Porphyroklasten) hervor.

Unter dem Mikroskope: Hauptgemengteile sind Quarz, Albit, Serizit und Chlorit (anomal brauner, opt. positiver Pennin), Akzessorien Epidot (Pistazit und Klinozoisit), Leukoxenaggregate, zuweilen Ilmenitkörner umhüllend, etwas Kalzit und Rutil.

Das vorliegende Gestein stellt jedenfalls eine durch ihren Albitgehalt gneisartig entwickelte Partie der Phyllitserie, also sozusagen einen Albitphyllit dar.

β) Glimmerschieferähnlicher Phyllit.

Echte Glimmerschiefer sind der Grauwackenzone durchaus fremd. Doch finden sich in ihr ausnahmsweise hie und da Phyllitgesteine, die sich von den gewöhnlichen dichten oder fast dichten Phylliten durch die ein wenig größeren Durchschnittsdimensionen ihrer Hauptkomponenten (Glimmer, Quarz) unterscheiden und dadurch einigermaßen Glimmerschiefer vortäuschen. Indessen erweisen

---

[1] »Albitphyllite« sind Phyllitgesteine mit reichlichen und zum Teil auch makroskopisch sichtbaren Albitindividuen. Rosenbusch sagt von ihnen (Elemente der Gesteinslehre [1901], p. 455): »Manche Albitphyllite haben ein angenähert gneisartiges Aussehen, würden aber zu Unrecht als Gneise bezeichnet werden.« Entschieden weniger gut als der Name Albitphyllit passen auf die oben erwähnten Gesteine unseres Gebietes die Bezeichnungen »Gneisphyllit« oder gar »Phyllitgneis«, da unter diesen gewöhnlich solche Feldspat(Albit)phyllite versteht, in denen die Plagioklase »an Menge und Größe so zunehmen, daß die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Feldspaten und Quarzen bildet.« (Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 299. Vgl. auch Kalkowsky, Elemente der Lithologie [1886], p. 171, 252). Diese Eigenschaft trifft aber auf unsere in Rede stehenden Typen nicht zu, da bei ihnen die Albite mehr gleichmäßig in die phyllitische Masse eingestreut sind.

sie sich bei der mikroskopischen Untersuchung unschwer als Phyllite, da sie reich an (dem den Muscovit der Glimmerschiefer ersetzenden) Serizit und zum Teil auch an Chlorit sind, hingegen den in Glimmerschiefern häufigen Biotit nur ausnahmsweise in nennenswerter Menge und andererseits nicht selten auch rhomboëdrisches Karbonat und mitunter Albit, die den richtigen Glimmerschiefern gewöhnlich fremd sind, als Akzessorien zeigen. Die wenigen uns bekannt gewordenen Vorkommen solcher Gesteine ließen sich natürlich ohneweiteres in die verschiedenen, im folgenden näher behandelten Phyllitarten einreihen, doch wollen wir sie wegen ihres eben glimmerschieferähnlichen Aussehens hier als eigene Gruppe zusammenstellen. Soweit als es sich dabei um quarzreiche Typen (»Quarzglimmerschiefer«) handelt, nähern sie sich den Quarzphylliten oder quarzitischen Phylliten (vgl. p. 125).

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Obgleich von Foullon (30, p. 644) als typischer Glimmerschiefer bezeichnet, dürfte doch ein durch Vacek am Eingang des Tälchens hinter Hasenbach (zirka 3 *km* W Taxenbach am Nordufer der Salzach) aufgesammeltes Gestein nur einen glimmerschieferähnlichen Phyllit darstellen. Es ist dunkelgrün, glimmerreich und dünnblättrig.

2. Als weiteres Beispiel wäre die von Foullon (30, p. 646) als ankeritführender Quarzglimmerschiefer gesprochene Gesteinsprobe zu erwähnen, die Vacek (177 p. 614) im Salzachtal (wohl Nordufer) am halben Weg zwischen Taxenbach und Lend aufgelesen hat. Nach Foullon war sie äußerlich von Albitgneisen kaum zu unterscheiden, enthielt aber nicht Feldspat, sondern dafür ziemlich reichlich bräunliche Pseudomorphosen umgewandeltes Karbonat (Ankerit) und viel akzessorischen Turmalin.

3. In nächster Nähe des vorigen Vorkommens traf Vacek ein ähnliches, aber durch reichliche Epidotführung ausgezeichnetes Gestein, das Foullon gleichfalls als »Quarzglimmerschiefer« mit relativ viel Ankerit« hingestellt hat. Es zeigte ihm auch etwas akzessorischen Feldspat (Albit). Die Fundstelle dieses dunkelgrünen, dünnblättrigen Schiefers war die zweite Eisenbahnbrücke salzachaufwärts von Lend (Region SSW Eschenau).

4. Endlich erwähnt Foullon (30, p. 646) einen ankeritführenden »Quarzglimmerschiefer« aus der unteren Partie des Dientnertales bei Boden (W Scheiblingsee), woher ihn Vacek mitgebracht hatte. Nach Foullon entsprach dieses Gestein völlig dem vorhin (sub 2.) vom halben Weg zwischen Lend und Taxenbach angeführten, dem es sich bloß durch reichlichen leukoxenartigen Rutil unterschied.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Am Westgehänge des untersten Flachautales etwas NE vom Gehöfte Knoller und Kote 1168 *m* (NW Flachau) beobachteten wir einen grünlichbraungrauen glimmerschieferähnlichen Biotit-Chlorit-Serizitphyllit (vgl. p. 132), ferner

2. einen ganz ähnlichen, ziemlich dunkelgrünlichgrauen, glimmerschieferartigen Biotit-Chlorit-Serizitphyllit am Ostgehänge des Laheitberges SSW von Altenmarkt (vgl. p. 132).

γ) Konglomeratische Phyllitgesteine (Konglomeratgrauwacken).

Nur an wenigen Stellen sind in unserer Grauwackenzone konglomeratische Gesteine bekanntgeworden, welche überdies nur recht geringfügige Einlagerungen innerhalb der Phyllite oder Grauwackenschiefer bilden. Gewöhnlich weisen sie Phyllitcharakter auf, indem ihre oft durch Pressung etwas nach der Schieferung ausgezogenen Geschiebe (Quarz, Quarzit, Phyllitgesteine etc.) in einem vorherrschend aus Serizit, eventuell auch Chlorit und Quarzkörnchen bestehenden feinen phyllitischen Grundgewebe eingebettet sind (blastopsephitische Struktur)[1] und erinnern so nicht wenig an manche Verrucano-Bildungen der Alpen.[2] Buttmann (22, p. 18) hat auch solche Gesteine von Mitterberg geradezu als verrucanoartige Permablagerung gedeutet, abweichend von uns, die wir den die Mitterberger Erzgänge beherbergenden Komplex für silurisch halten. Wo sie mit Grauwackenschiefern oder Grauwacken in engerer Verbindung stehen und eine Matrix von noch als sandsteinartig erkennbaren Beschaffenheit besitzen, mögen sie wohl nicht unpassend als »schiefrige Konglomeratgrauwacken«[3] oder »konglomeratische Grauwackenschiefer«[4] bezeichnet werden.

---

[1] Vgl. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer, I. Allgemeiner Teil (1904), p. 83.

[2] Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. (1894), p. 706.

Dieser auch von Sander (133, p. 274) verwendete Ausdruck scheint uns jedenfalls vor dem unter anderem von Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre [1901], p. 408) für solche Gesteine gebrauchten Terminus »Grauwackenkonglomerate« den Vorzug zu verdienen.

[1] Vgl. Zirkel, l. c., p. 743.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Im einzelnen haben wir folgende, durchwegs W vom Salzachquertal gelegene Vorkommnisse zu erwähnen[1]:

1. Mitterberg:

Wie Buttmann (22, p. 18 bis 19) dargelegt hat, erscheinen im Mitterberger Bergrevier stellenweise »grobe Konglomerate«, welche von den Bergleuten als »Grauwacken« bezeichnet werden. Es sind grobkörnige, harte, verrucanoähnliche und stark druckgequälte Gesteine, die hauptsächlich aus (bis 5 3 *cm* großen) Geröllen von Quarzit und Quarz von grauer, weißlicher, selten weißer und rosaroter Farbe und einem graubläulichen bis violetten, serizitisch-flasrigen Zement bestehen; »in der Nähe der Erzgänge wird das Gestein graugrün«.

Unter dem Mikroskope sieht man an der Zusammensetzung des Grundgewebes Serizit, undulös auslöschenden Quarz, reichliches rhomboëdrisches Karbonat, ferner akzessorisch Hämatitschüppchen, Rutil und seltenen Chloritoid (vgl. p. 133) beteiligt.

Auf einer Halde bei dem nördlichen Poch- und Waschwerk von Mitterberg (vgl. Karte 1 75.000) bemerkten wir einen Block serizitischen Quarzkonglomerates (phyllitische Konglomeratgrauwacke) von hellgrünlich- bis gelblichgrauer Färbung. Es zeigte rundliche oder stumpfeckige Quarztrümmer von 2 bis 3 *cm* Durchmesser, von grünlichgelben, feinsandigen Serizithäuten umgeben. Auch eingesprengte Körner und Nesterchen von Kupferkies und Siderit darin vorhanden.

2. In dem an der Nordostseite des Hochkails zum Gainfeldbach hinabziehenden Buchmaisgraben (Graben unmittelbar E von P. 1455 *m* der Spezialkarte) beobachtete Buttmann (22, p. 10, 32) gleichfalls »ein grobes Konglomerat« mit violettem Phyllit (»blauem Schiefer«) und Grauwackensandstein innigst verknüpft und auch Chloritoid (vgl. p. 133) zeigend.

3. An der schroffen Felswand, über welche sich der Gainfeldbach im sogenannten Bischofshofener Wasserfall — ein wenig SW von Bischofshofen — auf seinen flachen Mündungsschuttkegel herabstürzt, als Einlagerung der dortigen quarzigen oder dünnblättrigen Pinzgauer Phyllite ein serizitisch-schiefriges, graues bis grünlichgraues Konglomeratgestein (konglomeratisches Phyllitgestein oder Konglomeratgrauwacke) mit bis über faustgroßen Geröllen und Geschieben von Quarz, Quarzit und von phyllit- oder gneisartigem Aussehen.

δ) Grauwacke (serizitische Grauwacke).

Grauwackenartige Gesteine treten in recht auffälligem Grade hinter den hier weitaus dominierenden Phyllitarten zurück und erscheinen sozusagen nur als deren bescheidene Begleiter.

Einigermaßen abweichend vom Charakter jener Gesteine, welche die in den deutschen Mittelgebirgen tätigen Geologen als »Grauwacken« anzusprechen pflegen, sind die in unseren paläozoischen Schieferalpen als solche bezeichneten Psammittypen vorwaltend mäßigkrystalline, serizitische Quarzsandsteine, welche die jene außeralpinen »Grauwacken« charakterisierenden wesentlichen Beimengungen von Feldspatkörnern und Fragmenten von Quarzit, Kiesel- und Tonschiefer und anderen Gesteinen in der Regel vermissen lassen und besitzen zudem oft eine hellere (weißlichgraue) Färbung.[2] Deshalb mag für sie der Name »Quarzgrauwacken« passend erscheinen, der sowohl ihrer charakteristischen Zusammensetzung Rechnung trägt, als auch ihre durch Serizitführung, leichte Metamorphose (auch unter dem Mikroskope noch deutliche Sandsteinstruktur) und übereinstimmendes paläozoisches Alter bedingte enge Verwandtschaft mit den typischen Grauwacken betont und sie dadurch von gewöhnlichen (nicht- oder kaummetamorphen) Quarzsandgesteinen oder den höher krystallinen Serizitquarziten und quarz-(sand)reichen Phyllitgesteinen terminologisch gut auseinanderzuhalten gestattet.[3]

Durch Zunahme der Serizitführung und eine sich zugleich damit ausbildende vollkommenere Schiefrigkeit nehmen unsere feinkörnigen Grauwackengesteine zuweilen das Gepräge von Grauwackenschiefern[4] (Quarzgrauwackenschiefern) an, die wieder durch feinstsandige, stärker metamorphe Glieder mit den Serizitphylliten verknüpft erscheinen (vgl. den folgenden Abschnitt, p. 124).

Gröberwerden des Kornes bedingt Übergänge zu Konglomeratgrauwacken (vgl. p. 121).

Daß sich bei einer durch Umkrystallisation bewirkten engeren Verbindung und teilweisen Verschmelzung der Quarzkörner zu einer mehr kompakten Gesteinsmasse auch Übergänge der serizitischen

---

[1] Der von Fugger (36, p. 128) am Gehänge N von Kollmannsegg gegen die Dientneralm zu angetroffene »konglomeratartige Phyllit« dürfte ein relativ metamorpher Werfener Schiefer mit Quarzgeröllen gewesen sein.

Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. (1894), p. 740 ff. und Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 408—409, wo auch des Verhältnisses der Grauwackengesteine zu den krystallinen Schiefern, respektive ihres Übergehens in solche gedacht wird.

[3]) F. E. Sueß (160, p. 643) hat für derartige Gesteine im Gebiete NE vom Brenner der Bezeichnung »Quarzserizitgrauwacke« verwendet.

[4]) Vgl. Zirkel, l. p. 742 u. Rosenbusch l. p. 408.

Grauwacken in Serizitquarzite entwickeln können, liegt auf der Hand. Dieselben entsprechen lithologisch den von Heritsch (67, p. 51 ff.) als »metamorpher Sandstein mit quarzitischer Struktur« und als »quarzitischer Sandstein« aus der karbonen Grauwackenzone des Paltentalgebietes beschriebenen Typen.

»Dichte Grauwacken« im Sinne Zirkels,[1] welche durch ein besonders reiches toniges Zement, auffällig homogenen Habitus, geringe Härte und vorherrschend graue oder grüne Färbung ausgezeichnet sind, kommen in unserem Aufnahmsbereich bloß ganz vereinzelt vor (Mitterberg, Nestelbichl NNE Flachau).

Quarzphyllitische Gesteinstypen wegen ihres Auftretens in der Grauwackenzone als Grauwackenschiefer zu bezeichnen, wie es ab und zu in der älteren Literatur geschehen, ist jedenfalls unzulässig, nachdem richtige Grauwackenschiefer trotz einiger Metamorphose ihren Sandsteincharakter noch deutlich zur Schau tragen, was bei den Quarzphylliten nicht mehr der Fall ist.

Die Farbe unserer Grauwackengesteine ist bald hell- bis dunkelgrau, bald gelblich-, rötlich- (bei reichlicherem Hämatitpigment) und grünlichgrau, ferner grau- oder — bei merklicher Chloritführung — selbst lauchgrün. Durch kohlig-graphitoidische Beimengungen schwärzlich erscheinende Varietäten spielen in unserer Pinzgauer Phyllitregion nur eine ganz geringfügige Rolle, während sie in der karbonen Grauwackenzone des Paltentalgebietes in Obersteiermark anscheinend ziemlich häufig sind (67, p. 51 ff.) Weißlich ausgebleichte Quarzgrauwacken sind in der unmittelbaren Nachbarschaft von Erzlagerstätten (Mitterberg, Thurnberg bei Flachau) zu finden.

Der Korngröße nach kann man dichte, fein-, mittel- und grobkörnige, der Ausbildung der Schichtung nach schiefrige, dünn- und dickplattige oder -bankige Spielarten unterscheiden. Die Bänke der letzteren, welche eine Stärke von einigen Zentimetern erreichen, lassen auf dem Querbruch oft noch eine feinere Schieferung erkennen. Das serizitische Zement verleiht den Gesteinen gewöhnlich einen seidenartigen bis silberigen Glanz. Neben den Hauptkomponenten Quarz, Serizit und eventuell Chlorit (Pennin, Klinochlor) kommen an Akzessorien vor Titanit (Körner und Kryställchen), Rutil (Säulchen, Nädelchen, Körnchen), Chloritoid, Albit, Epidot (Pistazit), Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit) — welche im einzelnen für gewisse Typen recht charakteristisch werden können — und relativ sporadisch Zoisit, Zirkon, Turmalin, Apatit, Hämatit (Schüppchen) und endlich opakes Erz (Pyrit, Magnetit, Ilmenit), Limonit und kohlig-graphitoidisches Pigment.

Ausführung einiger Vorkommen:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Kammhöhe nahe bei P. 1804 *m* unweit Adamhütte (zirka $3^1/_2$ *km* SW Hundstein): hellgrünlichgraue, fast dichte epidot- und titanitreiche Grauwacke.

2. Zwischen Brandenau und Winkler Alpe (N Gries, SSW Hundstein): eine hellgraue, feinkörnige und ferner eine grünlichweißgraue, fast dichte titanitführende Quarzgrauwacke.

3. Im untersten Teil des Dientner Grabens (E Eschenau) eine kleine Einlagerung einer grüngrauen, feinkörnigen bis dichten Quarzgrauwacke (Grauwackenschiefers) im grünlichen Pinzgauer Phyllit.

4. Mitterberg:

Hier haben die »Grauwacken« schon seit langem die Aufmerksamkeit der Bergleute auf sich gezogen, die freilich zum Teil auch relativ quarzreiche Phyllitgesteine mit diesem Namen belegt haben dürften. Gümbel (55, p. 387) hat sie samt den mit ihnen vergesellschafteten und die Kupferkiesgänge umschließenden »blauen«, »wilden« und »Lagerschiefern« als »Mitterberger Schichten« bezeichnet (vgl. p. 129) und in diesem Komplex eventuell eine Vertretung der tieferen Werfener Schichten vermuten wollen, während Buttmann (22, p. 15) darin namentlich eine permische Ablagerung zu erkennen dachte. Wir halten sie hingegen mit der Hauptmasse unserer Pinzgauer Phyllitzone für altpaläozoisch und zwar wahrscheinlich silurisch.

Nähere Angaben über Quarzgrauwacken des Mitterberger Gebietes (beim Steinbrecherhäuschen am Steinbruch S der Straße oberhalb des Barbaraberghauses, am Wasserfall unterhalb Ruperti, im Buchmaisgraben am NNE-Hang des Hochkails etc.) verdanken wir besonders Gümbel (55, p. 386, 395, 396), Bleeck (11, p. 367, Nr. 8) und Buttmann (22, p. 10, 15 bis 16, 18, 27 bis 29). Auf einer Halde nächst dem Mitterberger Gasthaus lasen wir unter anderem auch eine aus dem Bergbau stammende, weißliche bis grünlichgelbe serizitisch-brecciöse Quarzgrauwacke auf, deren bis zu 1 *cm* große eckige Quarzbrocken eine ursprüngliche Sedimentärbreccie verraten.

5. Bei Brechtlmoos zirka 400 *m* SE vom Vorder-Kail (WSW Bischofshofen): hellgraugrüne serizitische Quarzgrauwacke.

---

[1] Vgl. Zirkel, l. p. 743.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Am Südostgehänge des Unter-Gründecks (SW Hochgründeck): mittelgraue feinkörnige Quarzgrauwacke.

2. Bei Nestelbichl an der N-Grenze des Thurnberger Eisenerzlagers (NNE Flachau)[1] weißliche bis hellgelblichgraue serizitische Quarzgrauwacke; unter dem Einfluß des benachbarten Erzlagers ausgebleicht und zum Teil auch rostig verfärbt, stellenweise in konglomeratische (mit 1—3 *cm* großen Geröllen), schiefrige (Grauwackenschiefer) und auch quarzitische Varietäten — ähnlich wie bei Mitterberg — übergehend und unter dem Mikroskope ziemlich viel Karbonat (Siderit, Ankerit, Kalzit) und spärlichen Rutil aufweisend.

3. Am Nordrand und stellenweise auch innerhalb des Thurnberger Eisenerzlagers bei Nestelbichl (NNE Flachau)[2] grau- bis lauchgrüne dichte Grauwacke[3] (chloritisch-serizitische Quarzgrauwacke), dicht, nur ganz undeutlich geschiefert, also fast massig erscheinend und habituell einigermaßen an einen Grünschiefer erinnernd;[4] stellenweise in mittelkörnige oder (durch Aufnahme bis 3 *cm* großer Phyllit- und Quarzitbrocken) in graugrüne brecciöse Grauwacke übergehend.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 8, 14, 49) läßt das erst bei starker Vergrößerung in seine Komponenten auflösbare Gestein eine vorwiegend richtungslos-körnigschuppige Struktur erkennen; Hauptgemengteile sind Quarz, Serizit, Chlorit (Klinochlor), Akzessorien Rutil, Titanit, Turmalin, Karbonat, opakes Erz und vereinzelte Hämatitschüppchen.

4. Am Roßbrand N von Radstadt hat Sander (128, p. 363) in der Nähe eines Porphyroidvorkommens (vgl. p. 144) eine ausgebleichte, feldspatführende Grauwacke (»Arkose«) beobachtet.

ε) Grauwackenschiefer (feinsandig-quarzreicher Serizitphyllit.)

Zwar häufiger als die vorhin besprochenen Quarzgrauwacken, aber gleichwohl an Verbreitung entschieden hinter den eigentlichen Phylliten zurückstehend, erscheinen in unserer Grauwackenzone solche phyllitartige Gesteine, die sich nicht nur unter dem Mikroskope, sondern zumeist schon bei makroskopischer Betrachtung als schwachkrystalline dünnschiefrig-serizitische Sandsteine oder feinquarzsandige Schiefer erkennen lassen. Sie entsprechen also den Grauwackenschiefern (genauer Quarzgrauwackenschiefer) im Sinne Zirkels[5] und können wegen ihrer Verwandtschaft mit den deutlicher metamorphen (also nicht mehr sandigen) echten Phylliten auch als feinsandig-quarzreiche Serizitphyllite bezeichnet werden.

Färbung unserer Grauwackenschiefer schwärzlich (bei viel kohligem Pigment) bis hellgrau, grünlichgrau bis graugrün und nur selten lauchgrün (bei stärkerer Chloritführung), gelblichgrün (bei einigem Epidotgehalt) oder weißlich.

Der Struktur nach feinkörnigschuppig oder dicht, erweisen sich die vorliegenden Gesteine als dünnschiefrig, meist recht fest und hart und auf dem Querbruch rauh-feinsandig. Hier zeigen sie zuweilen einen Wechsel von schwachen (ein paar Millimeter starken) feinkörnig-sandsteinartigen mit vorwiegend phyllitischen Lagen. Glanz matt bis lebhaft. Größere von Serizit umflaserte Quarzkörnchen verleihen ausnahmsweise unseren phyllitischen Grauwackenschiefern das Aussehen eines Knötchenschiefers.

Wie die mikroskopische Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe lehrte, können sich an der Zusammensetzung der in Rede stehenden Gesteine neben dem Quarz und Serizit noch untergeordnet Chlorit (besonders Klinochlor), Biotit (ziemlich sporadisch und gern ausgebleicht), Albit, Rutil, Titanit (Leukoxen), Turmalin, Zirkon, Apatit, Epidot, Karbonat (Siderit, Ankerit, Kalzit), opakes Erz (Pyrit, Magnetit, Ilmenit), Hämatit, Limonit und kohlig-graphitoidische Substanz beteiligen.

Eine Vorstellung von der Verbreitung der Quarzgrauwackenschiefer in unserem Aufnahmsgebiet möge die Aufzählung von uns beobachteter Vorkommen geben:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. An der durch den Kollingwald führenden Straße E von Breitenbergham (SSW Saalfelden).
2. Zwischen P. 1447 und 1574 etwas W von Stögel-Hochalpe (Anstieg Thumersbach—Hundstein).
3. Zwischen Stögel—Hochalpe und P. 1922 (dieser auf dem Kamm zwischen Schönwies- und Ochsenkopf).
4. An der Ostgrenze der Gipfelkalkpartie des Hundsteins.

---

[1] und Auch auf den Halden des alten Bergbaues daselbst häufig zu sehen.

[3] Vgl. Zirkel, l. c., p. 743.

[4] Auch von uns (172, p. 42) gelegentlich der ersten Begehung des Flachauer Gebietes fälschlich als Grünschiefer bezeichnet.

[5] Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. (1894), p. 742—743. Die Bedeutung der Grauwackenschiefer (Wildschönauerschiefer) im Altpaläozoikum der Kitzbühler Alpen ist von Ohnesorge (107, p. 375) gekennzeichnet worden.

5. Bei Grüneck (zirka 2 *km* SSW Hundstein).
6. Zirka 1 *km* W von der Pichleggalpe am SE-Gehänge des »Wassergrabens« (NW Taxenbach).
7. Kamm zwischen Bründlingkopf und Hocheck (SE Klingspitz).
8. Unmittelbar N der letzten Häuser von Dorf-Dienten (an der Straße nach Berg-Dienten.)
9. Kamm zwischen Kollmannsegg und Ahornstein (ESE Dorf-Dienten).
10. Sattel 1527 *m* zirka 1 *km* S vom Gamskogel (NW Goldegg-Weng).
11. Schneebergalpe (zirka $1^3/_4$ *km* E Kollmannsegg).
12. Im Brennermais (zirka $2^1/_2$ *km* WSW Mühlbach).
13. Am Wege von Schwarzach nach St. Veit.
14. Im Mühlbachtal ungefähr zwischen Außerfelden und Mühlbach.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Aus dem Hangend des Kupferkiesschurfes am Buchberg (W Jung, NE Trigler) SE von Bischofshofen.
2. Im mittleren Teil des vom Hochgründeck NNW-wärts gegen Pöham ins Fritztal ziehenden Klaus-(Raidel-)grabens.
3. Am N-Ufer des Fritzbaches zirka 1·4 *km* NW von Hüttau (NNW Gutfahrt).
4. Unmittelbar N vom Hochgründeck-Gipfel.
5. Zirka 0·8 *km* NNE vom Gipfel des Obristköpfls (NNW Wagrein).
6. Halde des Thurnberger Eisensteinbaues bei Nestelbichl (NNE Flachau).
7. N-Rand des Thurnberger Eisenerzlagers (ENE Thurnhof).
8. S-Gehänge des Roßbrands zwischen Grub und Munzgrub (NE Radstadt).

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Bei Mairach (zirka 700 *m* SE Ober-Arlgut) am rechten Gehänge des untersten Groß-Arlbaches (Ausgang der Lichtensteinklamm).
2. An der S-Seite der Mandlingkette ESE von Feuersang (NNE Flachau).
3. Im Liegend der Mandlingtrias ENE von Triegl (SW Altenmarkt).
4. Bei Perneck (zirka 2 *km* S Radstadt).
5. Unmittelbar am S-Rand der Mandlingtrias zirka $^1/_2$ *km* S von St. Rupert am Kulm.
6. In einem kleinen Graben 0·8 *km* NE von Mauterndorf (zirka 2 *km* WNW Oberhaus).
7. An der S-Seite des Ramsauer Mühlbaches zirka 0·7 *km* N von Birnberg (S Resingberg, NW Oberhaus).

ζ) Quarzphyllit.

Eine recht häufige Erscheinung in unserer Grauwackenzone sind »Quarzphyllite«, also Phyllitgesteine von beträchtlichem Quarzgehalt, der hauptsächlich in hellen Knauern, ausgezonenen Linsen oder dünnen Lagen zwischen den vorherrschenden glimmerigen Lamellenzügen angehäuft erscheint.[1] Von den früher (p. 114) besprochenen Radstädter Quarzphylliten unterscheiden sie sich meist durch eine ein wenig geringere Metamorphose, die in einem etwas matteren Glanz der Schieferflächen, bezüglich in der größeren Feinheit ihrer Serizitschüppchen ihren Ausdruck findet. Übergänge zu gewöhnlichen und quarzitischen Serizitphylliten[2], Serizitquaziten und auch Grauwackenschiefern (vgl. 107, p. 375) häufig. Schon diese innige Verknüpfung mit den anderen Gesteinen der Grauwackenzone läßt uns hier — so wie Sander (133, p. 291) am Tauernwestende — den Namen »Quarzphyllite« nur in petrographischem Sinne verstehen, aber nicht als Bezeichnung einer größeren Faziesgruppe des ostalpinen Krystallins, wie sie Stache (142, p. 139, 153) gebrauchte, oder eines stratigraphischen Gliedes der Schieferhülle, wie sie Vacek (179, p. 391; 180, p. 59; 182, p. 362) und Frech (31, p. 1258; 33, p. 7) fassen.

Unsere Quarzphyllite sind bald dunkelgrau (wenn stark kohlig pigmentiert), bald mittel- bis hellgrau, bald grünlich-, respektive schmutziggrünlichgrau (wenn chloritreich) und mitunter (wenn vorherrschend serizitisch) grünlichweiß oder weißlich gefärbt. Auf dem Querbruch heben sich die feinkörnigschuppigen bis dichten glimmerreichen Gesteinslagen, welche unter dem Mikroskope Zusammensetzung und Struktur von normalen Phylliten zeigen, von den ihnen zwischengeschalteten oder davon

[1] Vgl. Kalkowsky, Elemente der Lithologie (1886), p. 252.

[2] »Quarzitische Phyllite« nennt Kalkowsky l. c. solche Phyllittypen, deren relativ hoher Quarzgehalt fein und gleichmäßig über die Gesteinsmasse verteilt, also nicht in Knauern und Lagen wie bei den Quarzphylliten angereichert ist. Sie entsprechen zum Teil unseren »Quarzgrauwackenschiefern«.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

umflaserten hellgrauen bis weißen Knauern, Linsen und Lagen ab, in denen sich der Quarzreichtum der Geisteinsmasse vorwiegend konzentriert. Diese sind gewöhnlich ein bis einige Millimeter, mitunter auch über 1 *cm* dick und bieten im Dünnschliff das Bild eines dichten oder feinkörnigen Serizitquarzites, der aus eng aneinander gedrängten und gern verzahnten Quarzkörnern mit relativ spärlich eingestreuten Glimmer-(besonders Serizit-)schüppchen besteht.

Außer dem Quarz, Serizit und Chlorit (besonders Pennin) haben wir in den von uns mikroskopisch untersuchten Quarzphylliten der Grauwackenzone noch als Akzessorien Biotit, Zirkon, Apatit, Rutil, Titanit, sehr selten Epidot (respektive Klinozoisit und Zoisit), ferner ziemlich oft opakes Erz (Pyrit, Magnetit, Ilmenit), dann rhomboëdrisches Karbonat (Siderit, Ankerit, Kalzit), Hämatitblättchen und Limonit angetroffen.

Schließlich mag noch das häufige Erscheinen von Milchquarzadern in den stark gequälten Quarzphylliten Erwähnung finden.

Beispielsweise Aufzählung einiger typischer Quarzphyllitvorkommen:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Bei F 1644 *m*, zirka 1 *km* S von der Dientneralpe und NE vom Kollmannsegg.
2. Bergbau Mitterberg.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Gipfelgebiet der Tannkoppen (NW Radstadt).
2. Gipfelregion und Südgehänge des Roßbrandes bei Munzgrub und Raugrub (NE Radstadt).

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Etwas N vom Gehöfte Pandl zirka 2 *km* SW von Radstadt.

η) Serizitquarzit, Quarzitschiefer und Quarzit.

Hie und da treten im Komplex der Pinzgauer Phyllitzone mit den anderen Gesteinen durch lithologische Übergänge innig verbundene, relativ hellfarbige Quarzittypen auf. So gehen aus den noch sandsteinartigen Quarzgrauwacken und -schiefern durch Sinken der Korngröße und das damit einhergehende Dicht- und Kompaktwerden, respektive eine gewisse relative Zunahme des Quarzgehaltes Quarzite (mit ganz spärlichem Serizit)[1] und Quarzitschiefer[2] hervor. Letztere sind geschieferte Quarzite, welche aus dünnen, durch zarte serizitische Bestege voneinander getrennten (zirka 1 *mm* starken) Platten bestehen. Steigt der Serizitgehalt, so entstehen daraus Serizitquarzite[3] und Serizitquarzitschiefer, welche schließlich bei noch weiterer Zunahme der Glimmerkomponente zu dem in die typischen Phyllite überleitenden quarzitischen Phyllit und Quarzphyllit (p. 125) werden.

Die mikroskopische Untersuchung ergab für verschiedene Vertreter unserer Quarzitgesteine als Hauptgemengteile Quarz, Serizit und selteneren Chlorit und als Akzessorien Biotit, Albit, Titanit (Leukoxen), Turmalin, Rutil, Zirkon, Epidot, rhomboëdrisches Karbonat, opakes Erz (Pyrit, Ilmenit) und Limonit.

Wir führen nun einige solcher Vorkommen an:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Beim Samengarten der Alpenkommission bei Grafleitner (NNE Bruck-Fusch).
2. Im Mitterberger Bergrevier 5 bis 20 *cm* mächtige Einlagerungen im Phyllit des Barbara- und Josefi-Unterbaustollens, nach Buttmann (22, p. 20) permisch, nach uns silurisch.
3. Einlagerung im violetten phyllitischen Schiefer (»blauen Schiefer«) des Buchmaisgrabens am NNE-Gehänge des Hochkails (22, p. 18).

---

[1] »Epiquarzite« im Sinne Grubenmanns (Die krystallinen Schiefer, II. Spezieller Teil, p. 139).

[2] Vgl. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 518 und Heritsch (67, p. 56). Zirkel (Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 534) nennt solche Gesteine »Quarzschiefer«.

[3] Vgl. Grubenmann, l. c., p. 139.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Ein paar Zentimeter starke helle Quarzitbank im Serizitphyllit beim Abdeckerhaus (unmittelbar S vom großen Steinbruch), ein wenig SE von Bischofshofen.
2. In der S-wärts fallenden Liegendpartie des Kupfererzschurfes am Buchberg (W Jung, NE Trigl) SE von Bischofshofen.
3. Im kleinen Graben S vom Gehöfte Nagler E von Außerfelden.
4. Im mittleren Teil des vom Hochgründeck NNW-wärts gegen Pöham ins Fritztal ziehenden Klaus-(Raidel-)grabens bei Ahorneck.
5. Im Sattel zwischen Breitspitz und Schroffkoppen (SW Hüttau).
6. Im obersten Teil des ENE von Nestelbichl gelegenen kleinen Grabens (NNE Flachau).
7. Beim Bahnhof von Radstadt (also offenbar in unmittelbarer Nachbarschaft des früher [p. 120] erwähnten Serizitalbitgneises) auftretender von A. Rosiwal (161, p. 370) untersuchten Serizitquarzitschiefer.
8. Zwischen Grub und Munzgrub am S-Gehänge des Roßbrandes (NE Radstadt).
9. Am Roßbrand-Gipfel.
10. Am N-Abhang des Rötteswaldes (NE Mandling).

ϑ) Kieselschiefer.

Nur selten zeigen sich in den schwärzlichen dünnblättrigen Pinzgauer Phylliten geringmächtige (meist nur einige Zentimeter starke) Einlagerungen von Kieselschiefern (Lyditen). Es sind dichte oder höchstens äußerst feinkörnige Gesteine von sehr beträchtlicher Härte und scharfsplittrigem Bruche. Ihre meist relativ ebenen und sehr (nur ein paar Millimeter) dünnen Schichtlagen nur schwach serizitisch glänzend. Farbe vorherrschend schwärzlich oder dunkelgrau, ausnahmsweise grünlich, gelegentlich auch zwischen den schwärzlichen einige helle Schichtchen sichtbar. Nicht selten wird das Gestein von einem feinen, weißlichen Geäder (kieselige Ausfüllung dünnster Sprünge) durchzogen oder enthält wenige Millimeter dicke, zum Teil lagenartig gestreckte Milchquarz-Linschen.

Die mikroskopische Untersuchung mehrerer Vorkommen hat uns neben dem vorherrschenden Quarz (kleine, zum Teil verzahnte Körner) als dessen akzessorische, vorwiegend sporadische Begleiter Serizit, Chlorit, Albit, Orthoklas, Zirkon, Titanit (Leukoxen), Ilmenit, Pyrit, Hämatit, Siderit, Ankerit, Kalzit und Limonit erkennen lassen.

Aufzählung einiger Vorkommen:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. NE-Hang des Bachwinkelberges (zirka $^3/_4$ *km* SE Reiter, W Grünkopf, SW Hintertal).
2. Hendlwald N von Lend (Kamm zwischen Lend und Hochegg).
3. Fast unmittelbar S vom Kalk-Kalkphyllitzug des Hochklings an der von Schwarzach nach St. Johann i. P. führenden Straße NE von Grabenhof.
4. An der von Mühlbach nach Mitterberg führenden Straße NW von Kuterer (vgl. die Karte 1 25.000).

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Im untersten Teile des SSW von Schütt (etwas E Maierdörfl) der Reitdorf-Wagreiner Straße zustrebenden Grabens.
2. Am Roßbrand (44. p. 8).

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Am Wege von Kurzhof nach P. 1406 *m* (ESE Kurzhof an der linken Seite des Schreinbaches) im Vorder-Fagerwald (WSW Forstau).
2. Im Bachbett zirka 100 Schritte oberhalb Hackl (W von Forstau an dem nach Radstadt führenden Weg), ein hellgrünlichgrauer Kieselschiefer als dünne Einlagerung im schwarzen quarzreichen Phyllit erscheinend.

ι) Phyllitischer Tonschiefer.

In großer Seltenheit treten als ganz schwache und lokale Einlagerungen in den typischen Pinzgauer Phylliten und Grauwackenschiefern durch schwächere Metamorphose gekennzeichnete »phyllitische Tonschiefer« auf, deren Schicht-(Schiefer-)flächen nur einen matten serizitischen Glanz aufweisen. Sie sind dünnblättrig, gewöhnlich dicht, höchstens auf dem Querbruch als feinsandig-schiefrig zu bezeichnen und bald relativ fest, bald mehr weich. Farbe schwarz, dunkel- bis hellgrau, dunkelviolettgrau oder auch violett und graulichgrün. Stellen sich makroskopisch wahrnehmbare Pyritkryställchen als Einschlüsse in größerer Zahl ein, so können solche paläozoische Schiefer den »Pyritschiefern« des Rad-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

städter Mesozoikums habituell ganz ähnlich werden (z. B. am rechten Ufer des Höfelbaches N von Station Haus).

Es seien nun einige derartige Tonschiefervorkommen angeführt:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unmittelbar SW rechtwinkeligen Knie der von Berg-Dienten auf den Filzensattel führenden Straße (nahe der Werfener Schiefer-Grenze).
2. Im Dientner Graben (118, p. 93).
3. An der Ahornsteinspitze (S Kollmannsegg) und im (besonders oberen) Fellersbachgraben zwischen Kollmannsegg und Mühlbach (22, p. 25, 26).
4. Am Wege zwischen Mühlbach und Mitterberg etwas S vom südlichen Poch- und Waschwerk (zirka bei P. 1168 *m*, vgl. Karte 1 25.000) als Einlagerung im dunklen Pinzgauer Phyllit ein dunkelviolettgrauer feinsandiger Tonschiefer, der unter dem Mikroskope neben dem herrschenden Quarz und Serizit als Akzessorien winzige Hämatitblättchen (Farbpigment!), häufigen Rutil und Zirkon zeigt.
5. Ein offenbar ganz analoger violetter Tonschiefer, den Buttmann (22, p. 17) zum »blauen Schiefer« der Kupferkieslagerstätte von Mitterberg rechnet (vgl. p. 129), daselbst am Wasserfall unterhalb Ruperti und im Buchmaisgraben an der NE-Seite des Hochkails (nach Buttmann permisch, nach uns silurisch).

B. Östlich des Salzachquertales.

1. In der nördlichen (Hangend-)partie des großen Steinbruches am rechten Salzachufer E von der Bischofshofener Kirche.
2. Im mittleren Teil des vom Hochgründeck zum Fritztal (gegen Pöham) ziehenden Klaus-(Raidel-)grabens.
3. Im untersten Teil des SSE von Maierdörfl zur Wagrein-Reitdorfer Straße herabziehenden Bachgrabens.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Im Feuersangwald E von Trigl (SW Altenmarkt) im unmittelbaren Liegend der Mandlingtrias.
2. Am »Weg nach Kulm auf der Ramsau« (»tonschieferartiger Muskovit[?]-Schiefer« Foullons 30, p. 653).
3. Am rechten Ufer des Höfelbaches (unmittelbar über seinem Schuttkegel) etwas NE von Weißenbach (N Station Haus).

α) Serizitphyllit.

Phyllitgesteine, an deren Zusammensetzung hauptsächlich feiner Quarz und Serizit beteiligt sind, besitzen in unserer Grauwackenzone eine universelle Verbreitung. Ihrer Mehrzahl nach entsprechen sie offenbar den »tonerdereichen Serizitphylliten (eigentlichen Phylliten)« im Sinne Grubenmanns,[1] zu geringerem seinen »tonerdearmen Serizitphylliten«.[2]

Wenn wir alle diese auf ihren Schieferungsflächen bald matt-, bald lebhaft glänzenden, bald absolut dichten, bald noch dem freien Auge die kleinen Körnchen und Blättchen der Hauptkomponenten zeigenden Phyllite als »Serizitphyllite« bezeichnen, so fassen wir den Begriff weiter als Weinschenk, der darunter nur solche mit hohem Glanz[3], und als Rosenbusch, der darunter nur solche mit deutlich wahrnehmbaren Serizitschüppchen verstehen wollte.[4] Der früher zuweilen — so von Foullon (30, p. 653) — für Serizitphyllite gebrauchte Name »Muskovitschiefer« ist unangebracht. In nachstehender Beschreibung finden nur die hellergrauen, grünlichgelben und roten oder violetten Typen Berücksichtigung, während wir die durch reichliches kohlig-graphitoidisches Pigment dunkelgrau oder schwarz gefärbten für sich behandeln (vgl. p. 130). Je nach herrschender Färbung, Aussehen der Schieferflächen, Vorhandensein oder Fehlen der einen oder anderen Nebengemengteile bieten die Serizitphyllite und übrigen Schieferarten der Pinzgauer Phyllitzone im Einzelnen zwar eine gewisse habituelle Abwechslung dar, doch läßt sich dieselbe wegen ihrer Regellosigkeit leider nicht für eine stratigraphische Gliederung des Komplexes auswerten.

Farbe unserer Serizitphyllite je nach dem Fehlen, spärlichen oder reichlichen Vorhandensein eines besonderen Pigments (kohlige Substanz, Eisenglimmer, etwas Chlorit etc.) ziemlich wechselnd und

---

[1] Vgl. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer, II. Spezieller Teil (1907), p. 55.
Vgl. Grubenmann, l. c., p. 38.

[3] Vgl. Weinschenk, Gesteinskunde, II. Teil (1905), p. 316.

[4] Vgl. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 452. In der älteren Literatur (auch noch in 33, p. 7) werden diese Gesteine zusammen mit den Quarzphylliten als »Tonglimmerschiefer« bezeichnet.

zwar gelblich, weißlich- bis mittelgrau, heller oder dunkler grünlich-, gelblich- oder violettgrau, grau- und gelblichgrün und bei merklicher Hämatitführung (z. B. am Thurnberger Eisenerzlager bei Flachau) rotviolett bis rot. Textur dicht oder feinkörnigschuppig, Querbruch oft feinstsandigrauh. Schieferflächen infolge ihres Serizitbelages matt- bis lebhaftsilbrig glänzend, fettigmilde anzufühlen ähnlich wie Talkschiefer, weshalb diese Phyllite und zwar besonders die helleren Typen früher stellenweise (Untersteintunnel bei Taxenbach 186, p. 46, 47, 55, Dientner Graben 36, p. 125; 165, p. 61, Mitterberg [»Lagerschiefer«], Mühlbach, 93, p. 374, Roßbrand 175, p. 311) mit solchen verwechselt worden sind.[1] Heritsch's (67, p. 64) an den Phylliten der obersteirischen Grauwackenzone gewonnene Erfahrung, daß ihre Schieferung fast immer der Schichtung folgt und sich nur ausnahmsweise eine falsche oder transversale Schieferung[2] einstellt, haben wir auch an unseren Pinzgauer Phylliten voll bestätigt gefunden.

Neben Serizit und Quarz, den beiden Hauptgemengteilen unserer Serizitphyllite, treten in ihnen als Akzessorien Chlorit, Rutil (»Tonschiefernädelchen«), Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit, Hämatit, Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit), kohliges Pigment und sporadisch auch Albit, Biotit und Epidot auf.

Nicht selten enthalten sie mehrere Zentimeter dicke Schwielen, Lager und Gängchen von Milchquarz und makroskopisch sichtbare Pyritkryställchen. Durch Abnahme des Metamorphosierungsgrades stellen sich Übergänge in phyllitische Tonschiefer, durch Häufigwerden des akzessorischen Chlorits solche in Chlorit-Serizitphyllite ein.

Die allgemeine Verbreitung der Serizitphyllite sowohl westlich und östlich des Salzachquertales als südlich von Salzach, Wagreiner Bach und Tertiär und Mandlingkette macht es ziemlich überflüssig auf einzelne Vorkommen näher einzugehen. Bloß die im Bergwerksreviere von Mitterberg von den Bergleuten unterschiedenen Phyllitarten — die »Lager-, blauen und wilden Schiefer« sollen noch näher betrachtet werden.

Als »blauen Schiefer« pflegt man die die allgemeine Bergart des Mitterberger Gebietes bildenden normalen oder seltener auch tonschieferartigen Phyllite (Serizit-, untergeordnet zuweilen Chloritserizitphyllite) zu bezeichnen und zwar insbesondere dann, wenn sie eine violette, dunkelviolett- und bläulichgraue oder eventuell graugrüne Färbung aufweisen (147, p. 7; 48, p. 194; 49, p. 118; 55, p. 387, 395; 22, p. 17).[3] Der dunkle Farbton dieser Gesteine, die nicht selten in die Lagerschiefer und in Quarzgrauwacken oder Grauwackenschiefer (»Sandsteine«) übergehen (55, p. 387, 292, 395, 396; 22, p. 10, 17, 18), ist hauptsächlich durch feine darin enthaltene Hämatitschüppchen und kohlig-graphitoidisches Pigment bedingt (52, p. 45; 55, p. 395). An der Zusammensetzung des »blauen Schiefers«, dessen Querbruch gewöhnlich matt erscheint, während seine fettig anzufühlenden Schieferungsflächen oft eine feine Striemenfältelung und schwachen Seidenglanz besitzen (147, p, 7), beteiligen sich als Hauptkomponenten Quarz und Serizit (selten auch Chlorit) und als Akzessorien rhomboëdrisches Karbonat (häufig reichlich), Rutil (meist zahlreiche Nädelchen), Chlorit (gelegentlich), Chloritoid (nicht allzuselten), Apatit, Turmalin, Pyrit, Limonit und das erwähnte kohlige und hämatitische Pigment (49, p. 118; 52, p. 45; 22, p. 18). Eine chemische Analyse eines »blauen Schiefers« ist von Groddeck (52, p. 44 Nr. XXIII, vgl. auch 55, p. 393, 395) veröffentlicht worden. Der »blaue Schiefer« entspricht also petrographisch im allgemeinen einem ziemlich normalen Pinzgauer Phyllit und ist daher aus ursprünglichen Tongesteinen durch die Regionalmetamorphose, wie sie die ganze Grauwackenzone ergriffen, hervorgegangen. Als ein besonderes »Entwicklungsstadium« in der Bildung der die Erzlagerstätte unmittelbar begleitenden »Lagerschiefer« kann er jedenfalls nicht angesehen werden (52, p. 46).

Der »Lagerschiefer«,[4] der das eigentliche Nebengestein der Erzgänge bildet, ist ein lichtgelbgrauer, grünlich- bis wachs- oder fahlgelber, selten weißgrauer bis weißer Serizitphyllit (ausnahmsweise Chloritserizitphyllit), für welchen wegen seiner vorherrschenden Färbung Gümbel (55, p. 394) auch die Bezeichnung »Wachsschiefer« in Vorschlag gebracht hat. Seine Übereinstimmung mit den die Kupferkiesgänge an der Kelchalpe bei Kitzbühel begleitenden serizitischen »Falken-(Falgen-)schiefern« ist von Pošepny (114, p. 285, 429; 49, p. 137), seine Ähnlichkeit mit dem serizitischen »weißen Gebirge« an den Holzappeler Erzgängen (Hessen) und den »weißen Schiefern« von Agordo von Groddeck (49, p. 125) hervorgehoben worden.

Schieferungsflächen des Lagerschiefers bald annähernd eben, bald unebenwulstig oder welligholperig gebogen (147, p. 7; 49, p. 144), häufig mit feinen, parallelen Fältelungsstriemen versehen. Infolge eines dichten Belages mit zarten Serizithäuten

---

[1] So sprechen Stapff (147, p. 7) und Pošepny (114, p. 289) von einem »talkigen Mineral« der Mitterberger Schiefer. Erst Groddeck (49, p. 74) erkannte, daß es sich hier nur um Serizit handelt.

[2] Pošepny (114, p. 271, 287, 291, 424) hat das steile S-Fallen der Phyllite im Mitterberger Revier hauptsächlich als eine solche »falsche Schieferung« ansehen wollen. Wir möchten es hingegen für den Verlauf der ursprünglichen, im großen Ganzen mit der Schieferung zusammenfallenden Schichtung halten (vgl. auch 51, p. 281).

[3] Wirklich »blau« sind sie natürlich nie (55, p. 395).

[4] Der Name »Lagerschiefer« erscheint uns heute wenig glücklich gewählt, nachdem die Mitterberger Lagerstätte einem Gangsystem und nicht, wie man vor Pošepny (114) glaubte, einem Lager entspricht.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

fühlen sie sich fettig-talkartig an, weshalb das Gestein auch ursprünglich fälschlich für einen talkigen Schiefer gehalten wurde,[1] und weisen seidig schimmernden Glanz auf (55, p. 387). Der Textur nach sind die Lagerschiefer häufig dünnblättrig und meist dicht, im Querbruch höchstens feinstsandig. Wenn Stapff (147, p. 7) und Groddeck (48, p. 194; 49, p. 113) den Lagerschiefer als »viel härter als den blauen Schiefer« hingestellt haben, scheinen sie dabei nur gewisse, besonders quarzreiche und daher splittrigbrechende (147, p. 7) Spielarten desselben im Auge gehabt zu haben, nachdem wir anderseits viele Proben von Lagerschiefer bezüglich Härte und Festigkeit völlig mit den normalen Phylliten (»blauen Schiefern«) von Mitterberg übereinstimmen sahen.

Wie die mikroskopische Untersuchung zeigte (49, p. 114, 120; 52, p. 46; 55, p. 393, 394; 11, p. 365; 22, p. 18 und unsere Schliffe Nr. 158 und 188), können sich in den »Lagerschiefern« neben den Hauptkomponenten Serizit und Quarz als Akzessorien Chlorit, Chloritoid, Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit, Breunnerit), Pyrit, Kupferkies, Albit, Rutil (ziemlich häufig, in winzigen oft knäuelartig zusammengeballten Nädelchen oder gelbbraunen kleinen Prismen und Körnchen), Apatit, Turmalin, Zirkon, Titanit (dieser nur in 11, p. 365 erwähnt), Epidot und endlich ganz untergeordnet graphitoidischer Staub einstellen. Nur ausnahmsweise findet sich Chlorit so reichlich ein, daß der Lagerschiefer den Charakter eines Chlorit-Serizitphyllites gewinnt.

Chemische Analysen von »Lagerschiefern« vgl. in 49, p. 114; p. 44 Nr. XXIV und 55, p. 393, Nr. I.

Die Eigenschaft des Lagerschiefers als unmittelbaren Nebengesteins der Gänge bedingt sein häufiges Durchsetztsein von Quarztrümern und Kalzit-, Ankerit- und Sideritadern[2] und seine Imprägnation mit Kupfer- und Schwefelkies nahe der Gangspalte (147, p. 7, 48, p. 194). Merkwürdigerweise ist die Mächtigkeit des Lagerschiefers, die beiderseits der Erzgänge 4 bis 30 *m* betragen kann (z. B. am Hauptgang im Petristollen) nahe am Tage am größten und nimmt nach der Tiefe zu ab (147, p. 7; 48, p. 194).

Mit dem normalen »blauen Schiefer« ist der Lagerschiefer innigst verknüpft und geht sowohl im Streichen und Fallen als transversal dazu allmählich in denselben über, wobei sich an der Grenze dunkle, gelbgeflammte Gesteinstypen einstellen (55, p. 387). Stapff und Groddeck haben mit Recht betont, daß er aber nicht etwa als eine Verwitterungsbildung des »Blauen« angesehen werden dürfe, sondern seine Metamorphose (Ausbleichung) durch die chemische Einwirkung der die Gangerze absetzenden Lösungen erlitten hat (147, p. 7, 8; 48, p. 194; 49, p. 113; 52, p. 37).

Unter »wildem Schiefer« versteht man im Bergbau Mitterberg keine petrographisch besonderen Phyllite, sondern nur solche, neben, respektive in welchen die Erzlagerstätte verdrückt, arm oder unhaltig ist, also bald den »Lagerschiefer«, bald auch den »blauen Schiefer«, wofern er, ohne in Lagerschiefer umgewandelt zu sein, direkt an eine nicht abbauwürdige Gangpartie herantritt oder an deren Ausfüllung teilnimmt (147, p. 7, 8; 48, p. 194; 49, p. 118, 119; 55, p. 396). Eine mikroskopische Untersuchung des »wilden Schiefers« ist von Groddeck (49, p. 119) vorgenommen worden und ergab die Anwesenheit von reichlichem Rutil (»Tonschiefernädelchen«).

Die in vielfachem Wechsel miteinander stehenden und einen einheitlichen Komplex bildenden blauen, wilden und Lagerschiefer und (Quarz-)Grauwacken (vgl. p. 123), welche südlich und im Liegenden der namentlich als »grüne Schiefer« (vgl. p. 167), entwickelten Werfener Schichten am Hochkail zutagetreten und das Mitterberger Gangsystem einschließen (55, p. 392) sind von Gümbel (55, p. 387) unter dem Namen »Mitterberger Schichten« zusammengefaßt worden.

λ) Kohlig-graphitoidischer Phyllit (Serizitphyllit).

Als eine der verbreitetsten Schiefertypen unseres ganzen Grauwackenzonen-Bereiches erscheinen schwarze und schwarzgraue Phyllite, die ihre dunkle Färbung einer stärkeren Beimengung von kohligem oder graphitoidischem Pigment verdanken. Die Schieferungsflächen matt bis lebhaft glänzend und bei der Verwitterung außer rostiger Färbung mitunter auch einen fast metallischen graugelben Glanz annehmend oder hellergrau ausbleichend.

Eigentliche, bei Berührung abfärbende »Graphitschiefer«,[3] wie sie in der karbonen Grauwackenzone der Obersteiermark (67, p. 70 bis 74) eine bemerkenswerte Rolle spielen, haben wir im Komplex unserer Pinzgauer Phyllite nicht beobachtet. Was etwa in der dieses unser Gebiet behandelnden Literatur so genannt wird, dürften wohl durchwegs nur kohlige oder graphitoidische Phyllite sein.[4] Dem Mineralbestand nach entsprechen sie den Serizitphylliten. Neben den Hauptkomponenten Quarz und Serizit und dem schwarzen Pigment können sie als Akzessorien Chlorit (Pennin), Biotit (grünlichen), Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit), Albit, Rutil (häufige Nädelchen), Titanit (Leukoxen), Apatit, Turmalin, Pyrit, Ilmenit und Hämatit enthalten.

---

[1] So sprechen Stapff (147, p. 7) und Pošepny (114, p. 285) noch von »Talk.« Erst Groddeck (49, p. 75) erkannte, daß es sich dabei ausschließlich um Serizit handle.

[2] In der Tiefe des Bergbaues beobachtete Pošepny (114, p. 289) darin auch dünne Trümer größeren Arsenkieskrystallen.

[3] Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd. (1894), p. 413.

[4] Heritsch (67, p. 72) gebraucht für solche Gesteine den Namen »graphitische Schiefer«.

Im Querbruch weisen unsere fast dichten Phyllite zwischen ihren glimmerigen Schichtblättern eingeschaltete feine (bis zu 1 *mm* starke) relativ quarzreiche Lagen auf. Gewisse, durch höheren Pyritgehalt ausgezeichnete Typen, wie sie z. B. im Reinbachgraben (W St. Johann i. P.) und im Wasserfallgraben (N Goldegg-Weng, 93, p. 374) und bei der Mündung des Schwarzenbach- in den Dientner Graben (nächst der Feroli-Säge) vorkommen, können als »Alaunschiefer« angesprochen werden.

μ) Chlorit-Serizitphyllit.

Ebenso häufig und allgemein verbreitet wie die vorhin besprochenen helleren und dunkleren (kohlig-graphitoidischen) Serizitphyllite und durch alle Übergänge innigst mit ihnen verbunden, erscheinen in unserer Grauwackenzone solche Phyllite, die außer Quarz und Serizit auch Chlorit als wesentlichen Gemengteil führen und daher als Chlorit-Serizitphyllite oder Serizit-Chloritphyllite zu bezeichnen sind.

Sie sind offenbar hauptsächlich aus feinsandigtonigen Sedimenten, die wohl oft einen leichttuffitischen Einschlag besessen haben, hervorgegangen und entsprechen, wie unsere echten Serizitphyllite, teils den »tonerdereichen (eigentlichen)«, teils den »tonerdearmen Serizitphylliten« im Sinne Grubenmanns (l. c., II. Teil, p. 38, 58). Heritsch (67, p. 69, 70) hat solche Gesteine in der obersteirischen Grauwackenzone als »chloritführende Serizitschiefer« angesprochen. Durch Abnahme des Serizitgehaltes gehen daraus Chloritphyllite (Quarzchloritschiefer) hervor.

Farbe unserer Chlorit-Serizitphyllite dunkel- bis hellgraugrün oder grünlichgrau und zuweilen auch gelblichgrün. Bezüglich Textur und Schieferung gilt ganz das vorhin bei den Serizitphylliten Gesagte.

Neben den Hauptkomponenten Quarz, Serizit und Chlorit (Pennin und Klinochlor) können als Akzessorien Biotit (grünlicher und ausgebleichter, ziemlich selten), Feldspat (sporadischer Albit und Orthoklas), Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit), Rutil (häufig Nädelchen), Zirkon, Turmalin (selten), Titanit (Leukoxen, selten), Epidot (nur ausnahmsweise und zwar Pistazit, Klinozoisit, Zoisit), opakes Erz (Pyrit, Magnetit, Ilmenit), Limonit, Hämatit und kohliges oder graphitoidisches Pigment vorhanden sein.

Stellen sich zwischen den phyllitischen Lagen kalzitische Blätter oder Nesterchen in größerer Häufigkeit ein, so entwickeln sich zuweilen — so wie im gleichen Falle aus den echten und kohligen Serizitphylliten — Kalkphyllite.

ν) Biotit-Serizitphyllit.

Im Vergleiche zu den Serizit- und Chloritserizit-Phylliten treten solche, an deren Zusammensetzung auch Biotit als wesentliche Komponente teilnimmt, nach unseren Erfahrungen nur selten auf. Unter den vielen Dünnschliffen unserer Pinzgauer Phyllite haben wir im Ganzen bloß fünf durch reichliche Biotitführung ausgezeichnet gefunden und zwar zwei von Biotit-Serizitphylliten und drei von Biotit-Chlorit-Serizitphylliten. Zunächst seien die ersteren angeführt:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unmittelbar an der S-Grenze des Hochglockner-Kalkzuges in der Gegend des Gehöftes Seiten (zirka $3^3/_4$ *km* NNE Goldegg): schwärzlichgrauer rutilreicher Biotit-Serizitphyllit, dünnblättrig mit lebhaft glänzenden Schieferflächen.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 165): Wesentliche Gemengteile Quarz, Serizit, Biotit (grünliche und gelbbraune, etwas ausgebleichte Schuppen). Kohlig-graphitoidisches Pigment und Rutil (besonders Nädelchen) reichlich vorhanden, letzterer namentlich in Wolken kohliger Partikel angesammelt.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Gehänge der Straße W von Urbais (W Altenmarkt): dunkelgrauer, dünnschiefriger Biotit-Serizitphyllit, auf dem Querbruch dichtsandig-rauh.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 137): Hauptkomponenten Quarz, Serizit, Biotit (bräunlichgelbe oder blaßgrünliche Schuppen). Nicht selten kleine, zum Teil limonitisierte Körner und Rhomboëder von Siderit und bräunliche Turmalinprismen.

ξ) Biotit-Chlorit-Serizitphyllit.

Die drei von uns mikroskopisch festgestellten Vertreter dieser Phyllitart sind die nachstehenden:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unweit Neuhaus (S Eschenauerköpfl 1293 *m*) an dem aus dem Trattenbachgraben nach Eschenau führenden Weg (NE Taxenbach): dunkelgraugrünes, dünnschiefriges, sehr feinkörnig-schuppiges, also fast dichtes Gestein mit lebhaft glänzenden,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gefältelten Schieferflächen, stellenweise 1 bis 2 *mm* dicke, feinkrystalline Kalklinsen und -lagen einschließend und so eine Art Übergang zu Kalkphyllit bildend.

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 83): Hauptkomponenten Quarz, Chlorit, Biotit (hellgrünlich und blaßgelblich ausgebleicht) und Serizit. Opakes Erz in der Schieferung folgenden feinen Zügen.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Am W-Gehänge des untersten Flachautales etwas NE von Knoller und P. 1168 *m* (NW Flachau) anstehend: grünlichbraungrau, glimmerschieferähnlich, lebhaft glänzend und auf dem Querbruch dicht (vgl. p. 121).

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 138): Hauptgemengteile Quarz, Serizit, Biotit (hellgrün und braungelb, zum Teil ausgebleicht), Chlorit (anomal blau polarisierender Pennin, oft kleine, schräg gegen die Schieferung gestellte Schuppenpaketchen bildend.) Vereinzelt die Akzessorien Titanit, Ilmenit (mit gelblichweißem Titanit-Überzug), Pyrit, Turmalin sowie stellenweise feinstes kohliges Pigment und Limonitflecken.

Durch die zum Teil für einen Phyllit ziemlich groß erscheinenden Glimmerschuppen (besonders des Biotits) und den durch viel Biotit bedingten bräunlichen Farbton erinnert das Gestein einigermaßen an einem Glimmerschiefer, dürfte aber doch wohl wegen seines Auftretens als ganz untergeordnete Einlagerung in normalem Phyllit besser bloß als »glimmerschieferähnlicher Phyllit« bezeichnet werden. Für diese Benennung spricht auch der häufige Chlorit.[1]

2. Am E-Gehänge des Laheitberges (SSW Altenmarkt): ziemlich dunkelgrünlichgrau, glimmerschieferähnlich (vgl. p. 121).

Unter dem Mikroskope (Schliff Nr. 11): Wesentliche Gemengteile Quarz, Serizit, Biotit (braungelbe und grünliche Schuppen, zum Teil mit sagenitischen Rutilgittern), Chlorit (Pennin). Akzessorisch Rutil, Ankerit, Siderit, sporadische Albitkörner und Turmalinprismen. Der Rutil namentlich in gewissen durch viel kohliges Pigment verdüsterten Stellen angereichert.

Ähnlich wie im vorigen Falle spricht auch in diesem das Auftreten dieses habituell glimmerschieferähnlichen Gesteins als ganz untergeordnetes Glied einer Serie von Phylliten, Quarzphylliten und Grauwackenschiefern, sein beträchtlicher Reichtum an Chlorit und die große Häufigkeit von Rutilnädelchen dafür, es als einen Phyllit anzureden.

o) Chloritoidphyllit.

Der erste Nachweis von chloritoidführenden Gesteinen der pongauischen Grauwackenzone ist 1884 durch Foullon (30, p. 655) erbracht worden, der im Mühlbachtal einen »Glimmerchloritoidschiefer« entdeckte. Bald danach hat Cathrein (197, p. 331) am Mündungsausgang der Lichtensteinklamm ein loses Geschiebe eines »Chloritoidschiefers« aufgefunden, welches er allerdings nicht aus dem Salzachtal, sondern dem oberen Großarltalgebiet herleiten wollte, wo auch später Stark (148, p. 491) tatsächlich Chloritoidschiefer anstehend traf. Nachdem Gümbel das Vorkommen von Chloritoid[2] in wachsgelben Lagerschiefern des Mitterberger Kupferkiesbaues festgestellt hat (55, p. 394), ist dies Mineral kürzlich wieder von Buttmann (22, p. 15. 19, 31, 32) in den serizitischen Schiefern und konglomeratischen Grauwackenschiefern der eben genannten Lagerstätte wie im benachbarten Buchmaisgraben und am Burgschweiggang (N St. Johann) beobachtet worden.

Abgesehen von dem nur aus Quarz und Sprödglimmer[2] bestehenden und daher von Cathrein als »Chloritoidschiefer« bezeichneten Geschiebe vom Lichtensteinklamm-Ausgang[3] sind alle hier angeführten Sprödglimmergesteine »Chloritoidphyllite«, also Serizit-, respektive Chloritserizitphyllite, welche den Chloritoid nur als charakteristischen, aber freilich dabei oft recht reichlichen Nebengemengteil an der Seite ihrer Hauptkomponenten Quarz, Serizit, bezüglich auch Chlorit führen. Der Farbe nach sind sie gern hell- bis bleigrau, zuweilen im Querbruch wechselnd hellere und düstere Lagen zeigend, oder auch graulichgrün bis wachsgelb.

Schieferung in der Regel sehr vollkommen, Schieferflächen lebhaft oder matter serizitisch glänzend. Gefüge dicht oder sehr feinkörnig-schuppig.

In Begleitung der wesentlichen Komponenten Quarz und Serizit — respektive zuweilen auch Chlorit (Pennin, Klinochlor) — und des Chloritoids können sich als Akzessorien gelb- bis grünlichbrauner Biotit, ferner Karbonat (Siderit, Breunnerit, Ankerit, Kalzit), Rutil, Titanit (Leukoxen), Apatit, Zirkon, Hämatit, opakes Erz (Ilmenit, Pyrit), Limonit, kohliges Pigment und ab und zu auch etwas Plagioklas

---

[1] Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 271, 297.

[2] Wahrscheinlich handelt es sich auch bei diesem Vorkommen um eigentlichen »Chloritoid« und nicht um »Ottrelith«, wie ihn die genannten Forscher unter anderem in ihrer Mitteilung nennen. Vgl. P. Niggli, Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. XXXVI. Lieferung (1912), p. 20.

[3] Vgl. auch Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 294.

(Albit—Oligoklas) und Turmalin einstellen. Unter diesen Nebengemengteilen kann besonders der Rutil durch Häufigkeit recht bezeichnend werden.

Was den Chloritoid unserer Gesteine anlangt, so zeigt er sich unter dem Mikroskope seltener in einzelnen Blättchen als in fächer-, bündel-(garben-) oder rosettenartigen Aggregaten. Sie sind als Porphyroblasten in die feingrano-lepidoblastische Grundmasse der Phyllite eingelagert und treten auf den Schieferflächen als zum Teil dicht aneinander gedrängte, etwa stecknadelkopf- (bis zirka 0·6 *mm*) große dunkelgraue Knötchen oder Flecken (Knoten- und Fleckschiefer) hervor.

Die einzelnen, ziemlich dicken Sprödglimmerblättchen erscheinen in den Basisschnitten als etwas fetzig ausgelappte Tafeln und in den Querschnitten als längliche (bis zirka 0·6 *mm* lange) Stengeln. Steil geneigt gegen die parallel zu (001) verlaufenden Spaltrisse durchziehen zahlreiche unregelmäßige Sprünge den Chloritoid und verleihen ihm ein sehr charakteristisches Aussehen. Auslöschungsschiefe $c\ \gamma' = 0$ bis 15°. Oft legen sich zwei oder auch mehrere Chloritoidtafeln nach dem Glimmer-Zwillingsgesetz übereinander, welche im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols deutlich an einer abwechselnd hellen und dunklen Felderteilung erkenntlich sind. Überaus häufige Einschlüsse darin sind zarte Rutilnädelchen und feine kohlige (graphitoidische) Pigmentkörnchen, welche die ganz unabhängig von der Schieferung, also oft quer dazu gelagerten Chloritoidporphyroblasten vollkommen oder ungefähr im Sinne der Schieferung, bezüglich einer eventuell vorhandenen Feinfältelung durchziehen, so daß deren Richtung auch innerhalb der offenbar während des Pressungs- und Fältelungsaktes (bezüglich der Stress- und Strain-Wirkung) entstandenen Chloritoidtafeln angezeichnet erscheint (»helizitische Struktur«).[1]

Die Chloritoidphyllite gehören zu den »tonerdereichen (eigentlichen) Phylliten« Grubenmanns[2] und scheinen stets an intensiv gepreßtes Gebirge, wie es ja auch die nordalpine Grauwackenzone ist, geknüpft zu sein.[3]

Wir kennen folgende Chloritoidgesteins-Vorkommen in unserem Aufnahmsgebiete:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Im Bergbaugebiet von Mitterberg stellte Buttmann Chloritoid in einem Serizitphyllit (»Tonschiefer mit Knoten«) des Virgilstollens (Gegenstollen des Rupertistollens) fest (22, p. 31 bis 32), ferner sporadisch in einer rötlich-hellgrauen, feinkörnig-serizitischen Quarzgrauwacke (»metamorpher Sandstein«, von Buttmann für Perm gehalten) im Steinbruch S der Straße oberhalb des Barbaraberghauses (22, p. 15 bis 16) und in einer grobkörnigen, stark gequälten grauvioletten bis -grünen Konglomeratgrauwacke (von Buttmann als Verrucano betrachtet, 22, p. 18 bis 19). Gümbel (55, p. 393 bis 394) gibt ihn (»Ottrelith«) auch aus dem wachsgelben »Lagerschiefer« (Serizitphyllit) von Mitterberg an und bemerkt, daß sein reichlicheres Auftreten darin bei den Bergleuten als ungünstiges Symptom für die Erzführung gelte. Bleeck (11, p. 367) konstatierte Chloritoid in einem harten graugelben Schiefergestein (Phyllit) und einem »grauen feinkörnigen Sandstein« (Quarzgrauwacke).

2. Im Buchmaisgraben, der an der NE-Seite des Hochkails etwas E von P. 1455 *m* zum Gainfeldbach hinabzieht, nach Buttmann (22, p. 32) ein »grobes Konglomerat« (konglomeratische Grauwacke) mit Chloritoid.

3. Unweit von Pexern am E-Gehänge des Vorderkails (SE Kalbfahrt, SW Bischofshofen) eine untergeordnete Einlagerung von eben- und dünnschiefrigem Chloritoidphyllit im schwarzen Pinzgauer Phyllit.

4. Im Mühlbachtal lokal ein bleigrauer dünnschiefriger Chloritoidphyllit von Foullon (30, p. 655) erwähnt.

5. Nahe der SE unter dem Götschenberg gelegenen Straßenbiegung (etwas NW Außerfelden): hellgrauer, feinblättriger Chloritoidphyllit (Knotenschiefer).

6. Nahe dem Mundloch des Josephistollens des Kupferkiesbergbaues Burgschweig (bei Einöden N Balfnerdörfl, N St. Johann) ein weißlicher Chloritoidphyllit (22, p. 32).

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Am rechten Fritzbach-Ufer, zirka 1 *km* NW Hüttau, grünlich- bis wachsgelber rutilreicher Chloritoidphyllit.

2. Am Gipfel des Hochgründecks ziemlich hellgrauer dünnschiefriger Chloritoidphyllit (Knotenschiefer).

3. Im Bachgraben bei Gasteg SW von Schloß Höch (WSW Altenmarkt) ein hellgrauer feinkörnigsandiger Chloritoidphyllit (serizitischer Grauwackenschiefer).

4. Im obersten Teil des kleinen ENE von Nestelbichl (E Thurnhof, NNE Flachau) gelegenen Grabens in der Nachbarschaft des Erzlagers ein grauer feinkörniger chloritoidführender Grauwackenschiefer, gelblichweiß ausbleichend.

5. An der NW-Seite des Saumerberges (E Mandling) graulichgrüner chloritoid- und rutilreicher Chloritserizitphyllit (Chloritoidphyllit).

---

[1] Wenn die Sprödglimmer dabei abweichend vom Schieferungsverlauf liegen, so ist dies die Folge der großen Krystallisationskraft und -geschwindigkeit des Chloritoids, die ihn befähigen, sein Wachstum abweichend von der Krystallisationsschieferung vorzunehmen. Aber schon sofort nach der Entstehung der Porphyroblasten tritt der Rotationsstrain in Funktion, welcher zu helizitischer Fältelung führen kann, die also hier keine Reliktstruktur (vgl. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre [1901], p. 449, 451) und Grubenmann, l. c., I. Teil [1904], p. 91) darstellt; vgl. Niggli, l. c., p. 59 bis 61 und Becke, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschr. d. Min., Kryst. und Petrogr., Bd. V (1916), p. 210.

[2] Vgl. Grubenmann, l. c., II. Spezieller Teil (1907), p. 57.

[3] Vgl. Rosenbusch, l. c., p. 454 und Niggli, l. c., p. 14 und 35.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Wie ersichtlich, handelt es sich bei der überwiegenden Mehrzahl unserer Chloritoidgesteine um typische serizitische Phyllite. Nur bei Mitterberg, im Buchmaisgraben am Hochkail und bei Nestelbichl nächst Flachau sind auch serizitische Grauwacken, Grauwackenschiefer und Konglomeratgrauwacken mit Sprödglimmerporphyroblasten festgestellt worden.

π) Epidotphyllit.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Am Ochsenkogel etwas SW vom Hundstein hellgelblichgrüngrauer dichter Epidotphyllit (Zoisit-Epidotphyllit). Struktur dieses dünn- und ebenblättrigen Gesteins, dessen Schieferflächen mit einem ungemein dichten, mattglänzenden Serizitbelag bedeckt sind, so fein grano-lepidoblastisch, daß es erst durch sehr starke Vergrößerung in seine Komponenten aufgelöst wird.

Unter dem Mikroskop (Schliff Nr. 117) erkennt man als wesentliche Gemengteile Quarz (nur selten über 15 μ große Körnchen), winzigste Schüppchen von Serizit und zahlreiche Körnlein von Klinozoisit, Pistazit und Zoisit. Es handelt sich also um einen »Epidotphyllit« im Sinne Grubenmanns (l. c. II. Spezieller Teil, p. 74). Ob es sedimentogener oder eruptiver Natur (relativ saures Eruptivum oder Tuff) ist, möchten wir dahingestellt sein lassen, doch scheint uns ersteres wahrscheinlicher zu sein.

ρ) Ausblühungen auf Pinzgauer Phylliten.

Wo an überhängenden Wänden oder in Felsnischen, wie sie sich namentlich an Straßenbauten oder sonstigen künstlichen Terrainanschnitten finden, die Verwitterungsoberfläche der Pinzgauer Phyllite vor Abwaschung durch Regen- und Schmelzwässer geschützt ist, überzieht sie sich zuweilen mit kleinen (meist nur einigen Quadratdezimeter großen) weißlichgrauen oder gelblichen traubig-drusigen (krystallinen) oder staubig-pulverigen Ausblühungen verschiedener wasserhaltiger Sulfate, respektive auch von Alaunen. Diese Verbindungen entstehen durch die Zersetzung kiesartiger Minerale (besonders Pyrit), die sich so häufig als Akzessorien in den schwärzlichen (graphitoidischen) Phyllitschiefern und auch in den kalkhaltigen dunklen Phylliten der Grauwackenzone vorfinden.

Beispiele solcher Vorkommen:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. An den Uferwänden der Salzach nahe dem Untersteintunnel zwischen Taxenbach und Lend: Eisenvitriol und Alaun (196, p. 179; 186, p. 46).

2. Im Dientner Graben an drei Stellen, und zwar:

Am Kreuzpalfen — einige hundert Meter N vom Nagelschmiedpalfen bei Dorf-Dienten — direkt am linken Ufer des Dientner Baches weißliche und gelbliche Überzüge und Imprägnationen von Alaun, respektive Eisenalaun und Kieselsinter auf schwarzem Phyllit; dann zwischen *km* 3·5 bis 4 aufwärts vom Ausgange des Dientner Tales, also etwa bei der ein wenig S von der Einmündung der Goldegg-Wenger in die Dientner Straße gelegenen Brücke Anflüge von Bittersalz (Epsomit, 164, p. 328) und solche von Alaun (36, p. 126) auf dem schwärzlichen Phyllit; endlich im untersten Abschnitt des Dientner Grabens ungefähr E von Eschenau weißliche bis hellgelblichgraue Ausblühungen von Büscheln feiner, limonitisch überzogener Gipskryställchen auf den dunklen Phylliten.

3. Im Mühlbachtal an der Straße etwa halbwegs zwischen Mühlbach und Außerfelden weißlich- bis hellgraue und selbst vielfach rostig verfärbte, teils fest. zusammenhängende, teils pulverig-lockere Überzüge eines wasserhaltigen Magnesiumsulfates — wahrscheinlich Bittersalz (nach freundlicher Bestimmung von Herrn Kustos Dr. Ferd. Wachter) — an der Verwitterungsoberfläche der dünnblättrigen, graphitoidischen Phyllite.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Zirka 1 *km* NW von Hüttau erscheinen im Fritztal an der Straße auf dem dunkelgrauen dünnschieferigen Pinzgauer Phyllit — nahe an seiner Grenze gegen den N darüberliegenden Werfener Schiefer — schwefelgelbe Anflüge von Misy (Copiapit; nach freundlicher Bestimmung von F. Wachter).

Zum Schluß möge noch zweier innerhalb der vermutlich silurischen Pinzgauer Phyllite gelegenen und durch Pošepny erwähnten Gipslager gedacht werden: Das eine ist zur Zeit, als er die Mitterberger Kupferkieslagerstätte besuchte (um 1880), hier nahe dem westlichsten Feldort des Josefi-Unterbaustollens in einem davon nach W abzweigenden Querschlage hinter einer Verwerfungsspalte angefahren worden. Von Mitterberger »Tonschiefer« (Phyllit) eingeschlossen und deutlich geschichtet, fiel es äußerst flach gegen N. Ziemlich nahe in seinem Hangend scheint sich der schon dem Werfener Niveau angehörige »grüne Schiefer« gezeigt zu haben (114, p. 286, 291). Das zweite Vorkommen hat sich im Walburgastollen des Kupferbergbaues Bürgstein (NW St. Johann) ungefähr 330 *m* von seinem Mundloch entfernt, gefunden; es wies schöne Schichtung, etwa 2 *m* Mächtigkeit und flaches S-Fallen (114, p. 295 u. Taf. IX, Fig. 29) auf.[1]

---

[1] Vgl. p. 165, Fußnote 1.

d_2) Kalkige Pinzgauer Phyllite (Kalkphyllite), Kalke und Ankerite.

In die Einförmigkeit der Pinzgauer Phyllitserie, die das Gebiet zwischen dem Zeller See und dem Salzachquertale aufbaut, wird außer durch das Vorkommen von Erzen und metamorphen Eruptivgesteinen (Grünschiefern etc.) einige Abwechslung durch das Auftreten mehrerer kalkiger Gesteinszüge gebracht, die namentlich von kalkreichen phyllitischen Schiefern und Kalken und daneben lokal von metasomatisch aus letzteren entstandenem Ankerit, Siderit und Magnesit gebildet werden.

Indem sich nun diese kalkigen Gesteinszüge W der Salzach auf weitere Erstreckung verfolgen lassen, ermöglichen sie es auch, das sonst so eintönige Schiefergebirge in mehrere streichende Zonen zu zerlegen und einen Faltenbau desselben zu erkennen, der teils darnach, teils infolge der großen Breite und scheinbaren Mächtigkeit der Grauwackenzone auch von früheren Beobachtern — so zuerst von Pošepny (114, p. 272) und dann von Toula (165, p. 60), Schjerning (195, p. 125), Till (164, p. 334) und Buttmann (22, p. 12) — angenommen worden ist. Nachdem es uns im Gebiet zwischen Schwalbenwand (S Saalfelden), Langeck, Hundstein und Klingspitz gelungen ist, die streichenden Kalkzüge durch Auffindung querverlaufender Brücken (z. B. das Kalkband Klingspitz—Grünkopf) wenigstens stellenweise miteinander zu verknüpfen, ist hier die Zusammengehörigkeit, respektive Gleichalterigkeit dieser Kalke höchst wahrscheinlich geworden und ihre jetzige räumliche Verteilung als Ergebnis eines Faltungsvorganges enthüllt. Ob allerdings sämtliche in unserer Grauwackenzone zutage tretenden Kalke desselben Alters sind, ist eine andere Frage und natürlich durch obige Wahrnehmung noch nicht erwiesen. Immerhin mag man für die meisten dieser Vorkommen — wenigstens im Bereich W von St. Johann i. P. und Bischofshofen — ungefähre Äquivalenz als einigermaßen wahrscheinlich annehmen und von dieser Voraussetzung aus haben wir auch einige Profile durch die genannte Region zu entwerfen versucht. Dabei erscheinen die Kalkzüge teils als Mulden — so beispielsweise am Eschenauer Kopf, Hochglockner[1] und Hundstein —, teils als von Phylliten im Liegend und Hangend konkordant eingeschlossene Bänder, welche mitunter, wie es schon Toula (165, p. 60) und Buttmann (22, p. 39) vermutet haben, einen isoklinalen Verlauf zeigen. Daß aber die Kalkgesteine etwa stellenweise, wie gleichfalls die beiden genannten Geologen (165, p. 60; 22, p. 12) in Erwägung gezogen, antiklinale Aufbrüche oder Gewölbekerne bilden könnten, dafür haben wir nirgends einen Anhaltspunkt gefunden, sondern müssen im Gegenteil diese Deutung nach unseren Beobachtungen ablehnen, ebenso wie jene Vaceks (177, p. 622), daß der von Goldegg über den Eschenauer Kogel und der vom Salzachknie über den Hochglockner in den Putzengraben streichende Kalkzug »echte Klippzüge« älterer Kalkschiefer (von Vaceks »Kalkglimmerschiefergruppe«) seien, die hier mitten aus sie diskordant überlagernden Silurschiefern aufbrechen sollen.[2]

Unter dem Gesichtspunkte der eventuellen Zusammengehörigkeit aller der Kalkzüge in der Grauwackenzone zwischen dem Zeller See und Quertale der Salzach müßte für die Beurteilung ihrer stratigraphischen Position namentlich der Umstand Berücksichtigung finden, daß, wie die übrigen kleinen Spateisensteinlager dieser Region auch jenes am Dientner Nagelschmiedpalfen metasomatisch aus dem Kalk hervorgegangen ist und so die in den schwarzen graphitoidischen Tonschieferlagen dieses Erzvorkommens bekannt gewordenen pyritisierten Obersilurversteinerungen als Hinweis auf ein obersilurisches oder doch auf ein silurisches Alter der Grauwackenzone-Kalke des E-Pinzgaues und Pongaues zu werten seien (vgl. auch 145, p. 283). Nachdem das erwähnte Fossilvorkommen von Dienten aus einem vor seiner epigenetisch Umbildung vorherrschend kalkig gewesenen Eisenspatkomplexe stammt, dürfte zu seiner näheren Besprechung wohl auch in diesem Abschnitte die geeignete Stelle sein.

In den Jahren 1844 und 1845 entdeckte der Bergverwalter J. v. Erlach in einem durchschnittlich 5 bis 6 Zoll mächtigen und von schwarzen, graphitartig-mürben und Pyritknollen führenden Tonschiefern gebildeten Zwischenlager des Sideritvorkommens am Nagelschmiedpalfen bei Dorf-Dienten (vgl. p. 141), welches damals tagbaumäßig ausgebeutet wurde, die später so oft erörterten (23, 27, 36, 56, 60, 93, 104, 105, 121, 143, 144, 145, 151, 155), ganz aus Schwefelkies bestehenden Versteinerungen.

---

[1] Hauer betrachtet in seinem »Alpendurchschnitt (62, p. 314, Profil Taf. III) den Kalkzug des Hochglockners (»Glingelbergs«) als einen nach »oben offenen Fächer«, worunter er hier eine Synkline zu verstehen scheint.

[2] Eine ähnliche Idee ist gelegentlich auch von Stark (149, p. 21) geäußert worden, der die Möglichkeit, daß es sich da im Dientner Profil um aus der Tiefe auftauchende Klammkalke handle, erwog.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Zuletzt und am eingehendsten hat sich Stache mit dem Dientner Obersilur beschäftigt und es auf Grund einer sorgfältigen Überprüfung des gesamten Petrefaktenmaterials als Grenzzone der Barrandeschen Stufen Ee_1 und Ee_2 oder als Basis der letzteren festgestellt und nach der häufigsten Gattung als »*Cardiola*-Horizont« angesprochen.[1] Die von ihm (146, p. 123) mitgeteilte Versteinerungsliste lautet:

Cardiola aff. *pulchellae* Barr., *C.* cf. *amplians* Barr., *C. interrupta* Sow., *C. fluctuans* Barr., *C. bohemica* Barr., *C. insolita* Barr., *C. Haueri* n. f., *C. Erlachi* n. f., *C. subfluctuans* n. f., *Dualina longiuscula* Barr., *D. Lipoldi* n. f., *D. rotundata* n. f., *Tenka alpina* n. f., *Spanila cardiopsis* Barr., *Atrypa* (?) cf. *navicula* Barr. *Orthoceras* cf. *duplex* Wahlb., *O. fasciolatum* Barr., *O. dorulites* Barr., *O. serratulum* Barr., *O. novellum* Barr., *O. semilaeve* Barr., *O. culter* Barr., *O. confraterum* Barr., *O. infundibulum* Barr.

Außer am Nagelschmiedpalfen hat Erlach unter ganz ähnlichen Verhältnissen auch in der benachbarten Sommerhalsgrube bei Dienten (vgl. p. 141) ein paar offenbar dem gleichen Silurniveau angehörige Fossilspuren (so von Orthoceren) aufgefunden, über die aber nichts Näheres bekanntgeworden ist (60, 93, 104, 146). Ferner sind von Gümbel (55, p. 385) *Cardiola*-ähnliche Versteinerungen in einem grünlichen Tonschiefer der Zwischenschichten des eisenspätigen Kalkes im Tagbaue am Kollmannsegg E von Dienten und endlich von uns nicht näher bestimmbare Krinoidenstielglieder in dem ziemlich dunkelgrauen, etwas gebänderten Kalke, welcher unmittelbar N unter dem Gipfel des Hundsteins (NE Bruck-Fusch) sichtbar ist, und im grauen eisenschüssigen Kalk unmittelbar NE vom Grünkogel (SW Dienten) angetroffen worden. Nachdem Ohnesorge (107, p. 373) am Kitzbühlerhorn in ähnlichen, schwärzlichen Kalken des (unteren) Obersilurs neben Brachiopoden und einem Trilobitenpygidium ebenfalls Krinoidenstielglieder beobachtet hat, ist es einigermaßen naheliegend, auch dem Hundsteinkalk obersilurisches Alter zuzusprechen.

Die Verteilung der Kalkzüge, die zwischen dem Zeller See und Salzachquertale in der »Grauwackenzone« erscheinen und daher auch bisweilen als »Grauwackenkalke« bezeichnet worden sind (104, p. 130; 142, p. 165) ist aus unseren Kartenbeilagen (Taf. I. u. II.) zu ersehen.[2] Während in den nördlicheren dieser Bänder — etwa vom Hundstein-Langeggzug gegen N — der Kalk vorwaltet und nur stellenweise durch Ankerit und noch seltener durch Siderit und Magnesit ersetzt wird, sehen wir in den südlicheren Zügen zwischen dem Kuchlkopf (SE Hundstein) und Salzachknie den Kalk häufig von Kalkschiefern und kalkhaltigen Phylliten begleitet, welche sich namentlich an der Grenze des eigentlichen Kalkes gegen seinen liegenden Pinzgauer Phyllit einstellen und durch Ansteigen des Kalkgehaltes einen allmählichen Übergang vom kalkfreien phyllitischen Schiefer bis zum typischen Kalk herstellen können. Die weitgehende und auch von Stark (l. c.) betonte lithologische Übereinstimmung dieser kalkigen Phyllite mit den Kalkphyllitgesteinen der Tauern[3] muß ihre Bezeichnung als »Kalkphyllite« von rein petrographischen Standpunkte aus als vollkommen gerechtfertigt erscheinen lassen (36, p. 125; 133, p. 285). Zuweilen nehmen unsere paläozoischen Kalkphyllite im Raum zwischen Kuchlkopf und Salzachknie durch Aufnahme von Chloritschuppen, die vermutlich auf einstige tuffige Beimengungen zurückgehen, die Beschaffenheit von grünfarbigen »Kalkchloritschiefern« (22, p. 22; 164, p. 327 bis 329) und besonders von Kalkgrünschiefern (vgl. p. 151) an. Magnesite sind in dieser südlicheren Region häufiger als weiter im N, wogegen hier die Ankerite und Siderite fast gänzlich fehlen.

Im Folgenden sei zunächst eine petrographische Charakterisierung der kalkhaltigen Gesteinstypen der Grauwackenzone W der Salzach versucht, wobei wir mit den schwachkalkhaltigen beginnen.

Schwach kalkhaltige Phyllite (kalkphyllitartige Pinzgauer Phyllite), durch geringen Kalkgehalt vom typischen Pinzgauer Phyllit unterschieden, hell- bis dunkelgrau, auch grünlichgrau bis graulich- oder gelblichgraugrün, dünnblätterig, mitunter ebenschiefrig, (am Querbruch) fein- bis dichtsandig,

---

[1] Die 1890 (146, p. 121) von Stache für den Bd. XVI der Abhandl. d. Geolog. R.-A. angekündigte paläontologische Darstellung der Dientner Silurfauna ist leider nicht zum Erscheinen gelangt.

[2] In der Salzachklamm oberhalb von Schwarzach ist der aus Kalk und Kalkphyllit bestehende Zug der Pinzgauer Phyllitzone fälschlich von Wagner (186, p. 48) als »Radstädter Kalk und Schiefer« gedeutet worden, nachdem bereits früher Lipold (93, Taf. III, Prof. XVIa bis b) den Buchberg bei Lend als »Radstädter Kalk« ausgeschieden hat. Allerdings hat er dabei vermutlich mehr eine gewisse Ähnlichkeit desselben mit dem »Klammkalk« als mit dem mesozoischen Kalk der Radstädter Tauern vor Augen gehabt.

[3] Nur sind die Tauernkalkphyllite etwas stärker metamorph.

Schieferungs-(Schichtungs-)flächen serizitisch glänzend. Kalkgehalt entweder diffus verteilt oder zu kleinen (zirka $^1/_2$ bis 3 *mm* großen) Kalklinschen oder kurzen, blättrigen Lagen, die zwischen die übrige Schiefermasse eingeschaltet sind, angereichert. Grünliche Farbtöne sind durch dem Serizit beigesellten Chlorit, gelbliche durch Epidotbeimengung bedingt.

Wir haben solch schwach kalkhaltige Phyllite u. a. beobachtet: Neben dem Bahnwärterhäuschen 671 *m* bei Unterstein (Haltestelle Eschenau), zwischen Taxenbach und Lend, an der Fahrstraße im untersten Dientner Tal (E Eschenau), am Salzachgehänge unmittelbar W von der Dientenbachmündung, an der Reichsstraße zwischen letzterer Stelle und Lend und am Knie der Straße Bischofshofen—Mühlbach unter dem Götschenberg (NW Außerfelden) an der Grenze des dortigen Kalk-Ankeritlagers gegen den schwarzen Pinzgauer Phyllit. Als etwas eigenartige Varietät sei noch ein dunkelrot-violettgrauer kalkighämatitischer Phyllit aus dem direkten Liegend des Kalkzuges unmittelbar S des Brunkogels (N Schwalbenwand, NW Hundstein) angeführt, der unter dem Mikroskop Quarz, Serizit, Kalzit, Hämatitpigment und akzessorischen Chlorit, Albit und Orthoklas zeigt.

Kalkphyllite (Pinzgauer Kalkphyllit), durch Zunahme des Kalkgehaltes in »Kalkschiefer« oder »Phyllitkalk« übergehend. Von der vorhin besprochenen Type durch stärkere Kalkführung verschieden, verhalten sie sich im übrigen ähnlich wie diese. Sie sind hell- bis dunkelgrau, ja infolge kohlig-graphitoidischen Pigments mitunter geradezu schwarz oder durch Chloritbeimengung graugrün und dann als »serizitisch-chloritische Kalkphyllite« und bei stärkerer Zunahme von Chlorit und Quarz als »Kalkchloritschiefer« (22, p. 22) zu bezeichnen. Wie der Querbruch zeigt, ist der Kalk oft in dichten oder feinkörnigen zirka 1 *mm* bis 1 *cm* starken Lagen oder Linschen zwischen den Phyllitstraten angereichert. Auftreten kleiner limonitisierter Pyritwürfelchen macht manche Vorkommen (z. B. Mahdergraben SE Hundstein) gewissen kalkhaltigen Pyritschiefern der Radstädter Tauern ähnlich. Die Verbreitung von Kalkphylliten in der Pinzgauer Phyllitzone W des Salzachquertales ist aus der geologischen Kartenskizze (Taf. I. u. II.) zu ersehen.

Die Kalke (»Grauwackenkalke«), welche durch weitere Zunahme des Kalkgehaltes aus den Kalkphylliten allmählich hervorgehen oder ohne Zwischenschaltung von solchen den eigentlichen Pinzgauer Phylliten eingelagert sind, erscheinen vorherrschend dunkel-(blau- bis schwärzlich-)grau bis mittelgrau, zuweilen auch — z. B. am Hochglockner, bei Götschengut (SW Bischofshofen), an der Schwalbenwand (NW Hundstein) und E von der Klingspitz (SW Dienten) — lichtgrau bis hellgelblichweiß oder auch lokal — so unmittelbar W unter dem Kamm zwischen Schwalbenwand und Brunkogel — weißlichgrau und hellrosa geflammt. Durch Wechsel hellerer und dunklerer Nuancen kommt nicht selten eine Art Bänderung zustande (»Bänderkalk«). Infolge feinkörnig-krystalliner Struktur nehmen die Kalke zuweilen marmorartigen Charakter an. Je nach der Dicke ihrer von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern schwankenden Schichtlagen erscheinen sie dünnschiefrig, respektive -schichtig oder dickbankig. Die Regel sind ebenflächige »Plattenkalke«. Gewöhnlich sind Schicht- und Schieferungsflächen identisch, ausnahmsweise aber (Vorkommen im Palfenwald im unteren Dientner Tal, NE von von der Schweizerhütte N von Lender Buchberg) schneiden sie sich unter spitzem Winkel. Diese Flächen pflegen mit serizitischen (»Glimmerkalk«, »Glimmermarmor«) oder auch mit schwärzlich abfärbenden, kohligtonigen Häuten belegt zu sein und weisen häufig auch eng und parallel gestellte Striemen (Streckungsstriemen oder Feinfältelung) auf. Die gestreckten und holzscheiterartig zerfallenden Kalke bei der Salzachbrücke zwischen Lend und Schwarzach und des Palfenwaldes (ESE Eschenauerkogel) und Buchberges (N Lend) erinnern lebhaft an die Klammkalke.

Dünnschliffdiagnose (Schliff Nr. 153) eines dunkelgrauen Bänderkalkes des Eschenauerkogels (NW Lend): Struktur feingranoplastisch. Die ziemlich kleinen Kalzitkörner nur zum Teil krystallographisch, oft unregelmäßig begrenzt und deutliche Zwillingslamellierung zeigend. Stellenweise feine Serizitschüppchen sichtbar. Nicht selten krystallographisch wohlumgrenzte akzessorische Albite vorhanden, die mitunter die Kalzitkörner an Größe übertreffen. Sporadisch Hämatit, Limonit und Rutil.

Ankerite treten in unserem Pinzgauer Phyllitgebiet als häufige Begleiter der Kalke und Siderite, seltener — so beim Schwefelhäusl etwas S von der Ferolisäge im Dientner Graben — als solche von Magnesit auf.[1] Ihre Färbung in frischem Zustand dunkel-(bläulich-) bis weißlichgrau, in verwittertem rostig, ihre Struktur bald dicht, bald fein- oder grobspätig und in letzterem Falle zuweilen von pinolitisch-sprenkeligem Aussehen. Einzelne unserer Ankeritaufschlüsse zeigen noch die Bankung des Kalksteins,

[1] Auch als Gangmineral der Mitterberger Kupferkieslagerstätten (vgl. p. 141).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

aus dem sie metasomatisch hervorgegangen (z. B. am Vorder-Kühbühel S Saalfelden), oder erweisen sich (z. B. am Sattel S von P. 1170 S Althaus [WNW Hochglockner]) nach verschiedenen Richtungen von Quetschflächen (zum Teil mit Serizithäuten belegt) durchsetzt.

Außer der bereits erwähnten seien noch folgende Ankeritvorkommen im Gebiete zwischen Zeller See und Salzachquertal genannt: S vom Brunkopf (N Schwalbenwand), am Urschlaubach zwischen Alm und Hintertal (bei Viehhof und Pirnbach), auf dem Natrunberg und Pfanneggkopf (W Hintertal), an verschiedenen Stellen des Dientner Grabens (Berg-Dienten, Nagelschmiedpalfen, im unteren Kesselgraben NE Dacheben), am Kollmannsegg und Ahornsteinkopf, am Gamskogel (1736) N von Lend, am Wengerbach E Goldegg-Weng, im Tale W von Gehöfte Scheideger (NW Mühlbach), beim Brennerlehen (E Mühlbach) und am Götschenberg (SW Bischofshofen).

Eine viel geringere Rolle als W der Salzach spielen die Grauwackenkalke und Ankerite E davon.

Hier treffen wir zunächst als die Fortsetzung des sich zum großen Salzachknie senkenden Hochglocknerkalkes einen wenig mächtigen Kalkzug, der sich von Grub (an der Straße S St. Johann [37, p. 3]), hier an seiner N-Seite in serizitischen Kalkschiefer übergehend, zum Gehöfte Taurach (1028) und gegen den Dradeggwald (E Plankenau, hier mit Ankerit und Siderit verknüpft) erstreckt, um sich dann weiter NNE-wärts, durch Erosion und Faltung in einzelne Lappen aufgelöst, an den S-Fuß des Rettensteins an und über der Straße St. Johann—Wagrein und noch weiter in die Region des Ginaugrabens (75, p. 30) verfolgen zu lassen.

Zwei zum Teil kalkige Ankeritblöcke ziemlich geringen Umfanges haben wir ein wenig NE von der Lackenkapelle im Hinter-Ascheggwald (N Wagrein) und etwas NW von Hub zwischen Wagrein und Schweighof — angetroffen.

Einige schmale Kalkzüge sind in den das W-Gehänge des Buchbergs (1150 *m*, SE Bischofshofen) bildenden Pinzgauer Phyllit eingelagert, so ein hellgelblichweißer, dünnschichtig-marmorartiger Kalkstein SSW von Reith an der NW-Seite des Buchberggipfels, ein weißer bis hellgrauer, stark dolomitischer Kalk von brecciös-ruscheliger Beschaffenheit und bräunlicher Verwitterungsfarbe zusammen mit dunklerem, feinkörnigem Kalk etwas SE vom Gehöft Gut-Stein und endlich ein von Nagler im Salzachtal bis über Trigler emporsteigendes Band von gleichfalls dunkelgrauem, dünn- und ebenbankigem Kalk.

An der S-Seite des Biberbaches SE von Radstadt ragt aus den quarzreichen Pinzgauer Phylliten, die das tiefere N-Gehänge des Vorder-Foga-(Fager-)berges bilden, E vom Kasparbauern (respektive Waierlehen) und SE von Lobner (respektive Trinkerlehen) eine weithin sichtbare kalkige Felswand auf, die nach unserer Ansicht als paläozoischer Grauwackenkalk angesehen werden muß (170, p. 6, 7). Frech (33, p. 22) hat sie irrtümlich für einen Triasdolomit gehalten, während sie Vacek (182, p. 388) wohl richtig als krystallinen Marmor charakterisiert hat, den er aber abweichend von uns zur »Granatglimmerschiefergruppe« der Schladminger Tauern rechnet. Das Gestein ist nach unserer Beobachtung ein hellgrauer oder auch gelblichweiß und blaßrosa gebänderter, feinkörniger bis grobspätig-marmorartiger Kalkstein, in dem gelbliche oder grünliche Serizithäute eine Bankung (Schichten von einigen Millimetern bis zu 1 *dm* stark) verraten.

Unter dem Mikroskop (Schliff Nr. 135) sieht man neben dem herrschenden Kalzit und dem Serizit mitunter auch akzessorisch ± krystallographisch begrenzte und verzwillingte Albitkörner, die jedenfalls im Marmor entstanden sind, ferner auch etwas Quarz, Pyrit, Siderit (?) und sporadischen Titanit. Struktur dieses »Epimarmors« (Grubenmann) grano- bis schwachlepidoblastisch.

Nicht weit NE von dem eben besprochenen Vorkommen erscheint ein wenig SW vom Maierlehen, respektive W vom Lobner zwischen einem kleinen Schuppenspan von Mandlingdolomit und den N darüber folgenden kieseligen Werfener Schichten des Mandlingzuges, deren Basis er hier wohl zugehört, ein ziemlich geringfügiger Felsblock von mittelgrauem und auch hellfleisch- bis rosarotem Kalk (170, p. 7). Er ist sehr feinkörnig, dünnschichtig und infolge starker Quetschung von zahlreichen kalziterfüllten Sprüngen durchzogen.[1]

Eine große linsenförmige Einlagerung von vermutlich silurischem Kalk und Ankerit tritt an der Waltersbachwiese ächst der Karalpe N vom Roßbrandgipfel aus dem Pingauer Quarzphyllit zutage. Frech (33, p. 28) hat sie fälschlich für eine Einfaltung von Triasdolomit angesehen. Der Kalk ist dunkel- bis hell-(weißlich- oder gelblich-)grau, oft gebändert, ziemlich dünnbankig und feinkörnig-krystallin (marmorartig) Die zum Teil holperig-welligen Schichtflächen weisen feinen Serizitbelag und schwache parallele Fältelungs-, respektive Streckungsstreifen auf. Der Ankerit, in den der Kalkstein übergeht, hellgrau und feinkörnig und stellenweise von dünnen (zirka $^1/_2$ bis 1 *cm* breiten) Adern mit weißem, spätigem Ankerit durchzogen. Von untergeordneter Bedeutung ist hier ein bräunlichgrauer, dünnplattig-serizitischer Kalkschiefer.

Bei seinem Austritt in das Ennstal durchschneidet endlich der Mandlingbach eine relativ ansehnliche Kalk- und Ankeritmasse in der Art, daß sich ihr weitaus größerer Teil zwischen der Bahnstation Mandling und dem Mandlingtal ausdehnt, während auf dessen Ostgehänge nur eine kleine Partie davon zu liegen kommt. Offenbar handelt es sich um eine im Pinzgauer Phyllit auftretende linsenartige Einlagerung vermutlich silurischen Alters, so wie bei der Karalpe am Roßbrand oder bei der Dientner Nagelschmiede (33, p. 8, 9). Der mittelgraue, bräunlich verwitternde Kalkstein zeigt vorwiegend feinkörnig-krystalline Struktur und auf den meist ziemlich dünnen Schichtbänken silbergrauen Serizitbelag. Durch innige Übergänge ist der Kalk mit dem Ankerit verknüpft, der die Hauptmasse des ganzen Lagers bilden dürfte.

---

[1] Habituell erinnert obiger Kalk den von Ohnesorge (107, p. 373) am Kitzbühlerhorn festgestellten »blütenroten Orthocerenkalk« des höheren Obersilurs.

e) Magnesite.

Für die Magnesite unserer Salzburgischen Grauwackenzone ist jedenfalls ganz analog wie für die steirischen mit Redlich (120) metasomatische Entstehung aus paläozoischen Kalklagen und -linsen anzunehmen. Daß aber als ihre »Erzbringer« die in den genannten Gebirgszug häufigen basischen Eruptiva (Grünschiefer etc., vgl. p. 142 ff.) zu gelten hätten (120, p. 12; 22, p. 21), erscheint uns deshalb äußerst fraglich, da diese Magmaförderungen offenbar im Paläozoikum (respektive Silur, vgl. p. 143) erfolgt sind, während verschiedene Gründe für ein wesentlich geringeres (eventuell oberkretazisches oder gar alttertiäres) Alter der Bildung wenigstens eines Teiles der Erzlagerstätten in der Pinzgauer Phyllitzone und ihren Nachbargebieten (Fürbach bei Wagrein, Hölln bei Werfen, vgl. p. 140, 142, 189) sprechen.

Wie nachdrücklich die von manchen (46, p. 346, 351; 68, p. 238, 250; 83, p. 62) vertretene Ansicht, welche nach dem gelegentlichen Auftreten von Versteinerungen des Karbons, respektive Unterkarbons in den nordsteirischen Magnesiten alle derartigen Bildungen der Grauwackenzone für epigenetisch veränderte Kalkablagerungen dieser Formation erklären will, abgelehnt werden muß, zeigen die kürzlich von Heritsch (71, p. 151) gemachten Funde altpaläozoischer (vermutlich devonischer) Korallen innerhalb des bislang als Karbon geltenden Komplexes des Sunker Magnesites bei Trieben. Nach unserem Ermessen dürften die in unserem Aufnahmsgebiet festgestellten Magnesite altpaläozoisch, respektive im wesentlichen silurisch, eventuell obersilurisch sein, eine Altersdeutung, der für die Vorkommen bei Goldegg und Dienten übrigens schon Vacek (177, p. 621, 622), Fugger (36, p. 129) und Buttmann (22, p. 9, 21) Ausdruck gegeben haben.

Es handelt sich um Blöcke und Linsen von meist recht geringer Größe, die in dunklem Pinzgauer Phyllit, Kalkphyllit oder Grauwackenkalk auftreten und zum Teil auch mit Ankerit und Siderit innig verknüpft sind. Weißlich, grau oder weißgrau gebändert, weisen sie bald klein-, bald grobspätige Struktur und bei Gehalt von toniger Zwischensubstanz pinolitische Beschaffenheit auf.

Die in unserem Kartierungsbereich W der Salzach bekanntgewordenen Magnesitblöcke und Linsen sind des Wesentlichen in unseren Kartenbeilagen verzeichnet.[1] E des Salzachquertales nimmt die Häufigkeit des Magnesites — der W-Region gegenüber — in auffälliger Weise ab. Die wenigen bisher hier aufgefundenen Vorkommnisse sind: im dunklen Pinzgauer Phyllit ein großer Block unmittelbar an der Ostseite des Tertiärlappens zirka 600 *m* N von der Wagreiner Kirche und ein kleinerer etwas W von Hub WSW von Schwaighof (NE Wagrein), ferner ein geringfügiger im Radstädter Quarzphyllit etwas NE von der Ahornkarhütte (SE Wagrein) unmittelbar S des dortigen mesozoischen (Radstädter) Kalkzuges. Schließlich haben Zepharovich und Rumpf (124, p. 313; 125, p. 265) das gelegentliche Auftreten von Magnesitkrystallen in einer Eisenerzgrube bei Flachau — vermutlich der von Nestelbichl bei Thurnhof — erwähnt.

f) Erze.

Seit altersher ist die Salzburgische Grauwackenzone durch ihren Reichtum an Erzvorkommen und zwar an Eisen- und Kupfererzen berühmt, wenngleich leider nur wenige derselben in größeren, einen anhaltigen Abbau verlohnenden Lagerstätten auftreten.

Während die Kupfererze stets in Gängen, respektive als Imprägnationen der diese umschließenden Schiefer, begleitet von Quarz und Karbonaten, vorkommen, erscheint das vorwiegend als Siderit (sekundär auch als Limonit) entwickelte Eisenerz nur zum Teil gangartig, mit Vorliebe aber in Form metasomatischer, aus paläozoischem Kalk hervorgegangener Lager oder Linsen, in denen wir auch häufig Ankerit und verwandte Karbonate daran geknüpft sehen (85, p. 455; 190, p. 399).

Während Bleeck (11, p. 369) das Erzmaterial unserer Lagerstätten, speziell der Mitterberger Kupferkiesgänge, auf juvenile Thermallösungen zurückführen wollte, die anschließend an die Intrusion des Tauernzentralgneises emporgedrungen seien,[2] hat sich Buttmann (22, p. 72 bis 74) nach unserem

---

[1] Auf einige dieser Vorkommen, insbesondere in der Gegend von Goldegg-Weng und Schwarzach-St. Veit hat uns Herr Professor K. A. Redlich aufmerksam gemacht, wofür ihm hier nochmals gedankt Literaturangaben über einzelne Magnesite dieser und der Dientner Region finden sich namentlich in 22, 36, 46, 47, 118, 126, 164, 177.

[2] Nach diesen uns nicht annehmbaren Vorstellungen Bleecks hätte die Intrusion des Tauernzentralgneises auch die krystalline Beschaffenheit der Pinzgauer Phyllite und Grauwackenschiefer durch eine »Piezokontaktmetamorphose« bewirkt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Dafürhalten mit vollem Recht dagegen ausgesprochen. Er möchte diejenigen basischen Magmaförderungen, deren metamorphosierte Gesteine uns in den vielen Amphiboliten, Grün- und Chloritschiefern dieser Region vorliegen, insoferne als die Erzbringer betrachten, als in ihrem Gefolge aufsteigende thermale Minerallösungen die Eisen- und Kupferverbindungen an den Gebirgsspalten abgesetzt hätten (vgl. auch 119, p. 12). Diese Hypothese würde, nachdem ja jene metamorphen basischen Eruptiva offenbar dem Paläozoikum (eventuell Silur) angehören, ungefähr auch ein solches hohes geologisches Alter für die Erzbildung beinhalten. In einen wesentlich jüngeren Zeitpunkt verlegt sie — wenigstens zum Teil — hingegen Ampferer (199, 1. Fortsetzung, p. 54 bis 56), indem er das Emporsteigen der erzliefernden, von Gasen begleiteten heißen Lösungen besonders auf Zerreißungsspalten zurückführt, die bei einer »Verschluckung« der Grauwackenzone gegen die Teufe unter gleichzeitigem deckenförmigem Abgleiten deren hangenden kalkalpinen Mesozoikums in prägosauischer, d. h. unterkretazischer Zeit hier entstanden seien.[1] Doch will er, wenn er sich damals den Hauptteil der Erzvorkommen in Grauwackenzone und benachbarter Kalkalpentrias geschaffen denkt, damit »keineswegs etwa das Vorhandensein älterer oder auch jüngerer Erzlagerstätten, die davon unabhängig sind, irgendwie bezweifeln«. Auch uns will es fast erscheinen, daß man anknüpfend an diese von Ampferer entwickelten Vorstellungen die Erzlagerstättenbildung in der Pinzgauer Phyllitzone und ihrer nördlichen (Hölln bei Werfen, vgl. p. 189) und südlichen Nachbarschaft (Fürbach bei Wagrein, vgl. p. 142) wenigstens zum Teil in die Zeit der großen rel. jugendlichen Deckenbewegungen der Alpen versetzen könnte.

Als Begleiter von Eisenerzen finden sich nicht selten in der Grauwackenzone eisenschüssige Schiefer (»Eisenschiefer«), die früherer Zeit in der Flachauer Hütte und in der Konkordiahütte in Sulzau als »Zuschlagschiefer« bei der Eisengewinnung verwendet worden sind und sich petrographisch als ebenschiefrige bis dünnplattige, harte, kieselige oder kalkige Tonschiefer (Tonkieselschiefer, Kalkschiefer) von 4 bis 20% Eisengehalt charakterisieren lassen; im frischen Zustande besitzen sie eine dunkelblaue bis violettgraue, in verwittertem eine rotbraune Farbe (vgl. 93, p. 376).

Von einer Aufzählung oder gar Besprechung der zahlreichen, oft ganz unbedeutenden Eisen- und Kupfererzvorkommen, die sich in unserer Pinzgauer Phyllitzone, teils W, teils E des Salzachquertales vorfinden, müssen wir hier absehen, da dies weit über den Rahmen unserer Abhandlung hinausgehen würde; wir können es um so leichter tun, als Angaben oder Hinweise wohl über die Mehrzahl derselben unlängst von Fugger (36), Buttmann (22) und Jäger (74, 75) zusammengetragen worden sind. Nur über die bekanntesten mag das Wesentlichste vermerkt werden:

A. Westlich des Salzachquertales.

Brand (Brandergang) am W-Gehänge des Salzachtales zwischen St. Johann und Bischofshofen (22, p. 43 ff.). Der Brandergang läßt sich durch Pingen und Ausbisse vom Salzachtal über die Gegend von Höch und Einödberg bis ins Mühlbachtal verfolgen und zeigt recht variables Fallen gegen S und N. Die Mächtigkeit dieses ganz den Mitterberger Kupferkiesgängen entsprechenden Vorkommens beträgt nach Buttmann wenige Zentimeter bis 4 *m*, der durchschnittliche Kupfergehalt zirka 1%. Spateisenstein und Ankererit spielen eine analoge Rolle wie bei Mitterberg.

Burgschwaiggang (22, p. 43 ff.), ein am W-Gehänge des Salzachtales vom Bergkopf gegen den Riedlinggraben ostwärts herabziehendes Gangvorkommen (NNW St. Johann), dessen Kupferkies leider hinter Schwefelkies stark zurücktritt. Gangmächtigkeit nach Buttmann zirka 2 *m*, Fallen mit 70° gegen N. Der Typus der Lagerstätte entspricht dem des gegen N benachbarten Brander- und auch des Mitterberger Gangzuges.

Burgsteingang (auch Bürg- oder Birgstein genannt; 21; 22, p. 67; 66, p. 215 bis 216; 114, p. 274, 293 ff. und Taf. IX, Fig. 29) am W-Salzachtalgehänge in dem vom Schleichkopf zum Balfner Dörfl (N St. Johann) herabziehenden Riedlinggraben und zwar an seiner N-Seite. Ein wenig ergiebig gewesener Kupfererzbau. Das Fallen der aus Quarz, Kalzit und Ankerit mit Pyrit und Kupferkies bestehenden Gangmasse ist teils steil nord-, teils steil südwärts gerichtet.

Kollmannsegg (22, p. 21; 36, p. 128, 133). An dieser ESE von Dienten gelegenen Höhe ist seinerzeit eine größere von Pinzgauer Phyllit und Grauwackenschiefer umschlossene Linse, die aus Ankerit, Mesitin und Siderit besteht, abgebaut worden. Der Eisenspat erscheint von Quarzadern und Kalzit durchzogen und beherbergt auch Breunnerit (Pistomesit), Eisenblüte, Aragonit und Bergkrystall. Jedenfalls handelt es sich hier um das bedeutendste Eisensteinlager des Dientner Talgebietes.

Mitterberg-Gangzug (22, p. 43 ff.). Er besteht aus mehreren am N-Gehänge des Hochkails aufsetzenden Gängen, welche bei ESE-Streichen unter zirka 60° südwärts fallen und dabei von zahlreichen Störungen (Sprungverwerfungen, Blättern

[1] Während Amferers Hypothese die Spaltenbildung, das Aufsteigen der heißen Gase und Lösungen und die Vererzung in einen ursächlichen Zusammenhang zu setzen trachtet, hat Bergeat (150, p. 527, 571) die Bildung der Kupfererzgänge unserer Grauwackenzone wohl als eine »hydatogene«, durch wässerige Lösungen zustande gekommene bezeichnet, aber dabei als in ursächlicher Unabhängigkeit von der Gangspaltenentstehung stehend.

und Überschiebungen) betroffen sind. Die wertvollsten Erze sind Kupferkies und kupferhaltiger Schwefelkies. Nach den vorherrschenden Gangarten, als welche Quarz, Ankerit (meist pinolitartig) und Siderit in Betracht kommen, erweisen sich die Gänge gewöhnlich als »Doppelgänge«, indem sie einen älteren Quarz- und einen jüngeren Karbonat-(Ankerit-, Siderit-)gangteil unterscheiden lassen. Die Gangstruktur ist massig und bald symmetrisch, bald unsymmetrisch. Der Josefigang ist bei einer Erstreckung von 1500 *m* der längste. Über die Neben- oder Ganggesteine des Mitterberger Zuges (»Lagerschiefer«, »blauen Schiefer« und »wilden Schiefer«) vgl. p. 129 bis 130; über den »grünen Schiefer« (Werfener Schiefer) der Mitterberger Bergleute vgl. p. 167—168.

Nagelschmied-Palfen (22, p. 23; 36, p. 130). Am Nordende des Dorfes Dienten (zirka 1 *km* N der Kirche und etwas W Zachhof) tritt er als eine kleine Felsnase von E her — fast an der Talsohle — an den Dientner Bach heran. Hier wurde seinerzeit in einem heute verschütteten Stollen eine ziemlich geringfügige Linse von Eisenspat abgebaut, welche stellenweise auch in Kalk überging und von einem tiefschwarzen, mürben, graphitartig erscheinenden Tonschiefer unmittelbar umschlossen und auch durchzogen wurde. Fallen flach gegen NE. Der schwarze, dem Siderit zwischengelagerte Tonschiefer beherbergte die berühmtgewordenen, pyritisierten Obersilurfossilien (vgl p. 136).

Sommerhals (auch Sommerhalde, Sommerhalt oder Neuberg genannt; 36, p. 134). Dieses bei Dienten an der rechten Talseite anstehende Eisensteinvorkommen liegt am rechten Ufer des Sommererbaches nahe dem Grüneckbach in zirka 1240 *m* Höhe. Es besteht aus drei ehemals abgebauten Erzlinsen (Eisenspat mit Kupfer- und Eisenkies), welche N-fallend, so wie das Lager bei der »Nagelschmiede« vom schwarzen Schiefer eingeschlossen und durchsetzt werden, der auch ein paar Versteinerungsspuren geliefert hat.

B. Östlich des Salzachquertales.

Buchberg (22, p. 68). Der an diesem SE von Bischofshofen gelegenen Berg dunklem Pinzgauer Phyllit aufsetzende und mit 50 bis 70° N fallende »Buchberggang« wird gegenwärtig durch einen SW vom Buchberggipfel und NE vom Gehöfte Trigler in 875 *m* Höhe angesetzten Stollen aufgeschlossen. Er ist nach Buttmann 1 bis 4 *m* mächtig und leider durch Verwerfungen stark gestört. Die Gangfüllung besteht aus Kupfer- und Schwefelkies, Ankerit (oft pinolitartig aussehend), Siderit und Quarz und erinnert lebhaft an die der Mitterberger Gänge. 50 *m* W des Hauptganges hat man in einem Querschlag einen schmalen, rasch auskeilenden Quarzgang mit Magnetkies und zementiertem Kupferkies angetroffen. In früheren Zeiten sind am Buchberg — vermutlich unweit der heutigen Baue — Spat- und Brauneisenstein und Eisenschiefer abgebaut worden.

Floitensberg (27, p. 75; 46, Anhang p. 7) der »Ginau« (Ginaugraben) NW von Wagrein. Dieser Schurfbau auf Kupferkies ist etwa NNW vom Gehöfte Floitensberg und ESE vom Gehöfte Grub im dunklen Pinzgauer Phyllit wenig unterhalb eines Grauwackenkalkes angesetzt.

Hohenpriel (auch Hohenbriel und Hoher Briel; vgl. 74, p. 188, 223, 224; 75, p. 25, 46). Erloschener Tagbau auf Spat- und Brauneisenstein E ober dem Gehöfte Oberbichl (E St. Johann) und NW von der Höhe 1303 *m*. Das Erzlager fällt wie der es einschließende Pinzgauer Phyllit relativ flach gegen SSW Auch eisenhaltiger Zuschlagsschiefer wurde hier gewonnen.

Larzenbach (38, p. 400 bis 402; 114, p. 258, 274) N von Hüttau. Im untersten Teil dieses Grabens befand sich, zirka 600 *m* von seiner Mündung entfernt, am rechten Bachufer knapp neben dem Weg der Eingang einen Stollenbau, der eine hier im Pinzgauer Phyllit enthaltene erzreiche Quarzlinse auf Kupferkies ausbeutete.

Penkerötz (75, p. 30). Ehemaliger Bau auf Siderit am linken Gehänge des »Ginaugrabens« (NW Wagrein) in zirka 1050 *m* Höhe nahe dem Gehöfte Schwarzeneck (ENE Ellmau). Der von viel Quarz und Kalzit durchsetzte, aber ziemlich pyritfreie und zum Teil in Limonit umgewandelte Eisenspat bildete drei von Pinzgauer Phyllit und Grauwackenschiefer umschlossene linsenförmige Lager, welche samt ihrem Nebengestein vorwaltend flach (mit zirka 15°) nordwärts einfielen. Das mittlere Lager besaß eine Mächtigkeit von 3 *m*.

Rettenbachgraben (46, Anhang, p. 7; 75, p. 31, 32; 171). Die untere Hälfte des von der S-Seite des Rettensteins, bezüglich dem Nestlerriedl nach Filzmoos herabziehenden Hammer- oder Rettenbachgrabens verläuft in dunklem Pinzgauer Phyllit, in welchem eine gute halbe Stunde vom genannten Dorfe entfernt drei durch taube Zwischenmittel voneinander getrennte Eisenspatlager auftreten. Zwei davon fallen unter 50° nach N, das dritte widersinnig gegen S. Der Siderit ist zum Teil in Brauneisenerz übergegangen und durch Quarz, Kalzit, Eisen- und Kupferkies ziemlich stark verunreinigt.

Thurnberg (auch Thurmberg genannt; 74, p. 224; 75, p. 26, 46, 47; 171). Dieses mit dem es umschließenden Pinzgauer Grauwackenschiefer südwärts (nach Jäger unter zirka 28°, nach unserer Beobachtung bis zu 40°) einfallende Eisenerzlager erscheint etwa 2 *km* N von Flachau am rechten Talgehänge bei Nestelbichl (unmittelbar E Thurnhof). Es besteht hauptsächlich aus Pistomesit ($MgCO_3 + FeCO_3$), der untergeordnet auch von Siderit und Ankerit begleitet und reichlich von relativ großen Eisenglimmertafeln durchwachsen wird. Als Verwitterungsprodukt erscheint Brauneisenstein. Wegen seines relativ niedrigen Eisengehaltes, der häufigen Beimengung von Pyrit und seiner Störung durch zahlreiche Klüfte hat dies Lager trotz der Nähe des ehemaligen Flachauer Hochofens nie besonderen Anwert finden können.

Im Gegensatz zu der Pinzgauer Phyllitzone sind Erzvorkommen im Bereiche der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe, respektive der nördlichen Radstädter Tauern überhaupt nur äußerst selten und auch fast nirgends von praktischer Bedeutung geworden.[1]

---

[1] Dagegen sind die weiter ostwärts mit der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe verbundenen Schladminger Gneisgesteine wieder häufiger durch Führung von Erzen ausgezeichnet, als welche wir beispielsweise die Kupfer- und Fahlerze am Seekarspitz N von Obertauern (27, 55, 182), wie die Kobalt- und Nickelerzgänge (sogenannte »Branden«) an der Neualpe, Vötternspitz und Zinkwand S von Schladming (46, 72, 137, 150) nennen wollen, die indessen schon außerhalb unseres Aufnahmsgebietes liegen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Dies kann höchstens von einem Eisensteinlager am Fürbach zirka 3 *km* SW von Wagrein gelten, das zwischen 1668 und 1795 zeitweilig in Abbau stand und die Flachauer Hütte mit Erz belieferte (74, p. 189 bis 196 und 223). Das Eisenerz stellt sich hier hauptsächlich am Kontakte eines zur Kleinarler Decke gehörigen Zuges von grauem bis gelblichem, mesozoischem Radstädter Bänderkalk mit dem ihn im N begrenzenden Radstädter Quarzphyllit ein und begleitet diesen meist ziemlich steil (E Fürbach mit zirka 80°) gegen S geneigten Kalk fast von seinem Ostende (bei der Koglalpe NW Grieskareck) an bis zum Fürbachgraben, fehlt aber allem Anschein nach W von diesem. Es handelt sich dabei um einen kleinspätigen Siderit, der häufig von Pyrit und Eisenglimmer (Hämatit) durchzogen wird. Dem metasomatischen Charakter des Lagers entsprechend, ist der Siderit oft innig mit dem Kalk verwachsen oder durch ankeritische Übergänge verknüpft und zuweilen noch in der Art des ursprünglichen Sediments gebankt. Der von seinem Mundloch, das am E-Gehänge des Fürbachgrabens liegt,[1] sanft ansteigende alte Hauptstollen ist im ganzen zirka 300 *m* lang und entsendet von seinem anfangs (durch 130 *m*) ENE- und dann E-wärts gerichteten Verlauf Querschläge nach beiden Seiten.

Hier mag auch Erwähnung finden, daß am Fürbach selbst, ganz wenig unterhalb jener Stelle, an der ihn der oberwähnte Radstädter Kalkzug quert,[2] ein einige Meter breites Sideritband mit E- bis W-Streichen und fast saigerer Stellung im schwarzgrauen (wohl Kleinarler) Quarzphyllit (respektive Serizitphyllit) sichtbar wird, desgleichen ein kleines spätiges Magnesitvorkommen am Fürbach unmittelbar oberhalb des Kalkzuges.

Endlich ist der unmittelbar an die S-Seite jenes kleinen Marmorvorkommens, welches gleich E unter dem Kammpunkt 1859 *m* zwischen Ennskraxen und Moosereck liegend, einmal zur Verwechslung mit Alabaster Anlaß bot, angrenzende Radstädter Quarzphyllit (Serizitphyllit) mit Kiesen bereichert (vgl. 172, p. 6, Fußnote 3).

Die in der nordalpinen Trias auftretenden Erzvorkommen sollen später im Zusammenhang mit dieser Formation besprochen werden (vgl. p. 161 ff.).

g) Metamorphe Eruptivgesteine, Tuffe und Tuffite.

Neben den kalkigen und anderen karbonatischen Bildungen bringen auch metamorphe Eruptiva und Tuffe eine gewisse Abwechslung in die sonst relativ einförmige Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone hinein und erscheinen auch an einigen Stellen innerhalb des Radstädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitkomplexes. Vorwiegend handelt es sich dabei um Gesteine basischer Natur, während uns solche sauren Charakters — Porphyroide — nur ganz vereinzelt bekanntgeworden sind, vielleicht zum Teil auch deshalb, da letztere wegen ihrer großen äußeren Ähnlichkeit mit den Serizitphylliten naturgemäß der Beobachtung ungleich leichter entgehen müssen als die dunkelfarbigen basischen Typen.

Zum ersten Male sind aus unserem Gebiete solche Gesteine (Chloritschiefer aus dem Salzachtal unterhalb Lend zusammen mit dem Lender »Serpentin«) 1802 durch Buch (20, p. 297; vgl. auch 55, p. 358; 164, p. 330; 193) erwähnt worden. Dann haben 1854 Lipold (92, p. 260; 93, p. 375, 376, Taf. III, Prof. XVI *a b*, $\alpha\beta$, XVII $\alpha\beta$; auch 114, p. 294) und Stur (153, p. 849) in den Phylliten W des Salzachquertales mancherorts (an der Straße zwischen Mühlbach und Bischofshofen und unter Forstreit, beim Wasserfall im Gainfeldgraben, am Dientner Schneeberg, an der Salzach abwärts Lend) Eruptiveinlagerungen konstatiert, die sie als »Diorite« und »dioritische oder grüne Schiefer« (unsere Amphibolite und Grünschiefer)[3] und »Chloritschiefer« ansprachen, desgleichen 1857 E. Sueß (62, p. 311) und Hauer (62, p. 314), namentlich im Hengsbachwald ober Reinbach (W St. Johann). Aberle verzeichnet in seinen geologischen Durchschnitten (1, Nr. 7 und 8) Chloritschieferzüge am Gehänge zwischen St. Georgen (W Taxenbach) und dem Hundstein, ferner am N-Ufer der Salzach bei Lend, im Hendlwald (N Lend) und am Ahornstein (S Kollmannsegg). 1884 entdeckte Wagner (186, p. 47) am rechten Salzachufer gerade gegenüber dem Untersteintunnel (N Embach) wie auch an der linken Talwand innerhalb des Serizitphyllites Einlagerungen von Hornblendegesteinen, die er als »Diorit« benannte, und Vacek (177, p. 613, 621; 30, p. 647) einen grünen Hornblendeschiefer im Wildbüheltale bei Wagrein, dann 1885 Toula (165, p. 61) einen Amphibolit oberhalb der zweiten Station des von Hintertal gegen den Filzensattel hinanführenden Kreuzweges und Fugger und Kastner (40, p. 37, Note 5) einen Chloritschiefer in einem Steinbruche am linken Salzachufer bei Hundsdorf (E Bruck-Fusch). Später (1906 bis 1913) haben noch auf das Vorkommen verschiedener metamorpher Eruptiv-, respektive Tuffbildungen im Pongauer Grauwackenzone- und auch im Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgebiet Ippen (73, p. 96, »Dioritschiefer« von Forstau), Till (164, p. 330, Chloritschiefer im Dientner Graben), Stark (148, p. 490, »Grünschiefer« mit

---

[1] Man erreicht es am besten, wenn man dem kleinen rechtsseitigen Nebengraben des Fürbachtales, welcher N von P. 1337 (d. i. bei der Brücke, auf welcher der von der Ahornkarhütte längs des Fürbachs zu Tal ziehende Weg von dessen linker auf dessen rechte Seite übersetzt) von NE herabkommt, etwa 100 *m* hoch emporsteigt. Da die Überschiebung des Radstädter Quarzphyllites über die Kleinarler Serie wohl frühestens in der Kreidezeit erfolgt sein dürfte, ist hier das jugendliche Alter des Erzlagers klar zu ersehen. Entsprechendes gilt auch für die Bildung des Eisenerzlagers von Hölln bei Werfen (vgl. p. 189).

[2] Bei der Brücke bei P. 1337 *m*.

[3] Daß es sich dabei um keine »Diorite«, sondern höchstens um ehemalige »Diabase« handelt, hat auch Buttmann (22, p. 33) betont.

Uralit im Dientner Profil), Trauth (149, p. 16; 172, p. 7, 42), Fugger (36, p. 125, grüne chloritische Schiefer im Dientner Tal), Sander (129, p. 227, »Porphyroid« am Roßbrand), Kober (84, p. 526) und Buttmann (22, p. 26, 32 ff., 35 ff., Chloritschiefer und als »Diabase« bezeichnete Amphibolite bei Mühlbach etc., Porphyroid [»Quarzporphyr«] bei Hüttau) hingewiesen.

Ein Vergleich der von Ohnesorge (107, p. 375) in den Silurphylliten (Wildschönauer Schiefern) der Kitzbühler Alpen aufgefundenen und von Spitz (141, p. 498) mikroskopisch untersuchten basischen Eruptiva mit den sozusagen ihre E-Fortsetzung darstellenden unserer Grauwackenzone ostwärts des Zeller Sees läßt bei letzteren im allgemeinen eine stärkere Verwischung des ursprünglichen Charakters, also eine fortgeschrittenere Umbildung zu Schiefergesteinen erkennen. Während Spitz dort noch häufig die Pyroxenminerale wahrnehmen und daher von quarzführenden und -freien Monzonitdiabasen, von Diabasen und Diabasporphyriten sprechen konnte (so im Saale-, Leogang- und Glemmtal), sahen wir E der Zeller See-Saalachsenke keine Augitgesteine mehr, sondern höchstens körnige Amphibolite und noch häufiger Grün-, Chloritschiefer u. dgl., eine Gesteinsgenossenschaft, die uns lebhaft an die durch Heritsch (67, p. 42 ff.) aus der Grauwackenzone des obersteirischen Paltentals bekanntgemachte erinnert.

Was nun die Lagerung der in unserem Aufnahmsbereiche auftretenden Eruptivbildungen anlangt, so scheinen sie jedenfalls gewöhnlich — und zwar namentlich die deutlich schiefrigen — den sie beherbergenden Phyllitgesteinen konkordant eingeschaltet zu sein (22, p. 33) und demnach als ehemalige Decken (Effusivdecken) oder eventuell auch als Lagergänge (Intrusivlager) betrachtet werden zu müssen. Eigentliche, also das Nebengestein quer durchsetzende Gänge haben wir zwar nirgends mit Sicherheit feststellen können, doch könnte dies wohl auch durch die für derartige Beobachtungen wenig günstigen Aufschlüsse unseres metamorphen Schiefergebirges begründet sein (vgl. 141, p. 498). Namentlich die noch einigermaßen massig erhaltenen Gesteinstypen könnten als eventuelle Ganggesteine in Betracht kommen.

Ihr Lagerungsverband und die deutliche Umkrystallisierung und Schieferung, welche unsere Eruptiva samt den sie einschließenden sedimentogenen Bildungen (Phylliten etc.) darbieten, läßt sie uns des Wesentlichen als mit diesen ganz oder doch mindestens zum Teil gleichalterig erscheinen; also in der Grauwackenzone zwischen dem Zeller See und der Schladminger Ramsau im allgemeinen als altpaläozoisch, respektive besonders silurisch, im Bereiche der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe eventuell sogar als präkambrisch oder kambrisch. Die von Kober (82, p. 36) ausgesprochene Ansicht, daß die von Redlich (120, p. 4) den anscheinend im Hangend der steirischen Grauwackenzone sichtbaren Porphyroiden (»Blasseneckgneisen«, vgl. 67, p. 110 ff.) gegebene Altersdeutung als Jungpaläozoikum (ursprünglich als Perm, jüngstens als »Karbon«) auch auf die recht geringfügigen Porphyroidvorkommen unseres Pinzgauer Phyllitzuges zu übertragen sei, dünkt uns einer genügenden Begründung zu ermangeln. Wir halten hier ihre Zuweisung zum Altpaläozoikum, dem wir auch die basischen Einschaltungen zurechnen, für viel wahrscheinlicher.

Bei der nun folgenden petrographischen Charakterisierung der metamorphen Eruptiva und Tuffe, respektive Tuffite unseres Gebietes beginnen wir mit den Porphyroiden, denen wir dann die basischen Gesteine, nach ihren wichtigsten Gemengteilen gruppiert, anschließen. Um gleichzeitig auch ein übersichtliches Bild der Verbreitung der einzelnen Typen zu geben, empfiehlt es sich, bei jeder die Vorkommen W des Salzachquertales, dann E desselben und schließlich S der Linie Salzachlängstal—St. Johann—Wagreiner Bach—Wagreiner Tertiärzug—Mandlingkette gesondert zu verzeichnen. Letzterer Region fallen natürlich auch die wenigen an die Radstädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe geknüpften eruptiven oder tuffogenen Schiefergesteine zu.

α) Porphyroide.

Saure metamorphe Eruptivgesteine dieser Art sind bisher in unserem Untersuchungsgebiet nur an ganz wenigen Stellen beobachtet worden:[1]

[1] Die von Lipold (93, p. 371 [Fig. 1], 379) als das die Werfener Schiefer unterteufende Hangend des Dientner Silurs erwähnte »schiefrige Grauwacke« halten wir mit Stache (144, p. 26; 145, p. 282) für ein aus weißen und rötlichen, etwas gestreckten Quarzkörnern und grünlichen bis grauen Serizitlagen bestehendes Phyllitgestein und nicht, wie es Ohnesorge (107, p. 375) vermutet hat, für einen Porphyroid. Und ähnlich verhält es sich auch mit dem von Bleeck (11, p. 367) als Nebengestein der Mitterberger Gänge geschilderten schiefrigen »Quarzporphyr (Porphyroid)«, der nach Buttmann (22, p. 18) einem groben »grauwackenartigen« Konglomerat der dortigen Phyllitserie entspricht.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unmittelbar N unter dem von der Schwalbenwand (S Saalfelden) westwärts gegen die Dürlingalpe ziehenden Kamm — etwa von der Schwalbenwand bis zur N-Seite des kleinen Kalkvorkommens bei P. 1887 hin — beobachtete Herr Dr. Th. Ohnesorge (nach freundlicher Mitteilung) eine fast 10 *m* mächtige Porphyroideinschaltung in den dortigen Phylliten.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Als Porphyroide sind jedenfalls auch die hellbräunlichen bis -grauen, schiefrigflasrigen Einschaltungen in dem nach Buttmann permischen, nach uns hingegen wohl silurischen Phyllit anzusprechen, die er (22, p. 35) unter der Bezeichnung »Quarzporphyr« aus dem Fritztalgebiet zwischen Bischofshofen und Hüttau erwähnt hat. Nach unserer Wahrnehmung dürfte die Ausdehnung dieses Porphyroids von Buttmann überschätzt worden sein und nicht einen weit anhaltenden Zug, sondern nur zwei kleinere dem Pinzgauer Phyllit eingeschaltete Lager bilden, eines in der Region des Brandstatt- und Radlgrabens (S Pöham, NE Bischofshofen) und das andere im Fritztal, wo wir es bei (unmittelbar E von) der ersten NW von Hüttau gelegenen Eisenbahnbrücke (etwas SW Horn) aufgeschlossen sahen. An einem von dieser Stelle stammenden fettig anzufühlenden, serizitreichen Handstück bemerkt man sowohl am Längs- als Querbruch die zirka $1^1/_2$ bis 6 *mm* großen Quarzeinsprenglinge als körnige Flaserchen oder Knötchen deutlich aus der feinschuppigen Schiefergrundmasse hervortreten.

2. An dem sich gegen Radstadt abdachenden Gehänge des Roßbrandes hat Sander (129, p. 222, 227) einen Porphyroid aufgefunden, welcher den von ihm aus dem Tauernwestende studierten »orthoklasreichen« Porphyroidtypen entsprach und vorwaltend kataklastische Gefügemerkmale aufwies.

β) Albitamphibolit und -schiefer.

Je nachdem es sich um vorwiegend massig-körnige, undeutlich geschieferte oder aber um ausgesprochen schiefrige Typen handelt, können die uns vorliegenden albitischen Amphibolitgesteine als Albitamphibolite oder Albitamphibolitschiefer bezeichnet werden. Ihre Färbung ist dunkel- oder lauchgrün, häufiger graugrün oder hellgrünlichgrau und bei relativ grobkörnigen Varietäten gewöhnlich grau- bis grünlichweiß und zugleich dunkelgrünsprenkelig, indem sich dabei die dunklen ($^1/_2$ bis 3 *mm* großen) Hornblenden gut von dem lichteren, albitreichen Untergrund abheben. Reichere Epidotführung bedingt einen gelblichgrünen Farbton.

Makroskopisch stellt sich uns die Textur unserer Gesteine mittel- bis kleinkörnig-massig und mitunter auch feinkörnig bis dicht dar, in anderen Fällen wieder (bei den Amphibolitschiefern) kann ein ursprünglich massiger Gesteinscharakter durch die Schieferung mehr oder weniger verwischt sein, wobei sich ab und zu auch matter Glanz auf den Schieferungsflächen einstellt. Unter dem Mikroskop ist die Struktur entsprechend bald granitartig bis divergentstrahlig-körnig — wie sie noch den einstigen diabasischen Eruptivgesteinen entspricht —, bald granonematoblastisch infolge der die Schieferung bewirkenden ungefähren Parallelstellung der Hornblenden mit ihren Längsachsen. Gelegentlich beobachtet man auch eine porphyroblastische Struktur, wenn nämlich größere (1 bis 3 *mm* lange) Stengel und Körner von Amphibol oder auch von Epidot und Albit in einer feinkörnigen Masse der Hauptkomponenten liegen.

In einigen der von uns untersuchten Dünnschliffe hat sich die Hornblende durch ihre Pyroxengestalt deutlich als Uralit erwiesen (»Uralitamphibolit«).

Für die Albitamphibolite sind besonders grüne (zum Teil uralitische) Hornblende und dann Albit als herrschende und Epidot (Zoisit), Chlorit, Titanit (Leukoxen), Rutil und Erz als akzessorische Gemengteile bezeichnend. Von letzteren verleihen namentlich der Epidot[1] und Leukoxen gewissen Vorkommen ein charakteristisches Gepräge. Durch eine gewisse Abnahme der Hornblende gegenüber dem Plagioklas und Häufigerwerden von akzessorischem Quarz gehen die Albitamphibolite allmählich in Hornblendegrünschiefer über, die daher von ihnen nicht scharf zu trennen sind und von manchen Petrographen auch ganz damit vereinigt werden.[2]

Wie schon häufig aus der massigen Beschaffenheit der in Rede stehenden Gesteine zu ersehen ist, sind sie vielfach als umgewandelte Diabase zu betrachten. Die deutlich schiefrigen Abarten mögen zum Teil auch als metamorphe Diabastuffe zu deuten sein.

---

[1] Man kann sie dann mit Grubenmann (l. II. Spezieller Teil, p. 96) als Epidot-Albitamphibolite bezeichnen.

[2] So unterscheidet Grubenmann (l. p. 95) die Hornblendegrünschiefer nicht von den Albitamphiboliten, sondern spricht nur von diesen.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Etwas SW von Grafleitner, NE von Bruck-Fusch (an dem auf den Hundstein führenden Weg) epidotreicher Albitamphibolit.

2. Etwas SW von Grafleitner vor Erreichung des Samengartens der Alpenkommission (NE Bruck-Fusch) epidotreicher Albitamphibolit.

3. Am Samengarten der Alpenkommission bei Grafleitner (NE Bruck-Fusch) leukoxenreicher Albitamphibolit.

4. Bei Kote 1804 *m* ober der Adamhütte zwischen dem Hönigkogel und Ochsenkopf (NE Bruck-Fusch) Quarzalbitamphibolitschiefer, reich an Leukoxen und Epidot.

5. Zirka 200 *m* S von der Polf-Alpe (SSW Hundstein) epidotreicher Albitamphibolit.

6. Zirka 100 *m* S von der Polf-Alpe (SSW Hundstein) leukoxenreicher Albitamphibolit.

7. An dem vom Thumersbach (E Zell am See) auf den Hundstein führenden Weg (Serpentinenweg), W unter der Stögel-Hoch-Alpe leukoxenreicher Albitamphibolit.

8. Mühlbachtal. Der von Foullon (30, p. 651) beschriebene »Dioritschiefer«[1] ist nach seiner Zusammensetzung Albitamphibolit.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. N vom Schroffkoppenwald zwischen Hüttau und der Breitspitz (SW Hüttau) epidotreicher Albitamphibolit, mit dem folgenden Gestein (2.) innig verknüpft und sich damit gegen N an einen Grünschiefer (Epidotchloritschiefer, vgl. p. 149) anschmiegend.

2. Vom gleichen Fundort wie 1.: weißlichlauchgrüner und lauchgrüner, mittel- bis kleinkörniger epidotreicher Albitamphibolit.

3. Zirka 1 *km* S von Bahnhof Eben an der nach Altenmarkt führenden Straße epidotreicher Albitamphibolit.

C. Südlich von Salzach, Wagreiner Bach und Tertiär und Mandlingkette.

1. Saukarkopf (2021 *m*, S Grieskaareck) dunkellauch- bis gelblichgrüner, sehr feinkörniger epidotreicher Albitamphibolitschiefer[2] in der hohen Gipfelwand des Saukarkopfes zutage tretend und wohl das mächtigste Eruptivvorkommen unseres Gebietes darstellend. Der hohe Epidotgehalt äußert sich stellenweise in schmalen, den Fels durchsetzenden Klüften und Äderchen, die von kleinen drusigen Epidotkryställchen (diese bis zu 1 *mm* groß) erfüllt sind, gewöhnlich aber nur durch den gelblichgrünen Farbton des Gesteines.

2. Am SW-Hang des Laheitberges (ENE Flachau) epidotreicher Albitamphibolitschiefer.

γ) Epidotamphibolit und -schiefer.

Diese gleich den vorigen als metamorphosierte Diabase und Diabastuffe anzusehenden Gesteine besitzen eine grünlichgraue, weißlichgraugrüne bis hellgelblichgraugrüne Färbung oder erscheinen auch, wenn sie größere, sich von einem lichten Untergrunde abhebende Amphibole zeigen, dunkelgrünfleckig oder -sprenkelig.

Textur teils massig, teils schwach oder deutlicher schiefrig, Struktur klein- bis feinkörnig oder dicht (»Epidothornblendefels«), in welchem Falle das Gestein sehr zähe wird und in scharfen Splittern bricht. Das Mikroskop enthüllt gewöhnlich die hypidiomorph- oder divergentstrahlig-körnige Beschaffenheit ehemaligen Diabases, mitunter auch die porphyrische eines Diabasporphyrites.

Von den früher besprochenen Albitamphiboliten unterscheiden sich die Epidotamphibolite (respektive Zoisitamphibolite) durch das Zurücktreten des Plagioklases (Albites), der bereits größtenteils in Epidot (respektive Zoisit) umgewandelt ist. Den Hauptgemengteilen Amphibol und Epidot (bezüglich Zoisit) pflegen sich als Akzessorien Albit, Chlorit (nach Amphibol), Titanit (Leukoxen nach Ilmenit), etwas Quarz und opakes Erz hinzuzugesellen. Leukoxen wird für manche Typen besonders charakteristisch.

Daß Übergänge von den Epidot- zu den Albitamphiboliten und Hornblendeepidotgrünschiefern durch Zunahme des Albits vorkommen können, liegt in der Natur der Sache.[3]

---

[1] Namentlich auf relativ feldspat-(albit-)reiche Albitamphibolite hat man früher gern die Bezeichnung »Dioritschiefer« angewendet.

[2] Zu Beginn der Aufnahmen fälschlich für ein Serpentingestein gehalten (172, p. 7).

[3] Über Epidot(Zoisit)amphibolit vgl. Zirkel, Petrographie, III. Bd., p. 344, Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 344 und 530 und Grubenmann, l. c., II. Spezieller Teil, p. 95 und 150. Während die Epidotamphibolite hauptsächlich als Diabasabkömmlinge gelten müssen, sind die Epidotschiefer und -felse (die quarzführenden »Epidosite« und quarzfreien »Epidotite« [vgl. Rosiwal, 123, p. 484]), in denen Hornblende (Hornblendeepidotschiefer) oder andere Nebengemengteile an der Seite des dominierenden Epidots nur eine recht untergeordnete Rolle spielen, offenbar vorwiegend aus Kalkmergeln hervorgegangen (vgl. Zirkel, l. c., p. 371 und Grubenmann, l. c., p. 150 bis 154). Durch relativ höheren Gehalt an Hornblende oder Chlorit ausgezeichnete Epidotschiefer dürften hingegen tuffogener (tuffitischer) Natur oder zum Teil etwa auch sozusagen Auslaugungsprodukte ehemaliger Diabase sein (vgl. Zirkel, l. c.) und können dann auch in Epidotamphibolite übergehen (vgl. Weinschenk, l. c., p. 308 und 314).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Bei dem Samengarten der Alpenkommission nahe Grafleitner (NE Bruck-Fusch) dichter Epidothornblendefels.

2. Region zwischen dem Lechnereck und Kote 1561 *m* (etwa SW Lechnereck) am Wege von Bruck-Fusch auf den Hundstein dichter Epidothornblendefels.

3. Vom selben Fundort wie das vorige Gestein (2.) massiger Klinozoisitamphibolit.

4. Zirka 150 *m* E des Gipfelpunktes (1854 *m*) des Hönigkogels (NE Bruck-Fusch) leukoxenreicher Klinozoisitamphibolit.

5. An dem von Eschenau in den Trattenbachgraben führenden Weg ENE von Neuhaus (NE Taxenbach) feinkörniger Epidotamphibolit.

6. Bei Mayerhof (ENE Lend) an der von Lend nach Goldegg führenden Straße dünnschiefriger Epidotamphibolitschiefer.

C. Südlich von Salzach, Wagreiner Bach und Tertiär und Mandlingkette.

1. Wildbüheltal bei Wagrein, beim Anstieg über der letzten Alpe sehr feinkörniger Hornblendeepidotschiefer (Epidotamphibolit) von Vacek aufgesammelt und von Foullon mikroskopisch als feldspatfrei[1] erkannt (30, p. 647). Vielleicht hat es sich dabei um eine an den Albitamphibolit des Saukarkopfes (vgl. p. 145) geknüpfte Felsart, welche von hier in den sich W davon zu Tal ziehenden Graben (»Wildbüheltal«) hinabgerollt sein könnte, gehandelt.

δ) Biotitamphibolit.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Im Sattel zwischen Hundstein und dem WSW von ihm gelegenen Ochsenkogel dunkelbraungrauer dichter Biotitamphibolit[2] (Biotitamphibolitfels), wohl aus einem diabasartigen Gestein hervorgegangen.

ε) Albit-Chlorit-Biotitschiefer.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Im Dientner Graben zwischen seiner Mündung und dem Schieferkalkzug des Eschenauer Kogels graugrüner dünnblättriger Albitchloritbiotitschiefer, dicht, dünn- und ebenschiefrig, titanitreich, auf den Schieferflächen infolge Belages mit grünlichen Biotitschüppchen lebhaft glänzend und am Querbruch auch einige dünne weißliche Kalklagen zeigend. Das Gestein läßt sich zu Grubenmanns (l. c., II. Spezieller Teil, p. 128) »Biotitplagioklasschiefern« stellen, besitzt aber abweichend von deren Typus auch Chlorit. Vermutlich ein metamorpher Tuff.

ζ) Grünschiefer s. l. (Diabasschiefer).

Unter »Grünschiefer« im weiteren Sinne oder »Diabasschiefer« pflegt man durch Regional- oder Dynamometamorphose schiefrig gewordene Diabasgesteine, respektive auch deren Tuffe zu verstehen, an deren Zusammensetzung sich saurer Plagioklas (vornehmlich Albit, zuweilen auch Albitoligoklas bis Oligoklas) mit Hornblende (besonders strahlsteinartiger), Chlorit und Epidot (respektive auch mitunter Zoisit) oder mit einer oder zweien dieser »dunklen« oder »grünen« Hauptkomponenten beteiligt, denen sich überdies noch als Nebengemengteile Quarz (dieser meist relativ reichlich), ferner Kalzit, Biotit, Titanit (Leukoxen), Rutil, Magnetit, Ilmenit u. dgl. hinzugesellen.[3] In der reichlicheren Führung von Feldspat (Albit), welcher die Rolle einer Hauptkomponente spielt, und in dem gewöhnlich höheren Quarzgehalt liegt der wesentliche Unterschied gegenüber den Amphiboliten, mit denen sie aber natürlich innig durch Übergänge verbunden sind. Übermäßiger Reichtum an Quarz und Kalzit und starke Beimengung von Serizit und grünem Biotit lassen manche Vorkommen als Derivate verunreinigter Diabastuffe (ehemalige Tuffite) erkennen.

Eine Einteilung der Grünschiefer muß sich, wie Kalkowsky zuerst dargelegt hat, auf die den Albit begleitenden »grünen« Hauptgemengteile stützen. Je nach dem Prävalieren des einen oder anderen von ihnen kann man folgende, in der Natur selbstverständlich häufig ineinander übergehende Varietäten des Grünschiefers *sensu latiore* unterscheiden:

---

[1] Vgl. auch Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. III (2. Aufl.), p. 344.

[2] Vgl. Zirkel, l. p. 345 u. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, 2. Teil (1905), p. 307.

[3] Vgl. Kalkowsky, Elemente der Lithologie (1886), p. 216; Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 266 und Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 344.

a) Grünschiefer s. str. (= Prasinit),[1] in welchem Albit, Hornblende, Chlorit und Epidot zugleich als Hauptkomponenten auftreten.

b) Hornblendechloritgrünschiefer (= Hornblendechloritalbitschiefer) mit den Hauptkomponenten Albit, Hornblende und Chlorit und höchstens akzessorischem Epidot. Tritt der Albit mehr zurück, so geht diese Grünschieferart in Chloritalbitamphibolit und schließlich (bei weiterem starken Sinken des Albitgehaltes) in Chloritamphibolit[2] über, die ihrerseits wieder durch Zurücktreten der Hornblende hinter dem Chlorit zu den Hornblendechloritschiefern hinüberleiten.

c) Hornblendeepidotgrünschiefer (= Hornblendeepidotalbitschiefer, respektive bei Vertretung des Epidots durch Zoisit: Hornblendezoisitalbitschiefer) mit den Hauptgemengteilen Albit, Hornblende und Epidot und höchstens akzessorischem Chlorit.[3] Nimmt der Albitgehalt solcher Gesteine ab, so werden sie zu Epidot(Zoisit)albitamphiboliten[4] und sozusagen ein Bindeglied zwischen den Grünschiefern und den Epidotamphiboliten (respektive Zoisitamphiboliten),[5] welche nur mehr Amphibol und Epidot (Zoisit) als wesentliche Komponenten besitzen.

d) Epidotchloritgrünschiefer (= Epidotchloritschiefer im Sinne Grubenmanns)[6] mit den Hauptgemengteilen Albit, Epidot und Chlorit und höchstens akzessorischer Hornblende. Wenn der Epidot (bei teilweisem Ersatz durch akzessorischen Kalzit) abnimmt, gehen aus dieser Gesteinstype Chloritgrünschiefer (Albitchloritschiefer) hervor.

e) Hornblendegrünschiefer mit den Hauptkomponenten Albit und Hornblende (Aktinolith) und nur akzessorischem Chlorit und Epidot.[7] Drängt sich die Hornblende mehr in den Vordergrund und tritt der akzessorische Quarz zurück, so entwickeln sich aus diesen Gesteinen die Albitamphibolite, mit denen sie übrigens gewöhnlich ganz vereinigt werden.[8] Von Glaukophangrünschiefern spricht man, wenn Glaukophan den Strahlstein dieser Grünschiefervarietät ersetzt.[9]

f) Chloritgrünschiefer (= Albitchloritschiefer) mit den Hauptkomponenten Albit und Chlorit und den akzessorischen Gemengteilen Hornblende und Epidot. Verschwinden diese beiden, so ist wohl der Bezeichnung Albitchloritschiefer vor der als »Chloritgrünschiefer« der Verzug zu geben. Im allgemeinen können aber beide Namen als Synonyme verwendet werden.[10]

g) Epidotgrünschiefer mit den Hauptgemengteilen Albit und Epidot und den akzessorischen Hornblende und Chlorit. Durch Abnahme des Albits mögen sie wohl mitunter in Epidotschiefer übergehen.[11]

Kalkowsky erwähnt schließlich noch »Augitgrünschiefer«, welche außer durch Albit durch dunklen Augit und meist auch Hornblende charakterisiert seien.[12] Dieselben lassen sich am besten an die Hornblendegrünschiefer anschließen, von denen sie sozusagen ein weniger metamorphes, dem diabasischen Ursprungsgestein näherstehendes Stadium repräsentieren.

---

1 Vgl. Kalkowsky, l. p. 217.

2 Vgl. Rosenbusch, l. p. 344, 535 und Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, 2. Teil (1905), p. 308.

3 C. F. Naumann hat derartige Gesteine ausdrücklich zu den »Grünschiefern« gerechnet; vgl. Zirkel, l. p. 269.

4 Vgl. Zirkel, l. p. 344.

5 Über Epidot-(respektive Zoisit-)amphibolit vgl. diese Abhandlung, p. 145. Bei dem hauptsächlich sedimentogenen Hornblendeepidotschiefer (Epidosit) spielt Hornblende neben dem herrschenden Epidot im allgemeinen eine geringfügige Rolle.

6 Vgl. Grubenmann, l. II. Spezieller Teil, p. 96; und 141, p. 533.

Die Bezeichnung Hornblendegrünschiefer stammt von Kalkowsky, l. c., p. 216. Der früher gern für derartige Gesteine verwendete Name »Dioritschiefer« ist entschieden zu vermeiden, da sie ja durchaus nicht von Dioriten, sondern hauptsächlich von Diabasen abstammen.

8 Vgl. Grubenmann, l. c., II. Spezieller Teil, p. 95. Auch wir haben sämtliche Albithornblendegesteine unseres Gebietes als Albitamphibolite beschrieben (p. 144), obgleich vielleicht das eine oder andere eventuell auch als Hornblendegrünschiefer bezeichnet werden könnte. Eine scharfe Grenze läßt sich eben zwischen den beiden ineinander übergehenden Gesteinsarten kaum ziehen.

9 Vgl. Kalkowsky, l. p. 216.

10 Die Aufstellung des Typus der »Chloritgrünschiefer« geht gleichfalls auf Kalkowsky, l. c., p. 217 zurück. Grubenmann (l. c., p. 96) unterscheidet sie nicht ausdrücklich von den »Epidotchloritschiefern«.

11 Vgl. Kalkowsky, l. c., p. 216.

12 Vgl. Kalkowsky, l. p. 217.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Grünschiefer, welche einen höheren, sei es auf Infiltration, sei es auf Beimengung sedimentären Kalkschlammes zu einem ehemaligen Tuffmaterial zurückführbaren Kalzitgehalt aufweisen, mögen als Kalkgrünschiefer angesprochen werden.[1]

Unter den »Grünschiefern« s. l. unseres Aufnahmsgebietes sehen wir eigentliche Grünschiefer (Prasinite), Epidotchloritgrünschiefer und Chloritgrünschiefer vertreten. Zum Teil sind sie als Kalkgrünschiefer entwickelt.

η) Grünschiefer s. str. (Prasinit).

Die von uns untersuchten eigentlichen, also durch reichliche Führung von Hornblende, Chlorit und Epidot neben dem Albit ausgezeichneten »Grünschiefer« besitzen eine lauch- bis graulichgrüne Gesamtfärbung oder erscheinen auch mitunter etwas streifig oder fleckig, wenn sich dunkelgrüne Gesteinspartien (besonders Hornblendestengelchen) von einem relativ dichten Untergrund abheben.

Der Korngröße nach liegen uns teils gröbere, teils feinkörnige, teils dichte Spielarten vor, welch letztere besonders fest und zäh sind und scharfsplittrig brechen. Die Schieferung ist bald sehr vollkommen ausgebildet (eben- und dünnschiefrige Typen), bald wieder mehr unvollkommen und wird, wie das Mikroskop zeigt, durch die ungefähre Parallelstellung der Hornblendeleisten oder glimmerigen (chloritischen) Schüppchen bedingt. Schieferflächen lebhaft seidenartig bis nur matt glänzend.

Neben der als metamorphe Diabase (respektive Diabastuffe) anzusehenden, überwiegenden Mehrheit dieser Grünschiefer mögen einige durch etwas erhöhten Kalkgehalt (in Form weißlicher $^1/_4$ bis $^1/_2$ *mm* dicker Blätter darin erscheinend) ausgezeichnete als durch Kalkschlamm ein wenig verunreinigte Diabastuffe zu betrachten sein, falls diese Blätter nicht nachträglich von benachbarten Kalklagern her infiltriert worden sind.

Die einzelnen Vorkommen sind:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Höhe 1534 *m* zwischen Foisbach und Mahdergraben (Äste des Trattenbaches) N von Taxenbach, sehr dünnschiefriger Grünschiefer. Ein dichtes Gestein, das sich erst bei starker Vergrößerung in seine Komponenten auflösen läßt.

2. Am W-Gehänge des Trattenbachtales zirka $^1/_3$ *km* S von Amoos (Gegend NE Taxenbach) feinkörniger Grünschiefer.

3. Vom selben Fundort wie das vorige Gestein und mit ihm innig verknüpft, quarzarmer Grünschiefer.

4. Im Dientner Graben zwischen seiner Mündung und dem Kalkzug des Eschenauer Kogels[2] dünnblättriger Grünschiefer.

5. Aus demselben Teil des Dientner Grabens kalkreicher und quarzarmer Grünschiefer (»Kalkgrünschiefer«). Auf dem Querbruche sichtbare, weißliche, dünne Kalkblätter, vielleicht von einem benachbarten Kalklager infiltriert.

6. SW Nebengipfel (1936 *m*) des Kleinen Schneebergs (WSW Mühlbach). Das hier anstehende und von Buttmann (22, p. 34) als »Diabas« beschriebene Gestein ist seiner Zusammensetzung nach ein typischer Grünschiefer.

7. An der Horizontalbahn am SW-Gehänge des Hochkails (ehemaliger Steinbruch) beobachtete Buttmann (22, p. 33) ein grobkörniges, leicht geschiefertes »Diabas«-gestein, das die Zusammensetzung eines echten Grünschiefers aufweist.

8. In dem von Brandwald südostwärts nach Reinbach (NW St. Johann) herabziehenden Graben hat Buttmann (22, p. 34) ein von ihm als »stark umgewandelter Diabas« angesprochenes und wohl einem typischen Grünschiefer entsprechendes Gestein angetroffen.

C. Südlich von Salzach, Wagreiner Bach und Tertiär und Mandlingkette.

1. SW-Hang des Laheitberges (ENE Flachau), fester dichter Grünschiefer. Er gehört dem gleichen, dem Pinzgauer Phyllit eingelagerten Zuge an wie der früher (p. 145) erwähnte epidotreiche Albitamphibolitschiefer.

ϑ) Epidot-Chloritgrünschiefer (Epidot-Chloritschiefer).

Diese Grünschiefervarietät wird in unserem Untersuchungsgebiet durch eine größere Anzahl von Vorkommen repräsentiert. Es handelt sich um dunkel-, licht- oder gelblichlauchgrüne, auch graugrüne und dabei mitunter dunkelfleckige oder im Querbruch abwechselnd dunklere und hellere Lagen zeigende Gesteine. Schieferung bald deutlichst (eben- und dünnschiefrige Typen), bald makroskopisch ziemlich

---

[1] Vgl. diese Abhandlung, p. 151.

[2] Hier mag auch auf ein von Foullon (30, p. 653) aus dem Dientner Tal als »Muskovitschiefer« erwähntes Gestein hingewiesen werden, das aber nach den angeführten Komponenten wohl richtiger an die Grünschiefer anzuschließen ist. Vermutlich beruht die Bezeichnung des grünlichen Glimmers als Muskovit (Serizit) auf einer Verkennung von Chlorit.

unvollkommen, so daß der Habitus ein fast massiger wird. Schieferungsflächen silberig bis matt glänzend. Struktur feinkörnig-schuppig oder dicht, woraus dann zähe Gesteinsbeschaffenheit mit scharfkantigem Bruch resultiert. Unter dem Mikroskop verraten manche der untersuchten Typen durch divergentstrahlig-körnigen Bau ihre ursprüngliche Diabasnatur, andere lassen durch die Formlosigkeit ihrer Komponenten und die in Farbe und zum Teil auch Korngröße voneinander abweichenden Schieferlagen oder eine auffällig reichliche Beimengung von Quarz, Kalzit, Serizit und grünlichem Biotit die Abstammung von metamorphen Diabastuffen, respektive Tuffiten erkennen. Gelegentlich auch poikiloblastische Varietäten (vgl. Grubenmann, l. c., II. Spezieller Teil, p. 96) vorhanden.

Einzelne Vorkommen:

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Im unmittelbaren Liegend (S) des etwas S vom Brunkogel (N Schwalbenwand) ENE streichenden Kalklagers (NW Hundstein), serizitischer Epidotchloritschiefer.

2. An der von der Haltestelle Eschenau (NW Lend) zum Dorf Eschenau emporführenden Straße, zirka 75 bis 100 *m* über dem Salzachtalboden, dunkelgrünfleckiger, biotit- und kalkreicher Epidotchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«), graphitoidischem Pinzgauer Phyllit eingelagert und einen lithologischen Übergang in einen chloritischen Kalkphyllit darstellend, auch durch relativ starke Biotitführung ausgezeichnet (Tuffit).

3. Unmittelbar W von P. 907, zirka $^1/_2$ *km* WNW des Gehöftes March am NE-Fuß des Buchbergs (Region NE Lend) dichter, dünnschiefriger Epidotchloritschiefer.

4. An der von Lend nach Goldegg führenden Fahrstraße bei der Wegkreuzung S von Altenhof (SW Goldegg) kalk- und biotitreicher Epidotchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«, wohl ehemaliger Tuffit).

5. Am Gehänge etwas N oberhalb Mößllehen (zirka 1 *km* NNW St. Veit, Region N Schwarzach) dichter Epidotchloritschiefer.

B. Östlich des Salzachquertales.

1. N vom Schroffkoppenwald zwischen Hüttau und der Breitspitz (N Hochgründeck) dünnschiefriger Epidotchloritschiefer, den früher (p. 145) erwähnten Albitamphibolit an seiner S-Seite begleitend.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Im Brandstattwald (zirka auf Isohypse 1200 etwas W unter P. 1254 *m* der Karte 1 25.000) NE über Brandstatt (N Mitter-Kleinarl) quarz- und kalzitreicher Epidotchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«).

2. Etwa in 1750 bis 1800 *m* Höhe zwischen dem Obristwald und Gründegg (SW Mitter-Kleinarl) dünnschiefriger Epidotchloritschiefer.

3. Im Sattel zwischen Gründegg und Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl) dünnschiefriger Epidotchloritschiefer.

4. Unmittelbar SE unter dem Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl) kalk- und quarzreicher Epidotchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«), jedenfalls ein metamorpher diabasischer Tuffit.

ι) Chloritgrünschiefer (Albit-Chloritschiefer).

Diese in unserem ganzen Kartierungsgebiet ziemlich häufige Grünschiefervarietät weist dunkel- bis graulichlauchgrüne und auch graugrüne Färbung oder zuweilen eine dunkelgrüne Fleckung auf hellergraugrünem Untergrunde auf. Schieferung in der Regel recht vollkommen (mit seidenartigem Glanze), zuweilen aber unvollkommener (mattglänzende Schieferungsflächen) Struktur bald feinkörnigschuppig, bald nahezu dicht. Typen, welche unter dem Mikroskop in einer chloritischen (besonders aus einstigem Augit entstandenen) Grundmasse nach verschiedensten Richtungen hin orientierte Albitleisten darbieten (»divergentstrahlig-körnig«), sind unschwer als ehemalige Diabase zu erkennen. Schieferung hauptsächlich durch Parallelstellung der Chloritschuppen bewirkt. Die sehr oft gerade noch mit freiem Auge wahrnehmbaren, zahlreichen dunklen Pünktchen haben sich unter dem Mikroskop in der Regel als feinste Leukoxenhäufchen, weitaus seltener als Erz- oder Epidotkörnlein erwiesen. Kleine, makroskopisch sichtbare weißliche Fleckchen sind Albitkörner.

Während die typischen »Chloritgrünschiefer« neben den herrschenden Komponenten Albit und Chlorit auch ein wenig Hornblende und Epidot führen, verschwinden diese beiden Gemengteile in der genauer als »Albitchloritschiefer« zu bezeichnenden Ausbildungsart nahezu oder gänzlich. Bei manchen Vorkommen spielen die Akzessorien Rutil oder Titanit (Leukoxen) eine charakteristische Rolle. Reichlichere Führung von Quarz, Kalzit, Serizit und Biotit spricht für die Herkunft unserer Schiefer von diabasischem Tuffit. Doch mögen gewisse kalkhaltige Typen (»Kalkgrünschiefer«) ihre Beschaffenheit auch bloß infolge kalzitischer Infiltrationen erlangt haben.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Am Gehänge zirka 600 *m* SW von Gerling (W-Grenze des Spezialkartenblattes St. Johann i. P., Region SSW Saalfelden) dünnschiefriger Chloritgrünschiefer.

2. W vom Unterberg in zirka 1200 *m* Höhe (SE Hof, Gebiet S Saalfelden) leukoxenreicher Albitchloritschiefer.

3. Kapelle bei P. 1518 *m* N vom Grünkopf (WSW Dorf-Dienten) leukoxenreicher Albitchloritschiefer.

4. Vom selben Fundort wie das vorige Gestein, dünnschiefriger Albitchloritschiefer.

5. Im unteren Abschnitt des Dientner Grabens zwischen seiner Mündung und dem Kalkzug des Eschenauer Kogels serizitisch-biotitischer Albitchloritschiefer, dicht, fest, vermutlich einem basischen Tuffit entsprechend. Das Fehlen des Quarzes unterscheidet ihn von einem chloritischen Serizitalbitgneis (im Sinne Grubenmanns).

6. SW Nebengipfel (1936 *m*) des Kleinen Schneebergs (WSW Mühlbach), leukoxenreicher Albitchloritschiefer, mit dem oben (p. 148) erwähnten typischen Grünschiefer verknüpft.

7. Im Hendlwald bei zirka 1425 *m* Höhe (N Scheiblingsee, N Lend) quarzreicher Albitchloritschiefer (diabasischer Tuffit), reich an dunklen Leukoxenpünktchen (wie der vorige).

8. Etwas N von der oberen Kaarbachalpe, respektive NE von P. 1561 *m* (zirka 3 *km* W Mühlbach) fester Albitchloritschiefer.

9. An dem nach Burgschweig führenden Fahrweg etwas NW ober Balfnerdörfl (N St. Johann) Chloritgrünschiefer, von Buttmann (22, p. 35) als »Chloritschiefer« beschrieben und als ehemaliger Diabas erkannt.

10. An der Felswand des Gainbachwasserfalls W von Bischofshofen tritt nach Buttmann ein grünes, aus saussuritisiertem Plagioklas und Chlorit mit vermutlichem Leukoxen bestehendes Gestein (»Diabastuff«, 22, p. 35) zutage, welches auch Brocken von Grauwacke, Pinzgauer Phyllit und Kalzitlinsen einschließt. Nach unserer Ansicht ist es eine »albitchloritschieferartig« ausgebildete (tuffitische) Partie in dem am Wasserfall herrschenden chloritphyllitisch-konglomeratischem Grauwackenschiefer (vgl. 93, p. 376).

B. Östlich des Salzachquertales.

1. In zirka 1650 *m* Höhe SE vom Hochgründeckgipfel dünnschiefriger Albitchloritschiefer.

2. Zwischen Hüttau und Gutfahrt (etwas W Hüttau) am südlichen Gehänge des Fritztales in zirka 810 *m* Höhe (vielleicht lose Blöcke) fast dichter Chloritgrünschiefer.

3. Am Wege von der Tannkoppen (W Roßbrand) zum Bahnhof Eben rutilreicher Albitchloritschiefer.

4. Gipfel der Tannkoppen, rutilreicher Albitchloritschiefer.

5. Am ENE-Gehänge des Ebenfeldes in zirka 950 *m* Höhe (WSW Altenmarkt) dünnschiefriger Chloritgrünschiefer, dem freien Auge viele dunkelbraun verwitterte Ilmenitkörnchen und kleine weißliche Albitfleckchen zeigend.

C. Südlich von Salzach, Wagreiner Bach und Tertiär und Mandlingkette.

1. Zirka 2 *km* E vom Bahnhof Lend an der am S-Salzachufer nach Schwarzach führenden Straße, S von Bründlinger und NE von Point, feinkörnigschuppiger Chloritgrünschiefer, sich durch relativ reichliche Epidotführung bereits einigermaßen einem Epidotchloritschiefer nähernd.

2. Zwischen Benkkopf und P. 1852 *m* (N Benkkopf) auf dem Kamme W von Mitter-Kleinarl kalkreicher Albitchloritschiefer (»Kalkgrünschiefer«). Sein Kalzitgehalt vermutlich infiltriert.

ϰ) Chloritschiefer.

Eine recht untergeordnete Rolle spielen in unserer Grauwackenzone durch Chlorit als einzige Hauptkomponente charakterisierte Chloritschiefer. Von den vorhin besprochenen und eine Varietät der Grünschiefer bildenden Albitchloritschiefern (Chloritgrünschiefern) unterscheiden sie sich vor allem durch das Fehlen oder wenigstens das starke Zurücktreten des Feldspates (Albits), von den später zu erörternden Quarzchloritschiefern (Chloritphylliten) durch den Mangel des Quarzes. Bei den ganz typischen und hauptsächlich von peridotitischen Magmen ableitbaren »Chloritschiefern«, wie wir sie allerdings in unserem Aufnahmsgebiete noch nirgends angetroffen haben, erlangen auch die für die Grünschiefer im allgemeinen bezeichnenden Gemengteile Epidot (Zoisit) und Hornblende eine höchstens ganz geringe Bedeutung oder verschwinden völlig, desgleichen auch die Akzessorien Titanit, Rutil und Apatit, wogegen sich oft Magnetit und zuweilen Granat, Turmalin, Talk und Serpentin als Nebenkomponenten anreichern.[1]

Unsere gleich anzuführenden »Chloritschiefer« entfernen sich durch einen gewissen Titanit- und Epidotgehalt von jenen typischen (peridotitischen) Chloritschiefern, während sie sich hierdurch den Epidotchloritschiefern nähern. Doch bleibt diesen gegenüber das Fehlen von Albit eine beachtenswerte Differenz.

[1] Vgl. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, p. 521 und Grubenmann, l. c., II. Spezieller Teil, p. 111.

Zur Unterscheidung von den echten epidot- und titanitfreien Chloritschiefern kann für unsere mit Rosiwal (123, p. 483) die Bezeichnung »Titanitchloritschiefer« in Anwendung gebracht werden. Sie deutet die Beziehungen dieser Chloritschiefervarietät mit der ja gleichfalls TiO_2-reichen Familie der »diabasischen» Grünschiefer an.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unmittelbar E vom Ostportal des kleinen W von der Haltestelle Eschenau gelegenen Bahntunnels (Salzachtal N Embach) dünnblättriger Chloritschiefer (Titanitchloritschiefer).

2. Erste Eisenbahnbrücke über die Salzach oberhalb Lend (knapp unter der Mündung des Dientner Baches), dichter Chloritschiefer (Titanitchloritschiefer). Dieses zuerst von Foullon (30, p. 644) mikroskopisch untersuchte und für einen »Glimmerepidotschiefer« gehaltene Gestein ist später von Rosiwal (123, p. 483) richtiger als »Titanitchloritschiefer« angesprochen worden, nachdem der Epidot darin nur akzessorisch erscheint.

3. Mitterberg: Als Chloritschiefer ist seiner Zusammensetzung nach jedenfalls auch ein von hier von Bleeck (11, p. 366, Nr. 6) beschriebenes Gestein anzusehen.

λ) Biotit-Chloritschiefer.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. An der Ennstaler Reichsstraße N von Gleiming (SE Mandling) dunkelgrüner titanit- und epidotreicher Biotitchloritschiefer.

In den das Liegende der Mandlingkette bildenden dunklen Phylliten erscheint hier — etwas W von Brandenberger (vgl. die Karte 1 25.000) — ein dichtes dünnschiefriges Gestein mit wenigglänzenden, schwach kreuzgefältelten Schieferflächen. Durch vielen akzessorischen Titanit schließt es sich innig den vorhin besprochenen Chloritschiefern (Titanitchloritschiefern) an, unterscheidet sich aber von ihnen doch einigermaßen durch das reichliche Auftreten von grünem, den Chlorit begleitenden Biotit, während es sich hierdurch anderseits den durch Heritsch (67, p. 84) vom Fötteleckkamm und aus dem Lorenzer Graben (Paltentalgebiet) beschriebenen Biotitchloritschiefern nähert. Doch zeigt es hinwiderum nicht den diesen zukommenden Quarz und Albit. Vermutlich ein metamorpher basischer Tuff.

μ) Kalkgrünschiefer, Kalkchloritschiefer und Kalkchloritphyllit.

Wie schon bei Besprechung der Grünschiefergesteine zu bemerken Gelegenheit war, finden sich mancherorts in der Grauwackenzone und auch im Bereiche der Radstädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe kalkreiche Typen vor, die teils als durch Kalkschlamm verunreinigte und später metamorphosierte Diabastuffe (einstige Tuffite) anzusehen sind, teils aber infolge diabasischer Relikt-strukturen als ehemalige Diabase, deren Kalzitgehalt demnach offenbar von Infiltrationen aus nachbarlichen Kalklagern herrührt.

Diese »Kalkgrünschiefer«, wie wir sie nennen möchten, sind lauch- bis graulichgrüne und dabei mitunter (auf den Schieferflächen) dunkelgrünfleckige oder -streifige Gesteine von feinkörnig-schuppiger bis dichter und vorwaltend dünnschiefriger Beschaffenheit und weisen je nach der Vollkommenheit des Glimmerbelages der Schieferflächen matten, seiden -oder silberartigen Glanz auf. Die Kalzitführung kommt namentlich auf dem Querbruch zum Vorschein, wo zwischen den grünen Schieferlagen gewöhnlich viele feine (meist $^1/_4$ bis 1 *mm* dicke), selten stärkere, feinkrystalline Kalkstraten oder -blätter oder auch -linschen und -flecken von weißlicher Färbung sichtbar werden.

Die wichtigsten, stets vorhandenen Komponenten sind Chlorit (Pennin, Klinochlor), Plagioklas (vorherrschend Albit, seltener Albitoligoklas und Oligoklas) und Kalzit, ferner je nach der Art des Grünschiefermaterials Epidot (Pistazit, Klinozoisit) und Amphibol (strahlsteinartige Hornblende), endlich die Akzessorien Quarz, Biotit (!, blaßgrün bis gelblich ausgebleicht), Serizit, Rutil, Titanit (Leukoxen), Ilmenit, Magnetit, Pyrit u. dgl.

Die vorhin bei den Grünschiefern beschriebenen Vertreter derartiger »Kalkgrünschiefer« sind die folgenden:

1. Kalkreicher und quarzarmer Grünschiefer s. str. aus dem unteren Abschnitte des Dientner Grabens zwischen seiner Mündung und dem Kalkzuge des Eschenauer Kogels (vgl. p. 148).

2. Kalk- und biotitreicher Epidotchloritschiefer an der von der Haltestelle Eschenau (NW Lend) zum Dorfe Eschenau emporführenden Straße, zirka 75 bis 100 *m* über dem Salzachtalboden (vgl. p. 149).

3. Kalk- und biotitreicher Epidotchloritschiefer an dem von Lend nach Goldegg gehenden Fahrwege bei der Wegkreuzung S von Altenhof (SW Goldegg, vgl. p. 149).

4. Kalk- und quarzreicher Epidotchloritschiefer im Brandstattwald (in zirka 1200 *m* Höhe) NE über Brandstatt (N Mitter-Kleinarl, vgl. p. 149).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

5. Kalk- und quarzreicher Epidotchloritschiefer unmittelbar SE unter dem Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl, vgl. p. 149).

6. Kalkreicher Albitchloritschiefer zwischen dem Benkkopf und P. 1852 (N Benkkopf) auf dem Kamme W von Mitter-Kleinarl (vgl. p. 150).

Wenn in der unsere Pinzgauer Phyllitzone behandelnden Literatur gelegentlich (so in Tills Schilderung des S-Dientner Grabens 164, p. 327 bis 329) von dem Auftreten von »Kalkchloritschiefern« die Rede ist, so dürften darunter gewöhnlich solche »Kalkgrünschiefer« zu verstehen sein. Am häufigsten scheinen sie uns an der S-Seite des vom Trattenbach (N Taxenbach) gegen Goldegg streichenden Kalkzuges und im Bereiche der kalkigen Pinzgauer Phyllite (Kalkphyllite) zwischen diesem Orte und dem Kalkband des Hochglockners und Hochklings (N St. Veit) vorzukommen.

Eigentliche »Kalkchloritschiefer«, welche sich von den Kalkgrünschiefern durch das starke Zurücktreten oder gänzliche Verschwinden des Feldspates (Albits) unterscheiden und demnach nur mehr Chlorit und Kalzit als Hauptkomponenten aufweisen, im übrigen aber ganz ähnlichen äußeren Habitus besitzen, sind jedenfalls weitaus seltener. Der von Buttmann (22, p. 22) als Einlagerung im S-Teil der Hochglocknerkalke angetroffene kompakte Kalkchloritschiefer hat ihm unter dem Mikroskop neben dem Chlorit und Karbonat auch Quarz und Rutil gezeigt und nähert sich so einem kalkhaltigen Quarzchloritschiefer (Chloritphyllit).

Daß durch Abnahme des Chlorits und Albits und Zunahme von Quarz und Serizit Übergänge von Kalkgrünschiefern und -chloritschiefern in Kalkphyllite hervorgehen können, liegt auf der Hand.

Endlich mag noch auf das Vorkommen von kalkreichen Quarzchloritschiefern hingewiesen werden, die sich am besten als »Kalkchloritphyllite« bezeichnen lassen und wohl als metamorphe Tuffitgesteine gedeutet werden können. Hier nur eine kurze Zusammenstellung dieser Gesteinsvorkommen, die später in dem den »Quarzchloritschiefern« gewidmeten Kapitel näher behandelt werden sollen:

1. Titanitreicher Kalkchloritphyllit bei der Einmündung der Goldegg-Wengerstraße in die Straße des Dientner Grabens (etwas S Schwefelhäusl), vgl. p. 153.

2. Titanitreicher Kalkchloritphyllit ein wenig N von der Einmündung der Eschenauer Straße in den Dientner Graben (E Schakendorf), vgl. p. 153.

3. Rutilreicher Kalkchloritphyllit im S-Teil des Dientner Grabens zwischen seiner Mündung und dem Kalkschieferzug des Eschenauer Kogels (also nahe bei dem vorigen Vorkommen), vgl. p. 153.

4. Titanitreicher Kalkchloritphyllit nahe bei dem Gehöfte Hochkling (N St. Veit), vgl. p. 153.

Epidotreicher Kalkchloritphyllit im Bachbett zirka 100 Schritte W aufwärts von Hackl (1·7 *km* W Forstau), vgl. p. 154.

v) Quarzchloritschiefer (Chloritphyllit).

Zum Unterschiede von den echten »Chloritschiefern«, in denen neben dem herrschenden Chlorit der Quarz vollkommen fehlt oder höchstens als akzessorischer Gemengteil eine recht untergeordnete Rolle spielt,[1] bezeichnen wir krystalline Schiefergesteine, an deren Zusammensetzung sich das letztgenannte Mineral zusammen mit dem Chlorit als Hauptkomponente beteiligt, als Quarzchloritschiefer oder als Chloritphyllite. Die erstere Bezeichnung erscheint uns wegen ihrer Bündigkeit vor der seinerzeit von Kalkowsky[2] für solche Gesteine vorgeschlagenen als »quarzige Chloritschiefer« oder der kürzlich dafür von Heritsch (67, p. 79) angewandten und wenig charakteristischen als »chloritische Schiefer«, die zudem von anderen bei Grünschiefern benützt worden ist,[3] entschieden den Vorzug zu verdienen. Bei etwas lebhafter glänzenden Typen von mehr phyllitartigem Aussehen, in denen sich gern ein wenig akzessorischer Serizit einstellt und die dann zu den »Chloritserizitphylliten« überleiten,[4] wird man vielleicht

---

[1] Vgl. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1901), p. 521, und Grubenmann, Die krystallinen Schiefer, II. Spezieller Teil (1907), p. 111. Abweichend von Rosenbusch rechnet Zirkel (Lehrbuch der Petrographie, III. Bd., p. 319 bis 320) auch noch relativ quarzreiche chloritische Schiefer zu den »Chloritschiefern«, ein Vorgang, dem wir uns, wie oben dargelegt, nicht anschließen wollen.

[2] Vgl. Kalkowsky, Elemente der Lithologie (1886), p. 201.

[3] Vgl. Rosenbusch, l. c., p. 344.

[4] In diesem Sinne sagt Kalkowsky, l. c., p. 252, daß die Grenze zwischen den »Chloritphylliten« und (quarzigen) »Chloritschiefern« schwer zu ziehen sei. Unter »Chloritserizitphylliten« verstehen wir Phyllite mit den wesentlichen Komponenten Quarz, Serizit und Chlorit.

lieber den Terminus »Chloritphyllit« gebrauchen. Im großen Ganzen betrachten wir diesen als Synonym von »Quarzchloritschiefer«, während in manche Petrographen wie Weinschenk[1] im Sinne unseres Chloritserizitphyllites fassen.

Was die Natur der in der Grauwackenzone ziemlich häufigen Quarzchloritschiefer[2] betrifft, so halten wir sie mit Heritsch (67, p. 79) für ehemalige mit sandigem Sedimentärmaterial gemischte Tuffe (besonders Diabastuffe), also für metamorphosierte Tuffite.

Ihre Farbe erscheint dunkler- oder hellerlauch- bis -graulichgrün, seltener grünlichgrau oder — bei relativ höherem Serizit- und Epidotgehalt — gelblichgrün. Infolge ungleichmäßiger Verteilung des Chlorits auf den Schieferflächen bilden sich zuweilen dunkelgrüne, bald im Sinne einer Streckung ausgezogene, bald wieder mehr fleckenartig verbreiterte Streifen, die sich von einem lichtergraulichgrünen Untergrund gut abheben. Schieferflächen, in der Regel sehr vollkommen ausgeprägt (dünn- und ebenschiefrige Typen), viel seltener unvollkommener und durch gröbere Quarzkörner (bis 1 *mm* große Porphyroblasten) knotig erscheinend, gewöhnlich mit einem dichten, häutigen Belag von Chlorit-, untergeordnet auch von Serizitschüppchen versehen. Struktur zumeist feinblättrig-körnig (sandig) oder dicht. Mitunter im Querbruch quarz- und chloritreiche Lagen, denen sich bei kalkhaltigen Varietäten noch kalzitische Bändchen hinzugesellen, miteinander abwechselnd.

Neben den beiden wesentlichen Gemengteilen Chlorit (Pennin und Klinochlor) und Quarz können sich als Akzessorien — reichlicher oder spärlich — noch Serizit, grünlicher Biotit, Karbonat (Kalzit, Ankerit, Siderit), Epidotminerale (Pistazit, Klinozoisit, Zoisit), Titanit (Leukoxen), Rutil, opakes Erz (Magnetit, Ilmenit, Pyrit) und in vereinzelten Fällen auch Apatit, Turmalin und (?) Helminthoid einstellen.

Zuweilen reichert sich Kalzit in hellen, feinkrystallinen Blättern (Lagen) oder Linschen, die entweder einer ursprünglichen Beimengung von Kalkschlamm zum quarzsandigen Tuffit oder späteren Infiltrationen entsprechen dürften, an. Solche kalkreiche Quarzchloritschiefer, welche sozusagen die Übergänge der eigentlichen Quarzchloritschiefer zu den Kalkchloritschiefern[3] bilden, lassen sich am besten als »Kalkchloritphyllite« bezeichnen. Abnahme des Quarzgehaltes der Quarzchloritschiefer leitet zu den echten Chloritschiefern, gleichzeitige Zunahme des Albites, respektive auch des Kalzites zu den Grünschiefern (Chloritgrünschiefern), respektive Kalkgrünschiefern[4] über. Von den akzessorischen Gemengteilen werden namentlich der Titanit (Leukoxen), Rutil und Epidot für einzelne unserer Chloritphyllitvorkommen charakteristisch.

A. Westlich des Salzachquertales.

1. Unmittelbar NW von G. P. 1880 (vgl. Karte 1 25.000) am Brunkopf (Berg NNE Schwalbenwand, Region S Saalfelden) epidotreicher Quarzchloritschiefer.

2. Das unmittelbar S vom Gipfel des Hohen Hundsteins in W — E-Richtung streichende Kalkband gegen S begrenzend, leukoxenreicher Quarzchloritschiefer.

3. Bei der Einmündung der Goldegg-Wenger Straße in die Straße des Dientner Grabens (etwas S Schwefelhäusl 1 : 25.000), titanitreicher Kalkchloritphyllit, durch seinen hohen Kalkgehalt einen lithologischen Übergang zu den Kalkchloritschiefern darstellend.

4. Ein wenig N von der Einmündung der Eschenauer Straße in den Dientner Graben (E Schakendorf) dünnschiefriger Quarzchloritschiefer.

5. Ungefähr vom selben Fundort wie das vorige Gestein titanitreicher Kalkchloritphyllit.

6. Im S-Teil des Dientner Grabens zwischen seiner Mündung und dem Kalkschieferzug des Eschenauer Kogels (also nahe bei den vorigen Gesteinen) rutilreicher Kalkchloritphyllit.

7. Nahe beim Gehöfte Hochkling (N St. Veit) im dortigen Kalkphyllitzug titanitreicher Kalkchloritphyllit.

8. Der von Buttmann (22, p. 34) von der am SW-Gehänge des Hochkails (N Mühlbach) hinlaufenden Horizontalbahn des Mitterberger Bergwerkes erwähnte »Chloritschiefer« (»Diabas«) ist seinen Gemengteilen nach richtiger als Quarzchloritschiefer zu benennen.

9. Quarzchloritschiefer ist offenbar auch das etwas S von Außerfelden bei einem kleinen Steinbruch an der Straße aufgeschlossene graugrüne, schwach geschieferte Gestein (»Chloritschiefer«, 22, p. 35).

---

[1] Vgl. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, II. Teil (1905), p. 316.

[2] Jedenfalls sind sie hier durchaus nicht so selten, als man nach einer Äußerung Kalkowskys (l. c., p. 201) über das Vorkommen dieser Gesteine glauben könnte.

[3] Vgl. p. 151.

[4] Vgl. p. 151.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

B. Östlich des Salzachquertales.

1. Im mittleren Teil des vom Hoch-Gründeck NNW-wärts gegen Pöham ins Fritztal ziehenden Klaus-(Raidl-)grabens unweit des Gehöftes Ahorneck (SE Bischofshofen) rutilreicher Chloritphyllit.

2. Etwas WSW von Klemm im Igelsbachgraben, zirka fünfviertel Kilometer aufwärts von seinem Ausgange in das Fritztal Chloritphyllit. Das habituell etwas an einen Porphyroid erinnernde und wohl tuffitogene Gestein könnte seiner Lage und Beschaffenheit nach mit dem von Buttmann (22, p. 34) als Einlagerung im Silurphyllit zirka bei P. 840 *m* des Igelsbachgrabens beobachteten und für ein »serpentinähnliches Diabasgestein« gehaltenen Schiefer ident sein.

3. Das ein wenig S über Kote 1080 *m* von Buttmann (22, p. 35) im oberen Igelsbachgraben (E Hochgründeck, Region S Burgegg) aufgefundene und als »Chloritschiefer« angesprochene Gestein besitzt die Zusammensetzung eines »Quarzchloritschiefers«.

4. Unmittelbar SW von Reitdorf an der gegen Scharfelhof führenden Straße (Gebiet SW Altenmarkt) dünnschiefriger Quarzchloritschiefer.

C. Südlich der Salzach, des Wagreiner Baches und Tertiärs und der Mandlingkette.

1. Einlagerung im schwarzen Phyllit im Bachbett zirka 100 Schritte W aufwärts von Hackl (1·7 *km* W Forstau), epidotreicher Kalkchloritphyllit. Der unter dem Mikroskop nicht allzuselten erscheinende Albit verleiht zusammen mit dem Epidot dem offenbar tuffitischen Gestein grünschieferartiges Gepräge.

2. Von derselben Stelle wie das vorige Gestein und mit ihm verknüpft, dünnblättriger Quarzchloritschiefer.

3. Am E-Gehänge des Forstautales zirka 200 *m* NE über der Aumaishütte (P. 1048 *m*) anstehend (mit 50° N-Fallen), feinkörniger Quarzchloritschiefer (Chloritphyllit).

4. An dem von der Auritzalpe (E-Gehänge des Forstautales) ins Forstautal führenden Weg zirka bei P. 1442 *m* anstehend (mit 60° N-Fallen), feinkörniger Quarzchloritschiefer (Chloritphyllit).

Weitaus die Mehrzahl der auf den vorigen Seiten angeführten Vertreter von metamorphen Eruptiven, Tuffen und Tuffiten liegt in der vom Zeller See ostwärts ins obere Ennstal streichenden Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone. In ganz wesentlich selteneren Fällen erscheinen sie im Bereiche der Radstädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe, stimmen aber auch hier in petrographischer Hinsicht völlig mit den gleichartigen Gesteinen der Grauwackenzone überein.

Im Folgenden sei eine Zusammenstellung dieser südlicheren Vorkommen geboten.

In der Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe:

1. Saukarkopf (S Grieskareck), epidotreicher Albitamphibolitschiefer, vgl. p. 145.
2. Wildbüheltal (SE Wagrein), Hornblendeepidotschiefer (Epidotamphibolit), vgl. p. 146.
3. Brandstattwald (N Mitter-Kleinarl), quarz- und kalkreicher Epidotchloritschiefer (Kalkgrünschiefer), vgl. p. 149.
4. Zwischen Obristwald und Gründegg (SW Mitter-Kleinarl) Epidotchloritschiefer, vgl. p. 149.
Im Sattel zwischen Gründegg und Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl) Epidotchloritschiefer, vgl. p. 149.
6. Unmittelbar SE unter dem Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl)[1] kalk- und quarzreicher Epidotchloritschiefer (Kalkgrünschiefer), vgl. p. 149.
7. Zirka 200 *m* E über der Aumaishütte (Forstautal) Quarzchloritschiefer, vgl. p. 154.
8. Bei P. 1442 *m* am Wege von der Auritzalpe ins Forstautal Quarzchloritschiefer, vgl. p. 154.

In der Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe:

9. Zwischen Benkkopf und P. 1852 *m* (W Mitter-Kleinarl) kalkreicher Albitchloritschiefer (Kalkgrünschiefer), vgl. p. 150, 152.

B. Mesozoikum der Radstädter Tauern.

Während die mesozoischen Ablagerungen im N-Teile unseres Aufnahmsfeldes — von den Werfener Schiefern zwischen Saalfelden, Bischofshofen, Filzmoos und der Schladminger Ramsau an gegen N — samt der von hier bis zum untersten Flachautale streichenden Mandlingkette dem Faziesgebiete der N-Kalkalpen oder dem »Oberostalpin«, bezüglich den »Tiroliden« im Sinne Staubs (220, p. 88)[2] angehören entsprechen sie südwärts davon der zentralalpinen Faziesregion der Radstädter Tauern[3]

---

[1] Die Zugehörigkeit dieses Vorkommens zur Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe ist nicht ganz sicher, aber doch wahrscheinlicher als die zum Kleinarler Komplexe.

[2] = Ostalpin bei E. Sueß (159, p. 170) = »Austroalpin« bei Hahn (58, p. 338; 59, p. 285).

[3] Böse (16, p. 586) hat dieselbe noch seinem »Berchtesgadner Triasfazies-Bezirk« zugerechnet, Standpunkt, der wegen der immerhin ganz deutlichen faziellen Unterschiede zwischen Radstädter und N-alpinem Mesozoikum von uns nicht geteilt werden kann. Vgl. dazu auch Gümbel (55, p. 383).

oder dem »Unterostalpin« Kobers (200, p. 214; 201, p. 379), respektive dem »Mittelostalpin« Staubs (220, p. 178 ff.).[1]

Soweit wir nun diese mesozoische »Radstädter Serie« am Aufbaue unseres Gebietes beteiligt sehen, bildet sie ein integrierendes Glied der »Tauerndecke« des Radstädter Deckensystems (Uhlig, 172, p. 26). Sie tritt uns namentlich in der Tiefe des Taurachtales S von Untertauern und N davon im kleinen Lackengut- und Brandstattwaldfenster, ferner im größeren des Lackenkogels (SE Radstadt) entgegen, und endlich in den vielen schmalen Gesteinszügen und -fetzen, die sich vom Flachautal westwärts bis gegen das Großarltal und in den Bereich der Klammserie hineinerstrecken. In tektonischer Hinsicht lassen sich die Gesteine der »Tauerndecke« in zwei Teilschuppen oder -decken zerlegen, deren untere nur mesozoische Straten aufgeschlossen zeigend, die tiefere Partie des Brandstattwald-, Lackengut- und Lackenkogelfensters einnimmt und als »Lackenkogeldecke (bezüglich -schuppe)« bezeichnet werden mag, während die darauf als höherer Fensterteil liegende und wohl auch in der Region bei Untertauern und vor allem über der Klammserie im Kleinarler Gebiet erscheinende von uns die »Kleinarler Decke (Schuppe)« genannt wird. Ihr Mesozoikum ruht auf einem quarzphyllitisch-quarzitischen Sockel auf, unserer »Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe« (vgl. p. 108).

Das Radstädter Mesozoikum unseres Gebietes umfaßt: den gewöhnlich als Diploporendolomit bezeichneten Radstädter Dolomit, der hauptsächlich der ladinischen Stufe, vermutlich zum Teil aber auch noch der karnischen bis norischen (oberer, respektive Haupt-Dolomit) entsprechen dürfte; die in unserem Terrain wohl vorwiegend dem Rhät bis Lias und nur untergeordnet — so wie weiter im S — eventuell dem Partnach- und dem Raibler Niveau angehörige Pyritschiefergruppe; und endlich die Radstädter (Bänder-) Kalke und Marmore, die größtenteils der Juraformation zufallen dürften, wenngleich uns für sie da und dort daneben — so wie gleichfalls im zentralen und S-Gebiete der Radstädter Tauern — auch triadisches Alter (Muschelkalk und eventuell Karnikum) in Betracht zu kommen scheint.

Die das Radstädter Mesozoikum so häufig begleitenden Rauchwacken, welche ja weiter im S teilweise ein stratigraphisches Niveau (?Muschelkalkrauchwacke) im Sinne Termiers (163) darstellen mögen, halten wir in unserem Untersuchungsbereiche doch des Wesentlichen für eine vorwiegend aus den Radstädter Kalken beim Darübergleiten der Radstädter (respektive auch der Kleinarler) Quarzphyllit-Quarzitgruppe hervorgegangene Mylonitbildung (vgl. p. 160).

Die Schichtfolge unseres Radstädter Mesozoikums ist demnach, wo sie nicht durch die Deckenbewegungen in ihrem natürlichen Zusammenhange zu stark beeinträchtigt worden, vom Liegend zum Hangend am häufigsten (aber nicht immer) die nachstehende: Radstädter Dolomit, Pyritschiefer, Radstädter Kalk und dann die Rauchwacke (Mylonit), die vom Quarzphyllit-Quarzit überlagert wird.

In der älteren geologischen Literatur pflegt das Mesozoikum der Radstädter Tauern als Komplex der »Radstädter Tauerngebilde« bezeichnet zu werden, ein Name, der ihm zuerst 1854 von Stur (153, p. 823, 833, 849) beigelegt worden ist.

a) Radstädter Dolomit (hauptsächlich ladinisch, zum Teil wohl auch karnisch-norisch).

Als meist tiefstes Glied des Radstädter Mesozoikums erscheint in unserem Gebiete der hauptsächlich ein stratigraphisches Äquivalent des N-alpinen Ramsau- und gegen sein Hangend wohl auch des »oberen«, respektive Hauptdolomites (vgl. p. 179) darstellende »Radstädter Dolomit«, der in unserer Kleinarler Decke stellenweise deutlich dem Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit aufliegt,[2] ohne daß man irgendwo dazwischen eine Werfener Schiefern vergleichbare Gesteinsart[3] zutage kommen sieht.

Was die Mächtigkeit unseres Radstädter Dolomites anlangt, so findet man ihn in der Lackenkogeldecke am Lackenkogel oder bei Untertauern bis zu zirka 700 *m* stark aufgeschlossen. Innerhalb der

---

[1] »Lepontin« bei E. Sueß (159, p. 171, 189) und Uhlig (174).

[2] Wo das Radstädter Mesozoikum, respektive der Dolomit unmittelbar über der Klammserie auftritt, dürfte hingegen zwischen beiden eine Schubbahn durchziehen.

[3] Das von Vacek (182, p. 384) angenommene Vorkommen von »echten Werfener Schiefern« mit einem darin eingeschalteten »Gipslager« (vgl. auch Aberle, 1, p. 337 und Frech, 33, p. 11, 25) am W-Hange des Ennsursprungtales unter der Ennskraxen existiert, wie Uhlig (172, p. 6) zeigen konnte, in Wirklichkeit nicht. Vielmehr haben sich die »Gipse« als ein habituell an Alabaster erinnernder Radstädter (Jura-)Kalk und die angeblichen Werfener Schiefer als Serizitquarzitschiefer erwiesen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Kleinarler Decke bleibt er entschieden schwächer: so beobachteten wir ihn lokal im Lackenkogelfenster bis zirka 400 *m*, am Benkkopf (WSW Mitter-Kleinarl) und S der Schwabhütte (NE Kitzstein) maximal 70 bis 60 *m* und endlich in den kleineren Dolomitzügen und -fetzen um Mitter-Kleinarl meist nur wenige Meter mächtig.

Nun eine kurze petrographische Charakterisierung des Radstädter Dolomites. Er erscheint teils dunkel-(auch bläulich-)grau, ja fast schwarz, teils dunkler- und hellgrau gestreift oder gefleckt, teils lichtgrau bis weißlich. Verwitterte Lagen oft weiß ausgebleicht oder infolge eines geringen Eisengehaltes gelblichbraungrau. Nicht selten läßt sich auch eine gewisse Ton- oder Bitumenbeimengung konstatieren. Struktur dicht bis fein-(zucker-)körnig und in letzterem Falle eine leichte Krystallinität zeigend. Hierdurch wie ferner durch seine häufiger dunkle Färbung und die vorwiegend feste oder kompakte Beschaffenheit läßt sich der Radstädter Dolomit im allgemeinen von dem ungleich öfter mechanisch zerquälten und zu bröckelig-grusigen Zerfall neigenden Ramsau-(und Haupt-)dolomit der N-Kalkalpen unterscheiden. Nur selten finden sich so stark zertrümmerte Partien, daß man sie lithologisch dem brecciösen Ramsaudolomit (»Brecciendolomit«) zur Seite stellen kann. Dies ist z. B. bei den kleinen, stärkstens tektonisch mitgenommenen Dolomitfetzen im Salzachtale zwischen Schwarzach und Lend und bei diesem Orte der Fall, die wohl auch deshalb von einigen Geologen (Uhlig, 172, p. 38; Kober, 81, p. 33; Heritsch, 70, p. 110) als Fortsetzung der N-alpinen Mandlingkette betrachtet worden sind, während sie unseres Erachtens der »Kleinarler Decke« zugehören.[1] Ein Schichtung ist im Radstädter Dolomit bald ziemlich deutlich ausgeprägt (dünn- und grobbankige Typen), bald aber nur äußerst undeutlich wahrzunehmen. Wie schon Uhlig (172, p. 7) richtig bemerkt, sind die verschiedenen Varietäten des Radstädter Dolomites vielfach durch Übergänge miteinander verbunden.

Gegen die Pyritschiefergrenze hin können sich in dem hier gern dunkel erscheinenden Dolomit bereits Pyritkörner einstellen (z. B. an einer Stelle N von Tellis Kohlstatt im Zauchtal) oder es kommt hier auch zur Entwicklung eines lebhaft gelb- oder rostbraun verwitternden, im frischen Bruche weiß- bis dunkelgrauen, dichten, eisenschüssigen Dolomites (172, p. 8), der mitunter von schwärzlichen oder grünlichen, schmalen Pyritschieferstreifen durchwachsen erscheint. Wir beobachteten solche »Eisendolomite« unter anderem unmittelbar SE unter dem Roßfeldeck (SW Mitter-Kleinarl) und etwas E vom Gipfel des Hinteren Geissteins, hier in Radstädter Quarzphyllit-Quarzit eingeklemmt.

Das wichtigste Fossil des Radstädter Dolomites ist die im S-Hauptgebiet der Radstädter Tauern ziemlich häufige und stellenweise geradezu gesteinsbildende *Diplopora debilis* Gümb. sp., die hier diesem Triasgliede die Bezeichnung »Diploporendolomit« eingetragen hat. Nachdem wir in unserem Gebiete noch keinen sicheren Diploporenfund daraus kennen, ziehen wir dafür den indifferenten Namen »Radstädter Dolomit« vor.

Während Vacek (177, p. 623; 182, p. 364) diese Bildung wegen ihrer Überlagerung durch die von ihm als Reingrabner Schichten aufgefaßten Pyritschiefer und nach den Diploporen mit dem Wettersteinkalk parallelisierte, haben ihn Wöhrmann (188, p. 710) und auch Diener (25, p. 388) bei Versetzung der Pyritschiefer ins Rhät für Hauptdolomit erachtet. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und Diploporenfunde können wir uns heute wohl der von Böse (16, p. 570) und Uhlig (8, p. 29) geäußerten Meinung anschließen, daß der Radstädter Dolomit stratigraphisch eine Position zwischen der Untertrias und dem Rhät einnehme und so der Hauptsache nach ladinisch, zum Teil aber auch noch obertriadisch (karnisch-norisch) sei, eine Ansicht, die auch mit der von Frech (31, p. 1260; 33, p. 12 und 15) vertretenen ziemlich harmoniert.[2]

---

[1] Die relativ kompakte Beschaffenheit des Radstädter Dolomites kommt insbesondere in den tieferen, unter starker Belastung gebildeten Tauerndecken zur Geltung, wogegen sich die zu oberst liegende Kleinarler Decke naturgemäß in dieser Hinsicht mehr den an der S-Seite der Kalkalpen gelegenen Schuppen mit ihrem mechanisch so intensiv zertrümmerten Ramsaudolomit nähert. Für die Zugehörigkeit der Dolomitfetzen von Lend etc. zum Radstädter Mesozoikum haben sich schon Stur (153, p. 833) und Vacek (176, p. 3) ausgesprochen.

[2] Frech unterscheidet neben dem vorwaltenden ladinischen stellenweise auch noch »Hauptdolomit« in den Radstädter Tauern.

b) Pyritschiefergruppe (hauptsächlich rhätisch).

Das in der Regel über dem Radstädter Dolomit folgende Glied unseres Tauernmesozoikums ist die Pyritschiefergruppe, welche ihren Namen 1884 von Vacek (177, p. 628) wegen der häufig darin auftretenden Pyritkryställchen[1] erhalten hat. Peters und Stur (112, 153) hatten sie zuerst — 1854 — kurzweg als die »Radstädter Schiefer« bezeichnet und irrtümlich für ein nicht nur den Radstädter Kalk, sondern auch den Dolomit unterteufendes, also älteres Triasniveau (Werfener Schiefer, 153, p. 833, 849, respektive Gutensteiner Schichten, 112, p. 812) gehalten.

Im Hauptgebiete der Radstädter Tauern sind nun die »Pyritschiefer«, wie aus ihrer trefflichen, von Frech (33, p. 12 ff.) und Uhlig (8, p. 29; 172, p. 7) gelieferten Beschreibung hervorgeht, keineswegs ein einförmig schiefriger Komplex, sondern vielmehr durch eine nicht unbedeutende Mannigfaltigkeit ihrer Gesteine ausgezeichnet. Denn neben den allerdings vorwaltenden, teils mehr kieselig- oder reintonigen, teils mehr kalkschiefrigen eigentlichen Pyritschiefern treten hier auch braune, streifigschiefrige Sandsteine, dann namentlich gegen den liegenden Radstädter Dolomit zu, meist als gelbbrauner »Eisendolomit« entwickelte Dolomitbänke auf, welche durch ihre Wechsellagerung mit dem Schiefer dessen innige Verknüpfung mit dem Radstädter Dolomit bewirken können,[2] auf, ferner, und zwar wieder mehr gegen den hangenden Radstädter Kalk hin und die Grenzlinie gegen denselben einigermaßen verwischend, dunkel-, rötlich-, bräunlich-, gelblich- oder auch grünlichgraue Kalkschiefer (Mergel) und Kalk- oder Marmorlagen. Eine große Rolle spielen — zwar nicht in unserem N-, wohl aber im S-Hauptgebiet der Radstädter Tauern — innerhalb der kalkigschiefrigen Pyritschiefer auch Einlagerungen von Korallen-(Lithodendron-)-kalkbänken und von Bivalvenlumachellen, welche da zusammen mit den freilich nur sehr selten in den mergeligen Schiefern gefundenen Molluskenresten (Bivalven, Gastropoden) den Pyritschieferkomplex wohl hauptsächlich in die rhätische Stufe verweisen. Die eigentlichen dünnplattigen Pyritschiefer sind hauptsächlich schwärzlich oder dunkelgrau, ihre mehr mergeligen Varietäten zuweilen auch grünlich-, bräunlich-, gelblich- oder hellgrau.

Da und dort als normales mattes Schiefergestein ausgebildet oder kaum mit einem leichten, serizitischen Glanz ausgestattet, weist der Pyritschiefer an anderen, relativ stärker dislozierten Stellen die Beschaffenheit eines Glanzschiefers oder gar eines Kalkphyllites (vgl. 8, p. 32), respektive kalkfreien Serizitphyllites auf und zeigt auf den Schichtflächen oft auch zarte, lineare Fältelungs- oder Streckungsstriemen.

Die mikroskopische Untersuchung verschiedener, teils ziemlich unveränderter, teils stärker metamorpher Pyritschiefervorkommen aus unserem Kartierungsbereich ergab als die Hauptkomponenten feinste Quarzkörner und Serizitschüppchen und als Akzessorien winzige Tonschiefer-(Rutil-)nädelchen, fast allenthalben reichlich vorhanden, und Pyrit, ferner gelegentlich Albit, Chlorit, blaßgrünlichen Biotit, Zirkon, Turmalin, Titanit, rhomboëdrisches Karbonat (Kalzit, Siderit), Hämatit, Limonit und kohliges Pigment.

Während der Pyritschieferkomplex in der Hauptregion der Radstädter Tauern zuweilen eine Mächtigkeit bis zu zirka 100 *m* erreichen und auch im Lackenkogel- und Brandstattfenster unseres Gebietes lokal noch eine Stärke von 40 oder 50 *m* zeigen kann, beträgt sie in den stark laminierten mesozoischen Bändern und Fetzen der Kleinarler Decke um Mitter-Kleinarl höchstens einige Meter, oft aber nur Bruchteile eines solchen oder diese Bildung fehlt hier gänzlich.

Um ein genaueres Bild von der Entwicklung der Pyritschiefergesteine in unserem Aufnahmsbereiche zu geben, seien einige Vorkommen mit kurzen Diagnosen angeführt:

a) Bei Untertauern.

1. ESE Marchgut (etwas N Untertauern) stark metamorphosierter, mittel- bis dunkelgrauer phyllitartiger Schiefer (fast Serizitphyllit).

b) Lackengut-Fenster.

1. W von dem Prof. Paal'schen Jagdhaus (P. 932): hell- bis dunkelgrauer, ziemlich kalkfreier Pyritschiefer. 2. W-Seite des Fensters: graugrüner, mattglänzender, kalkfreier Pyritschiefer.

---

[1] Die Größe dieser Kryställchen (Würfel und Pentagondodekaëder) schwankt nach unseren Beobachtungen von winzigen Dimensionen bis zu Durchmessern von etwas über 1 *cm*.

[2] Eine transgressiv-diskordante Auflagerung des Pyritschiefers auf dem Radstädter Dolomit, Vacek (177, p. 628) behauptet worden, haben wir nirgends beobachten können.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

c) Brandstatt-Fenster.

1. Kleiner Hügel am linken Taurachufer etwas NW vom Rundhöcker beim Wernhart-Lehen: grauer, dünnplattiger kalkphyllitartiger Schiefer. 2. W vom Wernhart: grauer, dünner Plattenkalk, von der Grenze gegen den Radstädter Kalk stammend. 3. SW von Steingut und Hoheneck: weißlich- bis hellgeblichgrauer dünner Plattenkalk, über sandig-mergeligem Pyritschiefer liegend.

d) Lackenkogel-Fenster.

1. NW von der Labeneckhütte: dunkelgrauer, fast kalkfreier Pyritschiefer, zwischen rötlichem Bänderkalk und Mylonit eingepreßt. 2. Rechtsseitiger Seitengraben des Zauchtales bei Tellis Kohlstatt: schwarzgrauer, kalkfreier, dünnblättriger Pyritschiefer, mit Bänderkalken wechsellagernd. 3. Ebendaher: schwargrauer, etwas kalkhaltiger Pyritschiefer. 4. Unterer Teil des rechtsseitig ins Zauchtal mündenden Sinneckgrabens: graubrauner, dünnblättriger, schwach mergeliger Schiefer, mit Radstädter Dolomit verfaltet. 5. Rechtsseitiger Seitengraben des Zauchtales bei Siegels Kohlstatt: silbergrauer kalkphyllitischer Schiefer. 6. Ebendaher: grauer, dünnblättriger Mergelschiefer. 7. Gipfel des Lackenkogels und auch Kammhöhe etwas S davon: etwas fleckiger, dunkelgrauer, hellgelblichgrau verwitternder, dünnschichtiger Mergel. 8. Gipfelpartie des Lackenkogels: glanzloser (nicht metamorpher), rötlicher, gefleckter Mergelschiefer, in Verbindung mit dunklem, scheiterartigem Bänderkalk stehend. 9. Gipfelpunkt des Lackenkogels: mit den ebenerwähnten Gesteinen in Verbindung stehender schwarzgrauer dichter Mergelplattenkalk (vielleicht schon zur Radstädter Kalkgruppe gehörig). 10. Kendlwald (SE von Flachau): grauer Kalkschiefer. 11. An der Flachautalstraße E von Rohr (S Flachau): dunkelgrauer, hellgrau ausbleichender, serizitisch glänzender Schieferkalk.

e) Region bei Kleinarl.

1. S von der Saualpe an der N-Grenze des Kitzstein-Klammkalkes: dunkelgrauer oder schwärzlicher phyllitischer Tonschiefer, verknüpft mit Radstädter Dolomit und Kalk. 3. Benkkopf (WSW Mitter-Kleinarl): von NE her unter dunkelgrauem Bänderkalk und Dolomit einfallender dunkelgrauer, kalkfreier, phyllitähnlicher Pyritschiefer, unter dem Mikroskop feinste Diagonalschichtung und zarte sekundäre Fältelung aufweisend. 3. Ebendaher: hellgelblichgrüner, kalkfreier, lebhaft glänzender Tonschiefer.

Wie das Alter des Radstädter Dolomites hat auch das der Pyritschiefer der Radstädter Tauern bisher verschiedene Deutung erfahren. Gümbel (55, p. 380 bis 381) wollte sie den Partnachschichten, Stur (155, p. 259, 330), Vacek (177, p. 631), Frech (31, p. 1260; 33, p. 12), Böse (16, p. 572) und ursprünglich auch Diener (24, p. 253) der karnischen Stufe (Cardita- oder Reingrabner Schiefern), Wöhrmann (188, p. 710) und Diener später (25, p. 388, Fußnote)[1] dem Rhät, Uhlig (8, p. 29; 172, p. 8) den Kössener Schichten und auch noch dem tieferen Lias und schließlich Kober (81, p. 20) dem Rhät und Lias im allgemeinen gleichstellen. Bezüglich des Hauptgebietes der Radstädter Tauern mögen alle die hier angeführten Meinungen wenigstens zum Teil zu recht bestehen, indem es dort wohl, wie dies ja auch Sander (134, p. 143 bis 145) und Heritsch (69, p. 556; 70, p. 52) vermutet haben, neben den vorherrschenden rhätischen bis eventuell liasischen stellenweise auch ältertriadische Pyritschiefer geben dürfte. Unser nördlicheres Gebiet ist ob seiner besonders intensiven Überschiebungs- und Schuppungstektonik, die oft zu einer gänzlichen Laminierung der Pyritschiefer geführt hat, und wegen ihres völligen Fossilmangels für die sichere Lösung der Altersfrage kaum geeignet. Doch haben wir gleichwohl auch hier nach ihrem vorherrschenden Auftreten über dem Radstädter Dolomit und unter dem Radstädter Kalk den Eindruck gewonnen, daß sie vorwaltend dem Rhät und eventuell noch dem Lias angehören. Karnische oder aniso-ladinische (Partnachschiefer-)Äquivalente dürften hier hingegen nur eine sehr untergeordnete Bedeutung besitzen.

c) Radstädter Kalk (hauptsächlich jurassisch).

Für die sich oft im Hangend der Pyritschiefergruppe einstellenden Kalke, welche von Uhlig (8, p. 27; 172, p. 2) als »Jurakalke und -marmore« bezeichnet werden, wählen wir lieber den indifferenten, schon ursprünglich von Peters (112, p. 813) und Stur (153, p. 833) verwendeten Namen »Radstädter Kalke«. Diese Bildung ist nicht nur im südlicheren Hauptgebiet, sondern auch in unserer nördlicheren Region der Radstädter Tauern weit verbreitet und hat bei der Überschiebung durch die Radstädter Quarzphyllite-Quarzite hauptsächlich das Material für die so charakteristischen Reibungsrauchwacken (Mylonite) geliefert. In den südlicheren tieferen Radstädter Tauerndecken erreichen die »Jurakalke« nach Uhlig (8, p. 31) eine Mächtigkeit bis zu 100 *m* und darüber, in unserem Lackenkogel- und Lackengutfenster stellenweise noch eine solche von etwa 40 bis 60 *m*. Im Kleinarler Gebiete ist eine ähnliche Stärke entschieden selten zu finden (Saualpe N Kitzstein, Kniepalfen bei Mitter-Kleinarl), gewöhnlich handelt es sich hier nur um Mächtigkeiten von einigen Metern, ja von noch weniger.

---

[1] Vgl. hierzu auch 223, p. 196, Fußnote 2.

Die Radstädter Kalke sind oft plattige (»Plattenkalke«) und auf den Schichtflächen mit einem feinen Serizitbelag überzogene Kalkgesteine von schwärzlicher, dunkel- bis hellgrauer, weißlicher[1] und auch grünlicher, gelblicher und blaßrosaroter[2] Farbe, welche im Querbruche nicht selten eine feine Streifung erkennen lassen und dann als »Bänderkalke« entwickelt sind. Ausgesprochene Krinoidenkalke, welche lokal mit dunkelgrauen Kalkschiefern und Mergeln innig verknüpft, weiter im S (Zehner- und Großwandkar bei Obertauern etc.) eine gewisse Bedeutung gewinnen, treten in unserem Aufnahmsgebiete fast völlig zurück. Als Ausdruck der Gesteinsmetamorphose, die die ganze Tauernregion ergriffen hat, weisen die Radstädter Kalke außer den feinen Glimmerschüppchen (besonders Serizit, daneben auch Chlorit) auf den Schichtflächen und auch im Inneren der Bänke des öfteren durch Zunahme ihrer Korngröße eine deutlich krystalline Beschaffenheit auf, so daß sie dann als Marmore, respektive Bändermarmore zu benennen sind (vgl. 8, p. 33). Im allgemeinen zeigt sich aber dabei eine Abnahme der Krystallinität von den tieferen zu den höheren Radstädter Decken.

Wie Uhlig (8, p. 31) im S-Hauptgebiete der Radstädter Tauern keine Diskordanz zwischen den Pyritschiefern und den darüberliegenden Jurakalken feststellen konnte, sondern vielmehr eine gewisse Ablagerungsverknüpfung dazwischen sah, »sofern schon im Pyritschiefer einzelne Marmorbänke mit Krinoiden sich einstellen«, so haben auch wir in unserem Arbeitsbereiche den Eindruck einer Konformität dieser Schichten gewonnen. Entscheidenden Wert wagen wir aber diesen unseren Wahrnehmungen angesichts der außerordentlich gestörten und für stratigraphische Feststellungen besonders ungünstigen Lagerungsverhältnisse (Schuppenbildung etc.), in welchen uns die erwähnten Sedimente entgegenzutreten pflegen, nicht beizumessen.

Die mikroskopische Untersuchung einiger Dünnschliffe von Radstädter Kalken, die »Epikalzitmarmore« im Sinne Grubenmanns darstellen, läßt neben den herrschenden Kalzitkörnern und häufigen Serizitschüppchen als Akzessorien gelegentlich Chlorit, xenomorphen Albit, Quarz, seltene Rutilnädelchen und bei den dunkelgrauen Varietäten auch kohlig-graphitoidisches Pigment feststellen.

Deutliche parallele Streckungs- oder Fältelungsstriemen sind auf den Schichtflächen der Radstädter Kalke eine häufige Erscheinung. Infolge stärkerer Streckung haben sie zuweilen auch einen holzscheiterartigen Habitus angenommen, wie z. B. am Lackenkogelgipfel oder am Benkkopf (WSW Mitter-Kleinarl). Gelegentlich beobachtet man gegen die Schichtflächen geneigte und von Kalzitadern begleitete Kluftrichtungen, die einen Zerfall des Kalksteines in parallelepipedische Stücke bewirken können, so beim »Kalkofen« etwas NW von Bifang am rechten Gehänge des unteren Zauchtales (SSE Altenmarkt).

Wie die Pyritschiefer haben auch die Kalke der Radstädter Tauern im Laufe der Zeit eine recht verschiedene stratigraphische Deutung gefunden. Peters (112, p. 813), Stur (153, p. 834, 835, 849) und Gümbel (55, p. 378, 382) hielten sie zuerst zum Teil für Äquivalente des Muschel-(Gutensteiner-)kalkes, zum Teil für solche der Hallstätter Kalke, später Stur (155, p. 330) schlichtweg für Obertrias, dann Vacek (175, p. 314; 177, p. 628, 631) für Jura, Diener (24, p. 253 bis 255) nach den ihm geglückten Funden kanalikulater Belemniten im Zehnerkar bei Obertauern daselbst für Mittel- bis Oberjura und Frech (33, p. 10, 25, 26) teils für Gutensteiner Schichten (dunkle Plattenkalke an der Basis des Dolomites im obersten Enns- und Pleißlingtal und an der N-Seite des Lantschfeldes), teils (belemnitenführende Kalkgesteine des Zehnerkares) für höheren Jura, während Lias (Trockenlegung!) fehle; Uhlig (8, p. 31; 172, p. 2 bis 4) wollte darin insbesondere höheren Jura (Oberdogger oder Malm) und Kober endlich (81, p. 20; 82, p. 3) sowohl Lias (schwarze Pentacrinuskalkschiefer und weiße Krinoidenkalke samt der oberen Partie der Pyritschiefer) als (darüber folgende dunkle bis helle Bänderkalke mit Belemniten und Korallen) höhere Juraformation und eventuell sogar noch Neokom erblicken.

Die wichtigsten Fossilfunde innerhalb der Radstädter Kalkschichten sind jedenfalls bislang die kanalikulaten Belemniten geblieben, die Diener 1897 (l. c.) gleich neben lichten und fleischroten Krinoiden-(Pentacrinen-)kalken in ziemlich hellen, etwas mergeligen Linsen der dunkelgrauen Kalkschiefer des obersten Zehnerkars — im Hangend der Pyritschiefergruppe — entdeckt und die dann 1908 Uhlig

---

[1] Von weißen marmorartigen Kalken kennen wir u. a. ein Vorkommen am Hügel 1818 *m* S Sonntagskogel (SW Wagrein), am Weg E von P. 1760 *m* SE von der Kurzeckalpe (SW Mitter-Kleinarl) und ein früher sogar fälschlich als »Alabaster« geltendes unmittelbar E unter P. 1858 *m* am Kamme zwischen Ennskraxen und Mooseck (vgl. p. 155, Fußnote 3).

[2] Ein rosaroter Plattenmarmor findet sich z. B. am Wege zwischen Ober-Sinneck und der Labeneckhütte S von P. 1538 *m* (S Radstadt).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(172, p. 2 bis 4) auch im eigentlichen gelblichen Krinoidenmarmor und in grauen und gelben Streifenkalken an zwei Stellen des Großwandkars (W Obertauern) angetroffen hat.

In neuerer Zeit haben nun aber wieder Sander (134, p. 142 bis 143, 146, 148) und Spitz (223, p. 196, Fußnote 2) verschiedene Gründe geltend gemacht, daß nicht alle Kalke der Radstädter Tauern jurassisch, sondern daß sie zum Teil auch triadisch (anisisch und eventuell karnisch) seien.

Unser eigenes Aufnahmsgebiet ist ebensowenig wie für die endgültige Altersfixierung der Pyritschiefergruppe für die der »Radstädter Kalke« wegen des Fossilienmangels und der hier allenthalben herrschenden intensiven Überschiebungs- und Schuppentektonik geeignet, so daß wir eine Lösung oder Klärung dieses schwierigen Problems wohl nur von einer eingehenden »stratigraphischen« Revision des die südlicheren Radstädter Tauern einnehmenden mächtigeren Mesozoikums erwarten können. Immerhin scheinen uns in der Lackenkogel- und Kleinarler Decke die Radstädter Kalke hauptsächlich den über dem Dolomit auftretenden Pyritschiefer zu überlagern und demnach gemäß der Uhlig'schen Ansicht vorwaltend der Juraformation anzugehören. Bloß an wenigen Stellen, an denen man ein Unterteufen des Dolomites durch Pyritschiefer und Radstädter Kalk sieht, dürften diese dem Muschelkalk (»Basalgebilde« des Radstädter Mesozoikums im Sinne Sanders) oder eventuell auch zum Teil der karnischen Stufe entsprechen.

d) Rauchwacken und Reibungsbreccien (Mylonite).

So weitverbreitet als Rauchwacken im S-Hauptgebiete der Radstädter Tauern sind, sehen wir sie auch in deren nördlicherem von uns untersuchten Abschnitt. Sie erscheinen hier namentlich sowohl an der Hangendgrenze der mesozoischen Lackenkogelschuppe gegen die mit Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit zutiefst darüberliegende Kleinarler Schuppe (Decke) als an deren Kontakt mit dem noch höher liegenden, über das Radstädter Mesozoikum geschobenen Radstädter Quarzphyllit-Quarzitkomplexe.

Während nun die Radstädter Tauern-Rauchwacken schon von Vacek (175, p. 312; 178, p. 132; 182, p. 382), Gümbel (55, p. 377) und in neuerer Zeit von Termier (163, p. 4), Sander (135, p. 227) und Kober (200, p. 214) vorwiegend für eine Sedimentärbildung erklärt wurden, die wohl hauptsächlich dem höheren Werfener- oder Muschelkalkniveau entsprechen und (nach Termier) wegen ihrer mürben Beschaffenheit besonders leicht einer Mylonitisierung anheimfallen konnten, sind Frech (33, p. 15), Uhlig (8, p. 34) und früher auch Kober (81, p. 21) für ihre Natur als Reibungsbreccien, also echte Mylonite eingetreten.

Mag nun ihr Charakter in jener S-Hauptregion der Radstädter Tauern dieser oder jener sein, im N-Teil dieses Gebirges müssen wir sie, abgesehen von ihrem lithologischen Charakter auch nach ihrem vorherrschenden Auftreten im Hangend des Radstädter Mesozoikums und im Liegend der Quarzphyllite-Quarzite doch wohl des Wesentlichen für Mylonite halten, die sich, entsprechend der Uhlig'schen Auffassung an den Überschiebungsflächen hauptsächlich auf Kosten des Radstädter Kalkes (»Juramarmors«) gebildet haben. Wo die Kalke über den Pyritschiefern fehlen, ist die profilmäßige Schichtfolge von unten nach oben (z. B. im Taurachtal und Lackenkogelfenster) sehr häufig Dolomit, Pyritschiefer, Rauchwacke, Quarzphyllit oder gar Dolomit, Rauchwacke, Quarzphyllit(-Quarzit). Was ferner Uhlig (172, p. 15) im Hauptgebiete der Radstädter Tauern beobachtet hat, gilt gleichfalls für unser nördliches, »daß sich die Rauchwacke nicht immer streng auf die Kontaktfläche beschränkt, sondern auch etwas tiefer in den Juramarmor und Pyritschiefer in unregelmäßiger Weise eindringt, doch so, daß der Zusammenhang mit dem anormalen Kontakt der überschobenen Masse ersichtlich ist oder vermutet werden kann. Am Kontakt kommt es zu mannigfaltigen untergeordneten Komplikationen: abgerissene Fetzen von Quarzit erscheinen wiederholt zwischen Jurakalk und selbst Pyritschiefer eingeschaltet und die Schichtfolge erfährt untergeordnete auf Schuppenbildung« (Gleitbretter) »und Absplitterung zurückzuführende Verdoppelungen«.

Petrographisch läßt sich die Rauchwacke als ein grau- bis bräunlichgelbes, gewissermaßen kalktuffähnlich aussehendes, löcherig anwitterndes Gestein charakterisieren, das zahlreiche, selten nußgroße, meist aber nur linsengroße oder noch kleinere eckige Fragmente des Quarzphyllites, Radstädter Kalkes und zuweilen auch des Dolomites enthält.

Mächtigkeiten von 100 *m* und darüber, wie sie die Rauchwacken in der Hauptregion der Radstädter Tauern mitunter aufweisen, kommen in ihrem N-Gebiete höchstens ausnahmsweise zur Beobachtung (z. B. bei der Beilhütte nächst Untertauern). Stärken von 40 bis 50 *m* sind im Lackenkogelfenster schon als sehr beträchtliche anzusehen. In der Regel beträgt hier wie in den mesozoischen Zügen und Fetzen um Mitter-Kleinarl die Mächtigkeit der Rauchwacke nur ein paar Meter oder noch merklich weniger.

Eigentliche, also nicht rauchwackenartig entwickelte Reibungsbreccien, welche lithologisch einigermaßen an die »Schwarzeckbreccie«[1] der W-Hochfeindgruppe erinnern, haben wir innerhalb unseres Kartierungsbereiches nur an einigen wenigen Stellen aufgefunden, und zwar:

An der Felsaufragung ENE von der Zirmegghütte SW von Mitter-Kleinarl (Kalk-Dolomit-Quarzphyllitbreccie), an der S-Grenze des Klammkalkzuges des Kitzsteins (NW Mitter-Kleinarl) unmittelbar S von diesem Berge (Kalk-Quarzphyllit-Breccie), an der Basis der N-Wand des nächst P. 1637 NE vom Grieskareck gelegenen Radstädter Kalkfelsens (Zertrümmerungspartie dieses Kalkes) und endlich bei Hainbach nächst Taxenbach an der nach Rauris führenden Straße an der Grenze des dortigen Radstädter Kalkes gegen den Quarzphyllit (bunte Kalkbreccie).

C. Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen.

Gegen N schließt sich an das »unter-«, respektive »mittelostalpine« Mesozoikum der Radstädter Tauern das »oberostalpine« der N-Kalkalpen an (vgl. p. 103 bis 104, 154 bis 155). Bei der nun folgenden Besprechung seiner einzelnen Formationsstufen wird stets auf die tektonische Großgliederung des Gebietes Rücksicht zu nehmen sein, das uns zwei Haupteinheiten unterscheiden läßt, das Kalkhochgebirge oder die »hochalpine Decke« im N und das von ihr — anscheinend südwärts — an der großen »hochalpinen Überschiebungsfläche« überfahrene »Werfen—St. Martiner Schuppenland« im S. Dessen südlichste Zone (Schuppe) stellt die »Mandlingkette« dar, welche von der S-Seite des Stoderzinkens aus in WSW-Richtung bis zum Ausgange des Flachautales in die Grauwackenzone hineinstreicht. Die geschlossene S-Grenze der das Ostalpin basal einleitenden Werfener Schichten vorläuft von Saalfelden über Bischofshofen und Filzmoos in die Schladminger Ramsau.

In lithologischer und faunistischer Beziehung weisen das Werfen—St. Martiner Schuppenland und die hochalpine Serie entschieden mancherlei Analogien — so die Ausbildung des Ramsaudolomites und das Vorhandensein von relativ schwachem, kalkarmem Karnikum — auf, weshalb ja auch Böse (16, p. 566, 585; 17, p. 750) beide demselben, — seinem »Berchtesgadener Faziesbezirk« — zugerechnet hat.[2] Hingegen besteht, sei es zwischen einzelnen Formationsgliedern beider Serien, sei es zwischen ihnen in ihrer Gesamtheit, ein höchst auffälliger, faziell begründeter Mächtigkeitsunterschied, den Hahn (168, p. 83 bis 84) bekanntlich dadurch zu überbrücken gesucht hat, daß er an die die zwei genannten Gebirgseinheiten trennende tektonische Fuge (unsere »hochalpine Überschiebungsbahn«) die »juvavische Wurzelzone« verlegt. Von hier also leitet er die heute auf dem »tirolischen Sockelgebirge« der Berchtesgadner Alpen und des Salzkammergutes liegende und dahin vorgosauisch verfrachtete »juvavische Deckenmasse« (Reiteralm-, bezüglich Hallstätter Decke) her. Das Vorkommen von Hallstätter Kalklinsen im hochkarnisch-tiefnorischen Basaltteile des Dachsteinkalkes der Hochgebirgssüdwände und von gelegentlichen Spuren solcher Kalke auch im Werfen-St. Martiner Schuppenland (Blühnbachtal, Sockel des Rettensteins bei Filzmoos) bilden gewiß eine wichtige Stütze der Hahn'schen Hypothese.

Während Böse das ebengenannte Schuppenland samt der nachbarlichen Kalkhochgebirgsregion als »Berchtesgadner Faziesbezirk« angesprochen hat, hat es Hahn (59, p. 317, 321, 469 bis 470, 478) dem »Aflenzer Bezirke« (Böse) zugezählt, wobei er das Zurücktreten ladinischer Dolomite und Kalke, die vorherrschend schiefrige Ausbildung der karnischen Stufe (Reingrabner- oder *Halobia rugosa*-Schiefer) und das Vorhandensein grauer und bunter hallstätterartiger Gesteine (wie hornsteinführender Hüpflinger- und heller Halobienkalke) ins Treffen führt. Da aber nach unseren Beobachtungen einerseits Reingrabner Schiefer und hallstätterartige Kalke auch an die S-Wände des tirolischen Kalkhochgebirges geknüpft sind und anderseits Ramsaudolomit doch unleugbar stellenweise im Schuppenlande (Höheneckl NW von St. Martin, Mandlingkette) eine nicht unwesentliche Rolle spielt und ferner der hornsteinreiche Hüpflingerkalk der Johnsbacher Gegend wie der N von Aflenz vorkommende und für dieses Gebiet so bezeichnende dunkle Dachsteinkalk (»Aflenzer Kalk« Spenglers) uns im Werfen-St. Martiner Schuppenland nicht oder kaum aufzutreten scheinen, Hahn also die Bedeutung der genannten Ablagerungen daselbst zumindestens sehr stark übertrieben hat, so dünkt uns die von ihm vorgenommene

[1] Dieselbe ist von Vacek (182, p. 382) für ein dem Muschelkalk entsprechendes Basalkonglomerat des Radstädter Mesozoikums und kürzlich von Staub (220, p. 181) für eine sedimentäre Kreidebreccie gehalten worden, während ihr von Frech (33, p. 15, 51), Uhlig (8, p. 32) und Kober (200, p. 214 bis 216; 202, p. 110) entschieden tektonische Entstehung zugeschrieben worden ist.

Zu diesem Faziesbezirk hat Böse (17, p. 585) ferner noch das Triasgebiet der Radstädter Tauern gestellt, das sich indessen von den obigen »oberostalpinen« Zonen faziell schon ziemlich deutlich unterscheidet.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Einbeziehung dieser Schuppenregion in den »Aflenzer Faziesbezirk« wenig passend. Darin aber, daß an ihrer Grenze gegen die Hochgebirgsserie und an den S-Wänden der letzteren und demnach an und nahe der »Hochgebirgsüberschiebung« Gesteine der Hallstätter Entwicklung zutage treten, erblicken wir jedenfalls in Übereinstimmung mit Hahn eine bedeutungsvolle, auf die ursprüngliche Heimat des Juvavikum weisende Eigenheit des tirolischen S-Randes. Wahrscheinlich wurzelten beide nach den neuesten Beobachtungen (vgl. Pia 203, p. 48 und Spengler 225, p. 2 bis 3) innerhalb der juvavischen Schubmasse zu unterscheidenden Teildecken — die höher liegende »Reiteralm-« und die tiefer liegende »Hallstätter Decke« — an der Südseite des tirolischen Kalkhochgebirges (Steinernes Meer—Tennengebirge—Dachstein) zwischen diesem und dem Werfen—St. Martiner Schuppenland.[1]

Nach einer anderen, von uns nicht geteilten Ansicht, der kürzlich Staub (220, p. 201 ff. und Taf. XXVI, Fig. 57) Ausdruck gegeben, wäre hingegen der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke S von dem der Zone Steinernes Meer—Hochkönig—Tennengebirge (seiner Wetterstein—Inntaldecke) und N von dem einer Zone Reiteralm—Dachstein—Grimming (seiner Hochostalpin- oder Dachsteindecke) zu denken und erst S von letzterem der der sogenannten »Aflenzer Fazies«, der Staub ähnlich wie Hahn auch das Werfener Schuppenland zuzurechnen scheint.

Ein Vergleich der hochalpinen Serie mit der des Werfen—St. Martiner Schuppenlandes lehrt, daß die Werfener Schiefer offensichtlich in letzterem eine bedeutendere Mächtigkeit (bis zu zirka 2000 *m*) gewinnen, während im Muschelkalk, Ramsaudolomit und den Raibler Schichten die Stärke im großen Ganzen — abgesehen von lokal immerhin zuweilen ganz merklichen Differenzen — nicht auffällig abweicht. Doch ist die Ausbildungsart des Raibler Niveaus im Hochalpin schiefrig-oolithisch-kalkig, im Werfener Schuppenland aber ziemlich ausgesprochen schiefrig (Reingrabner Schiefer). Der obere Dolomit (Raibler- und Dachsteindolomit) bleibt in diesem Gebiet unserer Erfahrung nach hinter der dort beobachteten Durchschnittsmächtigkeit zurück. In ganz besonders drastischer Weise gilt dieses Verhältnis bezüglich der Dachstein- und Riffkalke, welche an den S-Wänden der Hochgebirgsserie das gewaltige Stockwerk von 1000 bis 1500 *m* aufbauen und hingegen in der Schuppenregion auf ganz unbedeutende, schwache Partien beschränkt bleiben, so daß die auffällige Fazies- und Mächtigkeitsdissonanz zwischen beiden tektonischen Einheiten ganz besonders hiedurch erzeugt wird. Hallstätter Anklänge finden sich, wie vorhin erwähnt, sowohl hier wie dort. Die Liasformation wird im tirolischen »Hochalpin« durch die unterliasischen (Lias β) Hierlatzkalke und lokal auch durch den mittelliasischen (Lias δ) Adneterkalk des Rettensteins repräsentiert, wogegen davon im Bereiche der Schuppenregion bisher nur das tiefliasische Fleckenmergelvorkommnis an der Rettensteinbasis angetroffen worden ist.

---

[1] Die fazielle Ausbildung des Juvavikums und seiner Nachbargebiete scheint uns dafür zu sprechen, daß sich südlich an den Ablagerungsraum des Hochalpins (tirolischen Kalkhochgebirges) der der Reiteralmdecke, S von diesem der der Hallstätter Decke und noch weiter S der des Werfen—St. Martiner Schuppenlandes angeschlossen habe. Die jetzige Lagerung der Hallstätter unter der Reiteralm- und über der Hochalpinserie ließe sich dann durch eine zweiphasige prägosauische Schubbewegung erklären. Zuerst müßte die gegen S hin mit der Werfener Schuppenland- zusammenhängende Hallstätter Serie nordwärts auf einer Scherfläche über die Reiteralm- und Hochalpinserie gefördert worden sein, hierauf bildete sich eine zweite Scherungsfläche aus, auf der die den S- (späterer Denudation ganz anheimgefallenen und uns daher nicht überlieferten) Teil der Hallstätter Decke auf ihrem Rücken tragende Reiteralmserie als Decke über die nördlichere, dem Hochalpin aufruhende »Hallstätter Decke« geglitten wäre. Man könnte diesen Bewegungsvorgang auf den von Heim (215, p. 28 bis 25, Fig. 15. 1) besprochenen ersten Fall einer Deckeneinwicklung zurückführen, indem man dazu noch annimmt, daß die spätere Deckenverfaltung (2. Phase) in eine Scherungsüberschiebung des südlicheren über das nördlichere Deckenpaket überging. So mag es gekommen sein, daß unsere heutige Hallstätter Decke tektonisch zwischen zwei Serien, die ursprüglich beide N von ihr abgelagert worden sein dürften (Reiteralm- und Hochalpinserie) eingeschaltet erscheint. Wir möchten in diesem Falle lieber von einer »Einscherung« der Hallstätter Decke durch die letzteren reden als von einer »Einwicklung« derselben. Im Alttertiär erfolgte dann wohl die »hochalpine Überschiebung« (168, 169), welche den Zusammenhang zwischen Werfen-St. Martiner- und Hallstätter Serie völlig zerriß und das das Juvavikum tragende Hochalpin über das Werfener Schuppenland förderte.

Eine zweite, nach faziellen Gründen weniger wahrscheinliche Eventualität wäre die, daß nur die Hallstätter Serie zwischen Hochalpin- und Werfener Schuppenlandserie, die Reiteralmserie hingegen S von dieser etwa auf der S-Fortsetzung der Grauwackenzone, also eventuell auf dem Radstädter Quarzphyllitkomplex sedimentiert worden und in prägosauischer Zeit über die Werfener Schuppenserie und Hallstätter Decke nach N vorgeglitten sei (»Ultradecke« im Sinne Ampferers 199, 1. Fortsetzung, p. 60 bis 61). Dabei würde die oben dargelegte Annahme einer »Einscherung« der Hallstätter Decke natürlich entfallen.

[2] Im tirolischen Sockelgebirge der Plassengruppe, also auf der Dachsteintrias, erscheinen neben Hierlatzkalken auch graue Fleckenmergel des oberen Unterlias (vgl. Spengler, 219, p. 320). Spengler (l. c. p. 387) nimmt für die S des Rettensteins abgelagert gedachte juvavische Zone im Gegensatz zur Dachsteingruppe, die während des tieferen Unterlias eine

Gegen S hin macht sich im Werfener Schuppenlande eine Mächtigkeitsabnahme des Werfener Schiefers und Muschelkalkes bemerkbar, die in der schwachen Entwicklung dieser Gebilde in den linken Seitengräben des unteren Fritztales ENE von Bischofshofen und namentlich auch in der den südlichsten Teil jenes Schuppenlandes darstellenden Mandlingkette zum Ausdruck kommt, wo zwischen der Gegend von Gröbming und dem Flachautale die Werfener Schichten bereits auf zirka 300 *m* bis Null und die Muschelkalkschichten von zirka 150 *m* an bis zum äußersten Minimum herabgesunken sind. Hingegen weisen hier der Ramsau-(Mandling-)dolomit mit maximal 1000 *m* und der Dachstein-(Zaim-)kalk mit maximal 160 *m* Mächtigkeit der eigentlichen Werfen—St. Martiner Schuppenregion gegenüber entschieden wieder ein Anschwellen auf. Lias oder Jura haben wir in der Mandlingserie nirgends repräsentiert gefunden.

a) Werfener Schiefer mit Gips (skythisch).

Die Werfener Schiefer, welche diesen Namen nach ihrer so ausgedehnten Verbreitung im Gebiete von Werfen 1830 von Lill (90, p. 171) erhalten haben, liegen der Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone transgressiv und daher vielfach auch deutlich diskordant auf und haben natürlich auch von dieser ihr Gesteinsmaterial bezogen. Die scheinbar so bedeutende Mächtigkeit, die sie namentlich im Salzachtale und an der Südseite des Tennengebirges aufweisen, ist durch den Schuppenbau der Werfen-St. Martiner Region bedingt (9, p. 101); die Werfener Schichten erscheinen also hier, jeweils von jüngeren Triasbildungen überlagert, in mehrfacher Folge übereinander. Aber gleichwohl dürfte dabei in einzelnen Schuppen ihre Mächtigkeit zirka 2000 *m* betragen (z. B. zwischen Dorf Werfen und Hohenwerfen).

Neben den Werfener Schichten des Schuppenlandes spielen die der Hochgebirgsserie zurechenbaren gewiß nur eine geringe Rolle. Sie lassen sich im Terrain leider nicht ganz sicher von den ersteren trennen, da ja immerhin ein Teil des Werfener Streifens, der N von dem dem Hochgebirge am meisten genäherten und aus höherer Trias (Muschelkalk etc.) bestehenden Schuppenband auftritt, eventuell noch dem Schuppenlande selbst zugesprochen werden könnte.

Der stratigraphische Umfang der Werfener Schichten der verschiedenen Schuppenzüge und der hochalpinen Decke dürfte kaum der gleiche sein und keineswegs überall die ganze skythische Stufe umfassen. So hat Bittner (9, p. 101) in dem sehr schmalen Werfener Band, welches die normale Basis des erzführenden Muschelkalkes bei Lehen am Buchberg (etwas NE Bischofshofen) bildet und selbst ein wenig S davon den Pinzgauer Phylliten aufruht, Petrefakten beobachtet, welche als bezeichnend für die oberen Werfener Schichten (Campiler Schichten) gelten, so daß also wohl hier der untere Werfener Schiefer (Seiser Schichten) überhaupt fehlen dürfte. Da sich aber an vereinzelten anderen Punkten unseres Terrains auch die für diese untere Werfener Etage charakteristische *Pseudomonotis Clarai* Emmr. sp. gefunden hat, wird hier hingegen das ganze Skythikum zur Ablagerung gelangt sein.

Ein solches ungleichmäßiges Verhalten der Werfener Schichten läßt sich ungezwungen damit erklären, daß die skythische Transgression eben nicht überall in unserem Gebiete gleichzeitig einsetzte, sondern teils eher, teils später ihre Sedimente über den phyllitischen Untergrund ausbreitete und zwar, wie aus jener Beobachtung bei Lehen am Buchberg und der außerordentlich geringen Mächtigkeit der Werfener Schichten der Mandlingkette hervorgehen dürfte, in diesem südlichsten Saume der Kalkalpenzone in relativ späterer Zeit. Von einer gesicherten Detailgliederung des Werfener Komplexes an der S-Seite der Salzburger Kalkalpen, wie überhaupt in der nordalpinen Region, sind wir aber heute leider noch weit entfernt.

Von Versteinerungen haben sich in den Werfener Schichten unseres Aufnahmsbereiches folgende gefunden:

Pseudomonotis (Claraia) Clarai Emmr. sp. (untere Werfener Schichten): nach Stapff (147, p. 7) an der S-Seite der Mandlwand bei Mitterberg in flachen, mit dünnen schwarzgrauen Schiefern wechselnden Kalklagen; im Immlaugraben bei Werfen

---

Insel gebildet hat, keine Unterbrechung der Meeresbedeckung zu dieser Zeit an und führt das Fehlen unterliasischer Bildungen in dem durch Mittellias ausgezeichneten Profil des Someraukogels am Plassen, zwischen den »Kögeln« und der »Dammhöhe« lediglich auf Fossilarmut und tektonische Vorgänge zurück. Im Werfen—St. Martiner Schuppenland ist hingegen, wie wir nochmals betonen, bisher eben nur jener tiefliasische Fleckenmergel an der Rettensteinbasis, hingegen noch nirgends Mittellias festgestellt worden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

zusammen mit *Myacites fassaënsis* (61; und 115, p. 603); im grünen Schiefer des Zwisch(en)eckgrabens NW von der Blühnbachmündung; an einer von Lipold (91, p. 82) nicht näher bezeichneten Stelle an der S-Seite des Tennengebirges.

Gervillia sp. (reichlich in den oberen Werfener Schichten): in phyllitartig glänzendem Schiefer nahe dem Eingang des NE von Bischofshofen ins Fritztal führenden Tunnels, zusammen mit *Myacites fassaënsis, Turbo rectecostatus, Ceratites* sp. (38, p. 395); in glimmerigsandigen Schiefern und quarzitischen Lagen an der N-Seite des Fritztales zwischen der Bahnbrücke bei der Fritzmühle und dem Alpfahrttunnel (etwas mehr E) zusammen mit Myaciten (9, p. 103; 38, p. 394); im Larzenbachgraben (N Hüttau) zwischen Kote 818 bis 863 *m* im unmittelbaren Liegenden des längs des Lindauer Grabens herabziehenden Saalfeldener Rauchwackebandes innerhalb des gelblichen kalkig-glimmerigen Schiefers (9, p. 101; 38, p. 400); auf dem Kamme N Widdernalpe (S Fromer-Feldkogel, SW St. Martin) in 1700 *m* Höhe (38, p. 404); im gelblichen Schiefer bei Unterharreith NW von St. Martin (N-Seite des unteren Karbaches, 38, p. 406); am Karbach (NW St. Martin) in 1025 *m* Höhe (10, p. 359; 38, p. 407).

Myophoria costata Zenk. sp. (oberste Werfener Schichten): im gelblichen Werfener Schiefer des geringmächtigen Zuges zwischen Mitterberg und Mitterfeldalpe (9, p. 102; 16, 539; 55, p. 386); unmittelbar unter dem erzführenden Muschelkalk (Reichenhaller Kalk) bei Lehen am Buchberg nächst Bischofshofen (9, p. 102; 38, p. 396).

Myophoria laevigata Alb.[1] (untere und obere Werfener Schichten): von uns zusammen mit *Myacites fassaënsis* (beide zahlreich) in einem bräunlichen, sandig-kieseligen Schiefer unmittelbar NE unter dem Gipfel des Labenberges (1713 *m*) am W-Hange des oberen Larzenbaches (N Hüttau) gefunden.

Anodontophora (Myacites aut.) fassaënsis Wissm. sp. (untere und obere Werfener Schichten): S unter der Mandelwand bei Mitterberg angeblich zusammen mit *Pseudomonotis Clarai* (147, p. 7); im Immlaugraben bei Werfen zusammen mit *Pseudomonotis Clarai*; NE von Bischofshofen nahe dem Eingange des ins Fritztal führenden Tunnels zusammen mit *Turbo rectecostatus, Gervillia* sp., *Ceratites* sp. (38, p. 395); nach unserer Beobachtung häufig und in Begleitung von *Myophoria laevigataa* im bräunlichen, sandig-kieseligen Werfener Schiefer unmittelbar NE unter dem Labenberggipfel (1713 *m*) am W-Hange des oberen Larzenbaches (N Hüttau); bei der Schönbühelalm am S-Fuße des Dachsteins zusammen mit *Naticella costata* und *Ceratites Cassianus* (61; 62, p. 312).

Anodontophora (Myacites aut.) Canalensis Cat. sp.[2] (untere Werfener Schichten): von Herrn Dr. Alois Rogenhofer beim Anstieg von der Schladminger Ramsau zum Gutenberg-Haus in dunkelrotem, feinglimmerigem Schiefer aufgefunden und der Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien übergeben.

Anodontophora (Myacites aut.) sp., vielleicht zu *A. fassaënsis* gehörig: in glimmerig-sandigen oder quarzitischen Lagen an der N-Seite des Fritztales an der Bahnstrecke zwischen der Bahnbrücke bei der Fritzmühle und dem Alpfahrttunnel häufig und Begleitung von Gervillien (9, p. 103; 38, p. 394); an der W-Seite des Labenberges (NE Werfenweng) zwischen der Strussing- und Mayer-Alpe (38, p. 391).

Turbo rectecostatus Hau. (obere Werfener Schichten): NE von Bischofshofen nahe dem Eingang des ins Fritztal führenden Tunnels zusammen mit *Myacites fassaënsis, Gervillia* sp. und *Ceratites* sp. (9, p. 102; 38, p. 395).

Natiria (Naticella) costata Münst. sp. (obere oder oberste Werfener Schichten): Diese Art, welche nach Fugger (38, p. 430) zusammen mit Krinoiden-Stielgliedern auch bei Annaberg an der Lammer vorkommt, ist in Begleitung von *Myacites fassaënsis* und *Ceratites Cassianus* bei der Schönbühelalm der S-Seite des Dachsteins (NE Mandling) gefunden worden (61, 721; 62, p. 312).

Ceratites (Tirolites) Cassianus Quenst. sp. (oberste Werfener Schichten): wie eben erwähnt, bei der Schönbühelalm an der S-Seite des Dachsteins beobachtet.

Ceratites sp., vielleicht zur ebengenannten Art gehörig (obere Werfener Schichten): NE von Bischofshofen nahe dem Eingang des ins Fritztal führenden Tunnels zusammen mit *Myacites fassaënsis, Gervillia* sp. und *Turbo rectecostatus* (38, p. 395).

Außerdem haben sich zahlreiche (unbestimmte) Versteinerungen gefunden: in den nordwärts fallenden Werfener Schiefern innerhalb des NE von Bischofshofen ins Fritztal führenden Bahntunnels (38, p. 395) und im roten Glimmersandstein des Brandriedls an der S-Seite des Dachsteins (Bivalven, 33, p. 27).

Gips, dessen Auftreten in den Werfener Schiefern schon von Lill (90, p. 169) und Boué (18) hervorgehoben worden ist, erscheint mit Gipston in kleinen weißlichen, roten, grauen und grünlichen Schmitzen und Lagen fast über das ganze Gebiet unserer Werfener Schiefer hin verbreitet und zeigt uns so das Vorhandensein lagunärer Verhältnisse, die zu Salzeindampfungen führten, während der skythischen Zeit an. Die Gips- und Salzbildung (Haselgebirge) zeichnet in den N-Alpen namentlich die höhere Abteilung (Hangendpartie) der Werfener Schichten aus (3, p. 256; 38, p. 430; 59, p. 380; 82, p. 39; 103, p. 4). Speziell im Werfen-St. Martiner Gebiet erscheinen die Gipsvorkommen größtenteils in den nördlicheren, also dem Hochgebirge benachbarten Schuppen mit ihren normal entwickelten, bunten Werfener Schiefern, während sie in den südlicheren, in denen stärker krystalline, dichte »grüne« oder quarzitische Werfener Sedimente in den Vordergrund treten, nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen. So sind beispielsweise derartige geringfügige Gipsspuren von Gümbel (55, p. 392, 399), Groddeck

[1] Vgl. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultat d. Erforsch. d. Balatonsees, I. Bd., 1. Teil, Paläont. Anhang, p. 7, Fig. 3.

[2] Vgl A. Bittner, Versteinerungen aus den Triasablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes etc. Mém. du Comité géol. Vol. VII. No. 4 (1899), p. 23, Taf. III, Fig. 34 bis 38 (St. Pétersbourg); A. Bittner, Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Resultat d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees Paälontologie, II. Bd., Nr. III, p. 85, Taf. IX, Fig. 11 bis 12.

(48, p. 193; 50, p. 398) und Pošepny (114, p. 265, Taf. IX, Fig. 38) in den »grünen« wie in sandsteinartigen rötlichen (fälschlich von Pošepny als »Grödnersandstein angesprochenen) Werfener Schichten des Bergbaues Mitterberg beobachtet worden.[1]

Die Lage der einzelnen, bemerkenswerteren Gipsvorkommen im Bereiche unserer Werfener Schichten ist aus den Kartenbeilagen zu ersehen. (Literatur über dieselben besonders in 27, 35, 38, 59, 90, 92, 93, 104).

Wagnerit ($Mg_2F.PO_4$) ist außer im Höllgraben (104, p. 147) vor langem auch im Raidelgraben (S-Seite des Fritztales W von Brandstatt) festgestellt worden, woselbst auch — zirka 160 *m* von der Fritztalstraße entfernt — einst ein kleiner Siderit-Bergbau bestand (38, p. 397, 430; 75, p. 33, 34). Von sonstigen Erzvorkommen im Bereiche der Werfener Schichten nennen wir noch die im Liegendschiefer der Rauchwacken unter dem Flachenberg (Bergbau Hölln bei Werfen, vgl. p. 189) auftretenden limonitischen Siderite und die kleine Blei- und Zinkerzlagerstätte, welche an der Grenze von Werfener und Gutensteiner Schichten auf der Fromeralpe (NNW Fromer-Feldkogel) erscheinend, im 18. Jahrhundert abgebaut wurde (38, p. 402, 430).[2]

Das durch John (77, p. 254) aus den Werfener Schiefern des Sulzenhalses (S Torstein) bekanntgemachte basische Eruptivgestein — ein Diabasporphyrit oder Melaphyr — ist von Kober (83, p. 96, 106) als eine »Überschiebungsapophyse« in der nächsten Nähe der hochalpinen Schubbahn gedeutet worden.

Nach Mojsisovics (103, p. 4) herrschen in der unteren Hälfte des Werfener Schichtenkomplexes die Quarzitbänke vor,[3] während in der oberen die normal entwickelten Schiefer dominieren, über denen sich zu oberst die kalkigen Lagen mit *Naticella costata Münst sp.* — und mit *Myophoria costata Zenk. sp.* nach Böse (17, p. 698) — und Gips und Haselgebirge einstellen.[4]

Bei der im Folgenden gebotenen näheren lithologischen Charakterisierung der Werfener Schichten unseres Gebietes unterscheiden wir:

α) die sandig-kieseligen an der Basis der Mandlingkette;

β) die zum Teil konglomeratartigen roten »Schattseitner Schiefer« zwischen Saalfelden und Dienten;

γ) die dichten »grünen« besonders im Gebiete zwischen Dienten und Bischofshofen;

δ) die merklich »krystallinen« des unteren Fritztales;

ε) die »quarzitischen« (»Werfener Quarzite«), die namentlich im N des Fritztales bis gegen Werfenweng hin, auf der Gsengplatten (E St. Martin) und am Nestlerriedl (S Rettenstein) große Verbreitung gewinnen und endlich

ζ) die durch reichere Gipsführung ausgezeichneten bunten »normalen« Werfener Schiefer, die sich insbesondere in den nördlichsten Schuppenzügen und am Fuße des Kalkhochgebirges zeigen. Die stratigraphische Stellung der vier erstgenannten, die südlichsten Schuppen kennzeichnenden Typen (α bis δ) ist noch nicht hinlänglich gesichert, doch ist es wahrscheinlich, daß sie zu einem großen Teil der höheren Abteilung der skythischen Stufe angehören.

Daß die genannten Werfener Gesteinstypen zuweilen durch petrographische Übergangsglieder miteinander verknüpft sind und in dem Hauptverbreitungsgebiete der einzelnen davon untergeordnet auch die übrigen Typen erscheinen können, liegt ja sozusagen in der Natur der Sache. Eine relativ geringe Rolle spielen »Sandsteine«, welche sich aber gelegentlich als Begleiter fast aller anderen Gesteinsarten finden und jeweils im Anschlusse an diese erwähnt werden sollen.

---

[1] Über das ganz ausnahmsweise konstatierte Auftreten von Gips innerhalb der Pinzgauer Phyllite, vgl. p. 134.

[2] Vielleicht wäre hier auch ein von Lipold (93, p. 371) erwähntes Eisensteinvorkommen N von der Schwarzdientner Alm (= Dientner Alm) zu nennen.

[3] Seine Vermutung, daß die tiefen Werfener Quarzite, eventuell dem permischen Grödner Sandstein entsprechen könnten, ist jedenfalls unzutreffend (vgl. 43, p. 4 bis 5).

[4] Eine bis zu einem gewissen Grade analoge Gliederung des Werfener Komplexes hat Geyer (43, p. 4 ff.) vom Bosruck bei Admont beschrieben. Pia (204, p. 39) gliedert den Werfener Komplex an der SW-Ecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden im großen Ganzen in drei Abteilungen: eine untere, der violette und grünliche Serizitquarzite wechseln, eine mittlere mächtigste mit fleischfarbigen glimmerarmen Sandsteinen und Quarziten und die oberste, die Muschelsandsteine und damit oft vergesellschaftete rote Sandsteine umfaßt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

α) Werfener Schichten der Mandlingkette.

Die Triasserie des Mandlingzuges wird an seiner S-Seite von Werfener Schichten eingeleitet (8, p. 38; 172, p. 40), welche aus der Gegend SW Gröbming (S Freienstein) bis zum Ramsaubach an der S-Seite des Resingberges ziehen und dann weiter jenseits des Mandlingpasses wieder als schmale Zone zum Vorschein kommen. Hier haben ihrer zuerst Peters (112, p. 811) und Mojsisovics (101, p. 215) flüchtig gedacht.

Zwischen dem Gröbminger Gebiet und Resingberg handelt es sich um ziemlich normal entwickelte nordfallende Werfener Schichten, welche schwachserizitische apfelgrüne Schiefer mit bräunlichgelben (kalkig-)sandigen Zwischenlagen, ferner auch rotviolette und graugrüne Schiefer und ganz lokal (bei Schminkl N Bahnhof Haus) auch harte kieselige Typen umfassen. An der Hangendgrenze gegen den dunklen Gutensteiner Kalk stellen sich mitunter (S Aichberg) zusammen einige Meter mächtige Bänke eines hellgrauen, dolomitischen Kalkes oder auch dünne rosaviolette Schieferkalke ein, die mit den tiefsten Gutensteiner Lagen wechsellagern.

N von Haus mag die Mächtigkeit des Werfener Komplexes bis zu 300 *m* betragen. Sie nimmt aber von hier nach W immer mehr ab, bis sie am Ramsaubach (SW Resingberg) gleich Null wird. Vom Mandlingbach an westwärts sind dann unsere Werfener Schichten meist auch nur wenige Meter stark entwickelt, wofern sie nicht örtlich völlig zwischen den ihr Liegend bildenden Pinzgauer Phylliten und den hangenden dunklen Gutensteiner Schichten auskeilen. Wir haben ihre Ausbisse an vielen Stellen vom Mandlingpaß an bis zur E-Seite des Flachautales wahrnehmen können.

Die für diesen W-Abschnitt der Mandlingkette am meisten charakteristischen Gesteinstypen sind scharfsplittrige dichte oder sehr feinkörnige »Kieselsandsteine« von schwärzlicher, grauer bis bräunlichgrauer, graugrüner und roter Farbe,[1] denen untergeordnet auch dunkle, glimmerig-schiefrige Sandsteine und feinsandige schwärzliche, grüne und purpurrote Schiefer beigesellt sein können.

U. d. M. nehmen die Kieselsandsteine zum Teil bereits quarzitischen Habitus an.[2] Als Hauptkomponenten zeigen sie Quarzkörner und als Nebengemengteile Albitkörner, Serizitschüppchen, seltener Chlorit und Biotit, ferner gelegentlich opakes Erz (Pyrit, in Leukoxen übergegangenen Ilmenit), Limonit, Hämatit, Apatit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Epidot, Zoisit, rhomboëdrisches Karbonat, (Kalzit, Siderit) und kohliges Pigment.

β) Werfener Schiefergebiet zwischen Saalfelden und der Taghaube mit der Entwicklung der „Schattseitner Schiefer".

Fugger hat 1883 (39, p. 150) von der sogenannten »Schattseiten« am Südgehänge des Sonnberges bei Leogang rosenrote Werfener Schiefer mit großen weißen und roten Quarzkörnern und körnige rote Schiefer und lichtrote Sandsteine, gleichfalls mit ansehnlichen rötlichen und weißen Quarzen (Geröllen), also Gesteine von zum Teil konglomeratisch-verrucanoartigem Aussehen beschrieben und nach ihrem Fundort als »Schattseitner Schiefer« bezeichnet.

Solche Gesteinstypen treten nun auch, allerdings zum Teil neben anderen, weiter östlich — im Gebiete zwischen Saalfelden und Mitterberg (9, p. 102; 164, p. 325; 36, p. 128; 22, p. 8, 13, 15) — auf und bilden hier jedenfalls das auffälligste Glied der skythischen Stufe.

Am SW-Fuße des Steinernen Meeres zwischen Saalfelden und Alm bemerkt man nach Pia (204, p. 38 bis 40) hauptsächlich rötlichviolette und graugrüne typische Werfener Schiefer und feste sandsteinartige bis quarzitische Werfener Gesteine.[3] Hingegen scheinen hier rotviolette konglomeratische »Schattseitner« Typen oder die dichten »grünen«, welche wir E von Dienten so verbreitet finden, ziemlich zurückzutreten. Am S-Hang des Baleitenkopfes (N Pfannegkopf) sehen wir besonders violettrote, teils dünnblätterigtonige, teils fein- oder grobsandige Schiefer mit zirka 15° nordwärts einfallen.

---

[1] »Kieselsandsteine« sind nach Weinschenk (Gesteinskunde II [1905], p. 223) Gesteine, »in welchen ein untergeordnetes quarziges Zement die einzelnen Sandkörner untereinander verkittet.« Im eigentlichen Werfen—St. Martiner Schuppenland und an der S-Seite des Kalkhochgebirges treten hingegen solche zähe Kieselsandsteine nur ganz sporadisch auf (z. B. am Gehänge N Perchtl und bei G. P. 1064 NE St. Rupert am Kulm).

[2] Vgl. Weinschenk l. c. Taf. IV, Fig. 2.

[3] In einem kleinen Steinbruch unmittelbar N hinter Ramseiden (E Saalfelden) hat Fuchs (198, p. 141 bis 143) gelegentlich auch eine S fallende transversale Schieferung im Werfener Schiefer feststellen können.

Besonderes Interesse verdient ein mitten im Pinzgauer Phyllit S des Pfaneggkopfes auftretendes Vorkommen von rotviolettem Werfener Schiefer (165, p. 61), welches, den Urschlaubach querend, das Vorhandensein einer Schuppensynkline in der Grauwackenzone andeutet.

An der von Hintertal über den Filzensattel nach Berg-Dienten führenden Straße durchschreiten wir ein für die Schattseitner Fazies der Werfener Stufe besonders lehrreiches Terrain; denn hier überwiegen vor den grünen und grauen eigentlichen und sandigen Schiefern weitaus die rotvioletten und roten, bald dünnschiefrig, bald sandig oder feinkonglomeratisch ausgebildeten. Die Verwitterungsfarbe der Gesteine ist nicht selten rostbraun. Noch jenseits von Berg-Dienten halten bis zur Wiedersbergalm hin unmittelbar unter dem Muschelkalkband der Taghaube die rotvioletten, vielfach sandigen bis konglomeratischen Schattseitner Schichten an,[1] um weiter gegen S beiderseits der Dientenalm-Senke den dichten »grünen« Werfener Schiefern des Mitterberg-Gainfeldtypus Platz zu machen. Aber auch diese enthalten noch stellenweise, wie z. B. im Auwald an dem vom Kollmannsegg zur Dientner Alm abdachenden Gehänge Bänke von rotem und grauem konglomeratisch-verrucanoartigem Schattseitner Schiefer eingeschaltet. Man gewinnt in dieser Gegend den Eindruck, daß hier die Schattseitner Entwicklung an der Basis des Werfener Komplexes durch die »grünen« Schiefer verdrängt und ersetzt wird, welche nun nach E hin bei Mitterberg und im Gainfeldtal zur Vorherrschaft gelangen.

γ) „Grüne Schiefer" zwischen Berg-Dienten und dem unteren Fritztale.

Als eine eigentümliche Ausbildungsart der Werfener Schichten sieht man an der Grenze gegen die Grauwackenzone zwischen Berg-Dienten und dem unteren Fritztal (vgl. die Kartenbeilagen) ein ziemlich festes dichtes, relativ undeutlich geschiefertes grünes Gestein, welches in der Region der Dientner Alm, von Mitterberg und des Gainfeldgrabens eine ganz ansehnliche Mächtigkeit erlangt. Nach W scheint es in die vorherrschend rote Schattseitner Entwicklung (vgl. 55, p. 386), nach E im Fritztal in quarzitische und oft ziemlich krystalline Werfener Schichten überzugehen, respektive durch sie ersetzt zu werden.

Im Grubengebiet von Mitterberg dürfte diese von den Bergleuten »grüner Schiefer« genannte Gesteinstype lange Zeit mit den bereits dem Pinzgauer Phyllitkomplex (Silur) zugehörigen und die Kupferkiesgänge begleitenden serizitischen »Lagerschiefern«, welche sich aber durch ihre Dünnschiefrigkeit, lichtere gelbe Farbe und stärkere Metamorphose gewöhnlich unschwer davon unterscheiden lassen, vereinigt und verwechselt worden sein.

Als Erster hat sich Pošepny 1880 (114, p. 286) für die stratigraphische Unabhängigkeit des »grünen Schiefers« von den Phylliten bei Mitterberg und für sein jüngeres Alter — er denkt an ein Grenzniveau zwischen Perm und den roten typischen Werfener Schiefern der Mandlwand — ausgesprochen.[2] Vielleicht bildete das von Pošepny erwähnte Gipslager, das damals im W-Feldort des Josefi-Stollens flach N fallend und anscheinend vom »grünen Schiefer« überlagert, angefahren worden ist, auch einen Bestandteil der Werfener Schichten, obzwar es von J. Pirchl noch dem Tonschiefer zugerechnet wurde (114, p. 286, 291; 55, p. 392, 398).

Groddeck hat dann 1883 (50, p. 397 bis 404) irrtümlicherweise unsere grüne Gesteinstype vom Mitterberg mit den silurischen »blauen« und »Lagerschiefern« der Lagerstätte zusammengeworfen. Hingegen räumte er durch mikroskopische Untersuchung mit der früher herrschenden Vermutung, daß der »grüne Schiefer« ein Eruptivum sei, endgültig auf und veröffentlichte auch einige Analysen desselben (von Proben aus dem Buchmaisgraben, der Ridingalp, des Windraucheggs und des Unterbaugrabens, 50, p. 400 ff.; 55, p. 388). Während Gümbel 1890 durch seine Studien bei Mitterberg den unzweideutigen Nachweis erbrachte, daß der »grüne Schiefer« den Werfener Schichten zugehöre, da er

---

[1] So beobachteten hier bei Schönegg (NE Dorf-Dienten) einen hellvioletten bis hellgrauen Konglomeratschiefer, der sein verrucanoartiges Gepräge der Einbettung vieler wohlgerundeter, bis großer Quarzgerölle in eine feinsandig-toniglimmerige Grundmasse verdankt.

[2] Wenn Pošepny die »grünen Schiefer« u. a. als eine »haselgebirgsartige Masse« charakterisiert, so mag dies vielleicht auf gewisse Beobachtungen im Bergbau zurückgehen (114, p. 291 bis 292), entspricht aber weniger unseren Wahrnehmungen obertags. Die von ihm (114, p. 286) für Perm (Grödner Sandstein) gehaltenen »bunten Sandsteine« in der Mitterberger Grubengegend werden wohl nur eine lokal entwickelte, an den »grünen Schiefer« geknüpfte Werfener Type gewesen sein.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

stellenweise mit typischen roten Werfener Schiefern wechsellagere und am Wege von Mitterberg nach der Mitterfeldalpe auch mit fossilführenden Werfenern verknüpft sei, so verfiel er andrerseits sozusagen in den entgegengesetzten Fehler wie Groddeck, indem er die im Liegenden der Werfener Schichten erscheinenden und von ihm als »Mitterbergschichten« bezeichneten (wohl silurischen) Grauwacken und Serizitschiefer (»Lagerschiefer«) der Kupferkieslagerstätte für eine wahrscheinliche fazielle Stellvertretung skythischer Basalkonglomerate und »Hauptsandsteinbänke« hielt. Till (164, p. 324) hat Vorkommen der grünen Schiefer nahe der Dientner Alm beschrieben und ihre lokale Verknüpfung mit quarzitischen Bänken und den Umstand hervorgehoben, daß sie niemals von dem normalen Werfener Schiefer unterlagert seien. Die von Buttmann (22, p. 7 bis 10) für den »grünen Schiefer« gebrauchte Bezeichnung als »grüner Quarzit« ist bei seiner dichtsandig-tonschiefrigen Natur jedenfalls unzutreffend. Makroskopisch läßt er sich als eine grüne bis graulichlauchgrüne, fast dichte, feste, scharfkantig brechende, kalkfreie, undeutlich geschichtete oder dünn- und ebenplattige Gesteinsart charakterisieren, deren Schichtflächen infolge feinen Serizitbelages einen matten, tonschieferartigen Schimmer aufweisen.

U. d. M. erscheinen als Hauptkomponenten Quarz, Serizit und Chlorit. An Nebengemengteilen können sich einstellen Rutil (besonders kleinen Körnchenhaufen, auch in Säulchen und Nadeln), Leukoxen, Turmalin, Zirkon, Apatit, Siderit und Pyrit (nach eigenen Schliffuntersuchungen und nach Bleeck 11, p. 367).

Wie stellenweise untergeordnete Einlagerungen von grauen, dunkel- und rotvioletten Schiefern oder glimmerig-sandigen und quarzitischen Schiefergesteinen innerhalb des »grünen Schiefers« auftreten und so seine Zugehörigkeit zur Werfener Stufe deutlich dokumentieren (z. B. unter der Taghaube, im Auwald S Dientner Alm, beim Kranzbrunnen ENE Mitterberg, im mittleren Gainfeldgraben, im unteren Fritztal), so erscheinen andererseits auch zuweilen im Bereiche der mächtigen quarzitischen und der bunten normalen Werfener Schichten (z. B. im Höll- und Imlaugraben) geringfügige Partien von relativ festen und dichten grünen Schiefern, welche an die von Mitterberg und des Gainfeldgrabens erinnern.

δ) Relativ krystalline (metamorphe) Werfener Schichten.

Wo die Werfener Schichten an der Grenze gegen die Grauwackenzone eine gewisse Krystallinität als Ausdruck einer schwachen Metamorphose aufweisen, kann ihre Trennung von den nachbarlichen alten Phyllitgesteinen angesichts eines scheinbaren lithologischen Überganges eine recht schwierige werden. Solche Verhältnisse fanden wir namentlich in der Region des Auwaldes S von der Dientner Alm und auch stellenweise im Fritztalgebiete, wo auch Bittner bei seiner Aufnahmstätigkeit diese Schwierigkeit zu fühlen bekam. Er sagt darüber (9, p. 101): und wo endlich zusammenhängende Aufschlüsse existieren, wie im Fritztale, da ist man erst recht in Verlegenheit, wo man die untere Grenze des Werfener Schiefers gegen den älteren Schiefer ziehen soll und man kann sich schließlich nicht anders helfen, wenn man hier nicht Detailuntersuchungen der allerweitestgehenden Art vorzunehmen Zeit hat, als daß man zwischen der Stelle, an welcher im Werfener Schiefer noch sicher erkennbare Petrefakten liegen und jenen Punkten, an welchen die Schiefer bereits entschieden alt und glänzend aussehen, die Grenze halbwegs durchlaufen läßt«.

ε) Quarzitische Werfener Schichten („Werfener Quarzite").

Quarzitische feste Werfener Schichten, wie sie gelegentlich als schwache Einschaltungen in der von Mitterberg durch das Gainfeldtal streichenden Zone der »grünen» Schiefer angetroffen werden (22, p. 7, 9, 10), erscheinen auch analog in diesen Gesteinen und den relativ stärker metamorphen bunten Werfener Schiefern des unteren Fritztales (38, p. 392), gewinnen aber erst N von dieser Region eine große Mächtigkeit und Verbreitung und verdienen dann wegen ihres Auftretens in auffälligen, kompakten Bänken eine besondere Bezeichnung als »Werfener Quarzite« (168, p. 79).

Dieselben ziehen aus dem mittleren Höllgraben unter der Muschelkalkdecke des Flachenberges durch quer über das Salzachtal, bilden dann einen breiten Gürtel zwischen der N-Seite des Fritztales und der S-Seite des Steinberges (S Werfenweng) und verschmälern sich darauf immer mehr, um beim

Gehöft Draxl (S Nasen) halbwegs zwischen St. Martin und Brunnhäusl auszuspitzen. S von diesem Zuge beginnt ein zweiter, einer südlicheren Schuppe angehöriger ganz schmal etwas E von der Fritzmühle (Fritztal), geht in seiner Fortsetzung über die Hochplatten und den Weyerberg (N Hüttau) und erreicht in beträchtlicher Breite zwischen der Dielmühle (N Brunnhäusl) und der Gegend S von Draxl den Fuls-(St. Martiner-)Bach. Östlich desselben setzt er dann hauptsächlich den Österreich, die Wolfsgruben, den Gsengplattenstock mit dem Gerzkopf, die Hacklplatten und das Wurmeck (NW Filzmoos) zusammen und läßt sich noch über den West- und Südfuß des Rettensteins (Nestlerriedl) und den Durchat bis auf den Brandriedl gegen die Ramsau verfolgen.

Der quarzitische Werfener Schiefer unseres Gebietes ist zuerst von Gümbel (53, p. 65) aus dem unteren Larzenbachgraben (N Hüttau) kurz erwähnt, seine Bedeutung aber erst von Bittner (9, p. 103) gewürdigt worden, der auch das Vorkommen von Werfener Gervillien und Myaciten in quarzitischen Lagen des Fritztales oberhalb der Fritzmühle anführt. Fugger endlich hat die weitere Verbreitung dieser Gesteine im Fritztal, Larzenbach-, St. Martiner- und Haselangergraben usw. (38, p. 392, 400 bis 404) festgestellt und auch eine ganz zutreffende Charakterisierung derselben entworfen (38, p. 429), wobei er sich in Übereinstimmung mit Mojsisovics (103, p. 4)[1] und Buttmann (22, p. 7) für ihre im allgemeinen (aber nicht ausnahmslos) tiefe Position in der skythischen Stufe ausspricht: »Die tiefsten Lagen der Werfener Schichten sind meist Quarzite, entweder ausgezeichnet schiefrig mit feinen Glimmer»-(Serizit-)«blättchen oder dickbankige, dichte, völlig ungeschichtete Massen, welche aus der Ferne leicht mit Kalken verwechselt werden können; ihre Farbe ist »hellgrün, grau« (auch rötlich- bis gelblichgrau) »oder weiß. Besonders die dünnbankigen Lagen sind nicht selten von Quarzadern quer auf die Schichtung durchzogen. Diese Quarzite sind aber nicht immer nur im Liegenden zu finden, sondern bilden auch manchmal mehr oder minder mächtige Lagen in den höheren Etagen« (d. h. in den normalen bunten Werfener Schiefern). So wie auf den Radstädter Quarziten siedeln sich auch auf denen der Werfener Schichten gerne Flechten an.

U. d. M. zeigen unsere Quarzite neben den dominierenden Quarzkörnern und auch relativ häufigen Serizitschüppchen akzessorischen Chlorit, Zirkon, Turmalin etc.

ζ) Bunte „normale" Werfener Schiefer.

Kommen rotviolette und grünne, dünnschichtig-glimmerige (Kaliglimmer zeigende) Werfener Schiefer als schwache Einlagerungen auch zuweilen in den gegen N auf die Grauwackenzone zunächst folgenden Zonen der Schattseitner, der dichten »grünen», der stärker krystallinen, relativ quarzitischen Schiefer des Fritztales und auch in der mächtigen, wohl hauptsächlich unterskythischen Quarzitstufe vor, so gelangen doch die bunten »normalen« Werfener Schiefer erst über diesen Quarziten, insbesondere in den nördlichen Schuppenzügen des Werfen-St. Martiner Landes und unmittelbar unter dem Kalkhochgebirge zur Vorherrschaft. In ziemlich zutreffender Weise sind diese Schiefer, welche hauptsächlich dem oberen Skythikum entsprechen, von Fugger (38, p. 430) mit folgenden Worten gekennzeichnet worden: »Die höheren Lagen werden von den gewöhnlichen roten oder rotbraunen, oft fast violetten Schiefern gebildet, welche weiter oben mit grünen und grauen Schiefern wechseln oder in solche übergehen. Sie sind weniger kalkig, mehr glimmerig und sandig, manchmal auch wirkliche Sandsteine und führen in ihren Bänken nicht selten Petrefakten. In diesen Schiefern, aber besonders in den hangendsten Partien des ganzen Werfener Schieferkomplexes treten massige Lagen von Salzgebirge (Haselgebirge), das ist von rotem und weißem Gips, rotem, grauem und grünlichem Gipston oder Gipsmergeln auf.« Aber auch dunkelviolette, braungraue und braune Schiefer kommen gelegentlich vor.

Von dem höchsten, den Muschelkalk unterlagernden und zuweilen ohne scharfe Grenze in denselben (Reichenhaller Kalk) übergehenden Glied sagt dann Fugger: »Nahe im Hangenden der Werfener Schiefer finden wir dünnschichtige glimmerreiche Platten von gelber Farbe, meist reich an stark verzogenen und verdrückten Gervillien. Das Hangende endlich bilden dunkle kalkig-sandige Schiefer,

[1] Mojsisovics' Mutmaßung, daß die tiefsten Quarzitbänke der Werfener Schichten vielleicht schon dem Perm (Grödner Sandstein) entsprechen könnten, erscheint uns unzutreffend.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

auf deren Schichtflächen sich glimmerige Lagen befinden; sie gehen nach oben zu allmählich in eigentliche Kalkplatten über.« Wir beobachteten solche dünnplattige kalkig-mergelige Werfener Schichten an der Muschelkalkgrenze mancherorts im Werfen-St. Martiner Schuppengebiet, so z. B. an der S-Seite des Kalkzuges bei Pfarrdorf Werfen und NE von Gabel an der NW-Seite des Resingberges (N Haus). Sie treten aber auch stellenweise im Bereiche der südlichsten Schuppen auf wie S vom Fritztal im Glatzhofgraben (E Pöham) an der S-Grenze des hier im Werfener Schiefer steckenden mittleren Triaskalkvorkommens oder im E-Teil der Mandlingkette (N Haus).

Ein sehr harter, fast dichter Sandstein von graulichlauchgrüner Färbung (infolge eines gewissen Chloritgehaltes), welcher an die kieseligen Werfener Typen an der Basis der Mandlingkette erinnert, erscheint innerhalb der »normalen« Schiefer am Gehänge beim Feisterer NNE von St. Rupert am Kulm.

b) Muschelkalk (anisisch).

Muschelkalk, der anisischen Stufe entsprechend, beteiligt sich sowohl an den Aufbau des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes — einschließlich der Mandlingkette — als an dem der hochalpinen Serie.

Im westlichen Teil des Mandlingzuges ist er allerdings kaum angedeutet oder bloß einige Meter stark, dagegen wird er in dessen E-Partie — an der S-Seite des Resing- und Eichberges — zirka 100 bis 150 *m* mächtig. Im eigentlichen Werfen-St. Martiner Schuppengebiet tritt er auch vielfach nur in relativ unbedeutenden Bändern (wenige bis etwa 100 *m* mächtig) auf, seltener in stärkeren Zügen, welche bei Hohenwerfen und am Fromerfeldkogel (N Hüttau) eine Dicke von zirka 300 *m*, am Höheneckl (NW St. Martin) eine von 250 *m* und am Karrain (W St. Martin) sogar von ungefähr 500 *m* erreichen. Auch der Muschelkalk der hochalpinen Masse ist mitunter — so an der S-Seite des Tennengebirges und N der Ramsau — nur recht schwach ausgebildet (kaum angedeutet oder bis zirka 100 *m* stark), an anderen Stellen erlangt er aber wiederum eine sehr ansehnliche Mächtigkeit wie unter der Taghaube (NE Dienten), wo sie gegen 300 *m* betragen mag oder zwischen dem Flachenberg bei Bischofshofen und dem Immlautal, wo sie sich auf zirka 200 bis 450 *m* beläuft.

In petrographischer, respektive stratigraphischer Hinsicht lassen sich in unserem Aufnahmsbereiche mehrere Typen des Muschelkalkes unterscheiden, und zwar als tiefstes Glied lokal Reichenhaller Kalk und damit wohl gleichalterige Saalfeldener Rauchwacke (Pia), ferner als weitaus vorherrschendes Glied schwärzlicher bis dunkelgrauer Gutensteiner Kalk und Dolomit, dann sporadisch als Einlagerung in diesen dunkle geringmächtige Schiefer (von Fugger, 51, p. 432 unzutreffend »Strubbergschiefer« genannt) und endlich lokal hornsteinführende »Reiflinger Knollenkalke«.

Zur näheren Charakterisierung von Beschaffenheit und Vorkommen aller dieser Muschelkalkbildungen sei Folgendes bemerkt:

α) Reichenhaller Kalk und Saalfeldener Rauchwacke.

Als Reichenhaller Kalk lassen sich gewisse an der Grenze von Werfener und Gutensteiner Schichten auftretende dünnbankige, dunkelgraue Kalklagen von geringer Gesamtmächtigkeit bezeichnen, welche sich durch Beitritt schwacher, tonigmergeliger Zischenschaltungen mitunter auch als eine lithologische Übergangsbildung von der skythischen zur anisischen Stufe darstellen. Dementsprechend sind ja auch die Reichenhaller Kalke von Krauss (87, p. 116) noch zum obersten Skythikum gerechnet worden, während sich Bittner und Hahn (59, p. 382), denen auch wir uns anschließen, wegen ihrer gewiß engeren Verknüpfung mit den Gutensteiner Schichten für ihre Zugehörigkeit zur anisischen Stufe ausgesprochen haben.[1] Als »Reichenhaller Kalke« in diesem Sinne können die tiefsten Lagen des Muschelkalkes mancherorts im Werfen-St. Martiner Schuppenlande bezeichnet werden. So hat Bittner beim Gehöfte Lehen nächst Buchberg (NE Bischofshofen) an der Grenze von gelblichem Werfener Schiefer mit *Myophoria costata* und dem Siderit, Eisenglanz und Kupfererzspuren führenden Muschelkalk einige derartige Bänke von schwarzem Kalk mit kleinen Modiolen und gerippten *Myophoria*-artigen Bivalven beschrieben, wie sie auch in dem lithologisch übereinstimmenden

[1] Abweichend den meisten Alpengeologen gebraucht Böse (16, p. 557, 559; 17, p. 699) den Ausdruck »Reichenhaller« etwa gleichwertig wie »Gutensteiner Kalk und Dolomit«, ein Vorgehen, dem wir nicht beipflichten.

Reichenhaller Kalk bei Reichenhall an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk auftreten (9, p. 102; 16, 547; 38, 396), und ähnliche Lagen finden sich in der gleichen Position auch in der östlichen Mandlingkette nordwärts von Haus oder Aich, wo sie uns aber leider noch keine Fossilien geliefert haben.[1]

An Stelle oder in Verbindung mit dem »Reichenhaller Kalk« und daher wohl mit ihm gleichalterig treten mitunter als Basalglieder des Muschelkalkes gelbliche, großluckige Rauchwacken auf, deren bisher des öfteren verwendete Bezeichnung »Reichenhaller Rauchwacke« (155, p. 215) wir nun durch den von Pia (204, p. 40) dafür vorgeschlagenen Namen »Saalfeldener Rauchwacke« ersetzen. Bezüglich ihrer lithologischen Kennzeichnung und Deutung kann ganz auf die eingehende Darstellung bei Pia (l. c.) verwiesen werden. In unserem Gebiete sind sie zuerst von Gümbel (53, p. 65) beim Seitnerlehen im unteren Larzenbachgraben (N Hüttau) beobachtet, aber irrtümlich mit den südalpinen Bellerophonschichten in Beziehung gesetzt worden. Sie lassen sich von hier als schmaler, beiderseits von Werfener Schiefern begrenzter Zug entlang des Lindaugrabens (N-Seite des Weyerberges) bis gegen Nasen an die Brunnhäusl-St. Martiner Straße verfolgen (9, p. 100; 38, p. 400). Ferner beteiligen sich solche Rauchwacken an der Zusammensetzung des schmächtigen Schuppenbandes, das von der Lammer zwischen Lungötz und Annaberg gegen Losseck an der W-Seite der Bischofsmütze hinstreicht (10, p. 359; 140, p. 31, 32), dann finden sie sich bei der Hinterschöberalpe an der WSW-Seite des Schöberberges (38, p. 408), bei Unterkendl etwas E von Pfarr-Werfen (38, p. 390) und noch anderwärts im Werfener Schuppenland.

Als basales Muschelkalkniveau sind auch gewöhnlich (59, p. 302, 470; 103, p. 7; 38) die mit limonitischem Siderit verknüpften nnd daher bergmännisch ausgebeuteten Rauchwacken gedeutet worden, welche unter der Taghaube (NNE Dientner Alm) und dem Flachen- (Moos-) und Windringberg (E-Seite des Hochkönigs) zwischen dem Werfener Schiefer und dem Gutensteiner Kalk zutage treten, während wir sie für eine die Überschiebungsfläche zwischen hochalpiner Decke und dem Werfener Schuppenland bezeichnende Mylonitbildung halten (vgl. p. 188 bis 189). Doch dringen die Erze vom Mylonit aus auch putzenartig in den hangenden Gutensteiner Kalk ein.

Einige kleine Erzvorkommnisse unseres Aufnahmsgebietes sind aber immerhin an die basalen Grenzlagen des Muschelkalkes gegen den normal darunterliegenden Werfener Schiefer gebunden (38, p. 432; 103, p. 7) und schließen sich in dieser Hinsicht den Eisenerzlagerstätten bei Hefenscheer, Gwehenberg und Diegrub NNW von Annaberg (38, p. 411, 416) an: Es sind dies das schon erwähnte Vorkommen (besonders Siderit und Hämatit) beim Gehöfte Lehen nächst Buchberg (NE Bischofshofen, 75, p. 27, 44), ein solches von Eisenstein bei Schreckenberg im oberen Staudachgraben NNE Werfen (75, p. 27), dann eines von Bleiglanz und Kieselgalmei an der Fallsteinwand, von welcher der Fallsteingraben zur Erzherzog Eugen-Klamm herabkommt (NE Werfen, 38, p. 380), eines auf der Fromeralpe NNW Fromerfeldkogel (N Hüttau), wo im 18. Jahrhundert Zinkerze und Bleiglanz abgebaut wurden (38, p. 402), ein ferneres bei der Schwarzeneggalpe NNE Hüttau, woselbst an der Grenze des hier sichtbaren Werfener Schiefers gegen den N davon gelegenen und in der Kote 1598 *m* gipfelnden Triaskalk ein ankeritischer und Eisenglimmerschüppchen einschließender Siderit auftritt (74, p. 211), ein kleines, ehemals abgebautes Eisenerzlager im Haselangergraben WSW St. Martin (74, p. 211) und wohl auch das putzenförmige Vorkommen von Galmei und Bleiglanz nächst der Scharlalpe E vom Rettenstein (N Filzmoos), das hier seinerzeit lebhaft ausgebeutet wurde (27, p. 75; 28, p. 7; 57, p. 174). Auch der ehedem am Blühnteck oder Loskogel (S Blühnbach) auf Zinksilikat getriebene Bergbau »Rohralpe« dürfte ähnlich hauptsächlich an den Muschelkalk geknüpft gewesen sein (35, p. 99).[2]

β) Gutensteiner Kalk und Dolomit.

Als den vorherrschenden Vertreter des unteren Teiles der anisischen Stufe haben wir den Gutensteiner Kalk und Dolomit zu nennen (vgl. 204, p. 44), welcher sowohl im Werfen-St. Martiner Schuppenland als in der hochalpinen Serie ausgedehnte Verbreitung besitzt. Die Kalke entsprechen beinahe ganz den typischen Vorkommen der niederösterreichischen Kalkalpen: ein schwarzes bis dunkelgraues, fast dichtes und häufig von weißen Kalzitadern durchzogenes Kalkgestein, welches bald

[1] Die für den typischen Reichenhaller Kalk als besonders bezeichnend geltende *Natica (Neritaria) stanensis* Pichl. sp. ist auch in dem Kalk bei Lehen am Buchberg bisher noch nicht festgestellt worden.

[2] Als analog mag in diesem Zusammenhang auch das schon etwas außerhalb unseres Aufnahmsbereiches gelegene Eisensteinvorkommen bei der Kühalpe NNE von Hintertal der W-Seite der Übergossenen Alp genannt werden (46, Anhang p. 7).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

ungeschichtet, bald dickbankig oder auch dünnplattig ist und mitunter kleine Hornsteinkügelchen enthalten kann (vgl. 203, p. 52). Namentlich die dünnplattigen zeigen einen gewissen Bitumengehalt. Nicht allzuselten finden sich auch schwach eisenschüssige Typen, die bräunlich bis gelblich verwittern. Der Gutensteiner Kalk geht stellenweise, und zwar namentlich gegen oben zu in ebenso dunklen und gleichfalls gern die weißlichen Kalkspatadern zeigenden und zum Teil kieseligen Gutensteiner Dolomit über, der seinerseits wieder durch Lichterwerden allmählich in den hellen ladinischen Ramsaudolomit überleitet. Wie dieser kann auch der Gutensteiner Dolomit zuweilen — in stark dislozierten Gebirgspartien — eine ausgesprochen brecciöse Beschaffenheit annehmen.

Im westlicheren Teile der Mandlingkette — zwischen dem Flachautal und der Ramsau — ist die Muschelkalkstufe, respektive das Gutensteiner Niveau außerordentlich dürftig entwickelt (170, p. 7), indem es meist nur durch eine an der Basis des hellen Mandling-(Ramsau-)dolomites liegende und in diesen allmählich übergehende schwache (ein paar Dezimeter bis Meter starke) Lage von schwärzlichem oder dunkelgrauem, häufig auch etwas rotgesprenkeltem und brecciösem Dolomit vertreten wird. Nur selten erscheinen hier,[1] dagegen gewöhnlich im östlicheren Abschnitte des Mandlingzuges — vom Durchbruch des Ramsaubaches zwischen dem Sattel- und Resingberg (unter der kleinen Brücke) an (33, p. 29) — auch gebankte Gutensteiner Kalke, welche gegen E hin immer mächtiger werden. Recht ansehnliche Mächtigkeit erlangt der Gutensteiner Kalk und Dolomit innerhalb des Werfener Schuppenlandes, namentlich bei Hohenwerfen (zirka 300 *m*) und am Fromerfeldkogel (zirka 300 *m*) und Karrain (zirka 500 *m*) W von St. Martin. In dieser Region fanden wir an dem die Ostermais- und Langeckhütte (SE Ostermaisberg) verbindenden Fortsteig in dem hier anstehenden dunkelblaugrauen Gutensteiner Dolomit Krinoidenstielglieder, welche zu *Encrinus liliiformis* Lam. gehören oder dieser Art wenigstens sehr nahe stehen.[2]

Innerhalb der hochalpinen Serie gewinnen die Gutensteiner Schichten besonders große Stärke am Fuße des Hagengebirges und Hochkönigs (am Flachenberg zirka 200 *m*, am Windringberg fast 450 *m* etc.), während sie E des Salzachtales unter den Steilwänden des Tennengebirges und der Dachsteingruppe gewöhnlich viel schwächer entwickelt sind (wenige Meter bis zirka 100 *m*) oder stellenweise (zwischen Wengerau und obersten Lammertal) auch ganz zu fehlen scheinen. Nur ausnahmsweise schwellen sie dagegen hier zu einer beträchtlichen Stärke an, wie südlich unter der Bischofsmütze (bis gegen 200 *m*), wo sie zum Teil hellergrau und hornsteinführend werden und dann schon vielleicht besser als Reiflinger Kalke zu betrachten sind.

Lokal enthalten die Gutensteiner Kalke und Dolomite fossilleere schwarze Schiefer eingelagert, welche lithologisch an die ladinischen Partnach- oder die karnischen *Halobia rugosa*-Schiefer erinnern. Die von Fugger (38, p. 380, 420, 432) darauf angewandte Bezeichnung »Strubbergschiefer« läßt sich dafür nicht aufrechterhalten, da die dunklen Schiefer des an der N-Seite des Tennengebirges gelegenen Strubberges, wie Pia (203, p. 52) zu erweisen vermochte, nicht dem Muschelkalk, sondern der Juraformation angehören. Schieferzwischenlagen der erwähnten Beschaffenheit finden sich im Gutensteiner Kalk unter der Mandlwand bei Mitterberg, der hier nach Gümbel (55, p. 390) auch etwas Hornsteinausscheidungen enthält, ferner in der »Hundskehle« genannten Klamm am Ausgange des Blühnbachtales (35, p, 93), im Kalk der Erzherzog Eugen-Klamm (E Werfen), wo die Schiefer dünnblättrig sind und sogar ein paar Meter mächtig werden, ferner im mittleren Teile des Steinergrabens NE von Zaglau (E Werfenweng), wo sie in der Mitte des dortigen Gutensteiner Zuges auftreten, und schließlich auch in der mittleren Region des Schöberlgrabens SE vom Schöberlberg (NW St. Martin).

---

[1] So die kleinen dunklen Kalklinsen im Bereiche des Werfener Schiefers der Mandlingkette am Biberbach (SE Radstadt, 170, p. 7), ferner die Gutensteiner Kalke, die unmittelbar am linken Ufer des Forstaubaches N von Gleiming anstehen, und dann auch der infolge einer lokalen Schuppenbildung mitten im hellen Ramsaudolomit des Mandlingzuges zwischen Glonner und Hackl etwas N vom Zauchtal zum Vorschein kommende.

[2] Die Gelenkflächen dieser Stielglieder zeigen teils die typische *Encrinus*-Zeichnung (Kreis mit radialen Speichen), teils wieder eine gewisse Annäherung an pentakrinoide Gestalt, wie sie ja auch F. A. Quenstedt (Petrefaktenkunde Deutschlands I. Abt., 4. Bd., Taf. 106 bis 107) von *Encrinus liliiformis* dargestellt hat. Diese Art gilt als für die anisische Stufe des alpinen Muschelkalkes bezeichnend.

γ) Reiflinger Kalk.

An mehreren Stellen unseres Untersuchungsbereiches, und zwar namentlich im Werfen-St. Martiner Schuppenland erscheinen Reiflinger Knollenkalke, dichte und feste, heller- oder dunklergraue und meist gutgebankte Kalkschichten mit holperigen, zum Teil auch graugrünen, mergelig belegten Schichtflächen, mit Hornsteinknauern und einigem Bitumengehalt. Sie sind ein örtlich recht beschränktes Glied unserer Muschelkalkserie, das sich im Hangenden der Gutensteiner Schichten und unter dem Ramsaudolomit einzustellen pflegt und demnach wohl hauptsächlich als oberanisisch gelten kann.

Gewisse nach Bittner und Fugger gelegentlich in dem Höhenecklzug (10, p. 359), respektive dem in dessen Ostabdachung (N St. Martin) eingeschnittenen Merleckgraben (38, p. 406, 433) zwischen Ramsaudolomit und Reingrabner Schiefern vorkommende Hornsteinkalke würden, falls dieses Lagerungsverhältnis zutrifft, entweder ladinische »Reiflingerkalke« oder eine tiefkarnische, nicht aber eine anisische Bildung darstellen.[1] Leider ist angesichts des fast gänzlichen Fossilmangels der Hornsteinkalke dieser Region — es haben sich darin bisher bloß nichtssagende Spuren von Krinoiden und von Halobien (oder ? Daonellen im Höhenecklzug, 10, p. 359) gefunden — und der hier herrschenden, außerordentlich gestörten Lagerungsverhältnisse eine genauere Horizontierung gewiß überaus erschwert.

Von Reiflinger Kalkvorkommnissen unseres Gebietes seien folgende angeführt: Im Werfener Schuppenland fand Bittner (9, p. 99; 38, p. 386) etwas S unterhalb der Elmaualpe (NNW Werfenweng) über Gutensteiner Kalk (mit Krinoidenspuren), respektive über den diesem unmittelbar aufgelagerten, geringmächtigen, feinplattigen, etwas sandigen Mergelschiefern (mit Fischschuppentrümmerchen oder Knochenzerreibseln [?] und Brachiopodenspuren, nach 59, p. 459 offenbar ein anisisches Gestein) einen Reiflinger Hornsteinknollenkalk auf. Lose Blöcke eines solchen sah Fugger (38, p. 404) im Langeckgraben am Gehänge des Ostermaiswaldes (SW St. Martin) im Bereiche der dortigen Gutensteiner Schichten herumliegen. Einige anstehende Vorkommen sind im sogenannten Höhenecklgebiet (NW und N St. Martin) festgestellt worden, und zwar unter andern von uns im mittleren Abschnitt des Schöberlgrabens etwas SE vom Schoberlberg (NW St. Martin), wo an der dortigen Forststraße dunkler- und hellergraue, wohlgebankte Knollenkalke mit holperigen Schichtflächen (diese lokal mit schwachem, grünlichem Tonbelag) erscheinen, ferner E vom Viehberg (N St. Martin), wo wir zwischen Kote 1007 *m* und dem Göglhof S unter dem Viehberger Ramsaudolomitzug vorwiegend undeutlich geschichteten schwarzgrauen dolomitischen Muschelkalk mit Hornsteinknauern antrafen (38, p. 410), dann eventuell in der Region des Merleckgrabens (SW Lungötz, 35, p. 406) und beim Gehöfte Schober (etwas SW Lungötz und ENE Merleck) nahe der am Karbach von St. Martin nach Lungötz führenden Straße, in welcher Gegend ein 10 bis 15 *m* breiter Zug von dunkelgrauem Hornsteinknollenkalk unter zirka 70° südwärts verflächt.

Hingegen dürften die in der Schlucht des unteren Blühnbachtales (SE Impau) auftretenden Knollenkalke nach Hahns Beobachtungen nicht anisisch, sondern zur Gänze karnisch sein (vgl. p. 177).[2]

Im anisischen Muschelkalkkomplex der hochalpinen Serie kommen hornsteinführende Kalkbänke am unteren Teile der S-Wände der Bischofsmütze nahe der Hofpürglhütte und unter der Mandlwand bei Mitterberg (55, p. 390) vor. Schließlich scheinen noch nahe von hier — E unter dem Mittenfeld — Reiflinger Kalke ganz örtlich in Verbindung mit dem Gutensteiner Kalk aufzutreten (9, p. 103).

---

[1] Uns selbst ist es leider nicht gelungen, die Aufschlüsse, auf die sich Bittners und Fuggers obige Angaben beziehen, wiederzufinden und uns von deren Richtigkeit durch den Augenschein zu überzeugen.

[2] Bei mangelhafter Petrefaktenführung und schwierig zu deutenden Lagerungsverhältnissen sind, wie leicht zu begreifen, Hornsteinknollenkalke des Muschelkalkes — also die grauen »Reiflinger Kalke« und die bunten (rotgrünen) »Schusterbergkalke« Pias (204, p. 49), beide (ober)anisisch — von den petrographisch oft ganz ähnlichen Kalken der höheren Trias — den hauptsächlich grauen »Hüpflinger Kalken« und den rötlichen bis bunten »Draxlehner Kalken« (3, p. 323, 369, 373, 374, 384), beide besonders oberkarnisch — zuweilen kaum zu unterscheiden und daher auch gelegentlich verwechselt worden. Als Repräsentanten der oberwähnten »Schusterbergkalke«, (respektive zum Teil »Reiflinger Kalke») seien genannt die von A. Pichler fälschlich für Draxlehner Kalke gehaltenen, aber durch Ampferers und Hammers Fossilfunde als der *Trinodosus*-Zone angehörig erkannten Kalke des südlichen Karwendelgebirges (43, p. 12; 59, p. 290), ferner solche an der S-Seite des Wilden Kaisers (59, p. 290), an der Winterstalleralm im SE-Teile der Kirchberggruppe (136, p. 349), am Grießenbach bei Hochfilzen (59, p. 296), am SW-Hang des Steinernen Meeres bei Saalfelden und nächst Palfau (204, p. 49). Die von Geyer (43, p. 11, 12) dem Reiflinger Kalk gleichgestellten Kiesel- und Hornsteinkalke am S-Gehänge des Dachsteins (Torbachgraben), Stoderzinkens und Bosrucks (N Selztal) möchten wir eher für Draxlehner- oder Hüpflinger Kalke halten (vgl. p. 185).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

c) Ramsaudolomit und (?) Wettersteinkalk (ladinisch).

Als »Ramsaudolomit« (genannt nach dem Vorkommen in der Berchtesgadener Ramsau) wurde von Böse (16, p. 557 bis 558) die vorwaltend helle dolomitsche Fazies der anisischen, ladinischen und auch karnischen Stufe im Gebiete der Berchtesgadener Entwicklung der Nordalpen bezeichnet. Doch pflegt man jetzt in der nordalpinen Literatur — und so wollen auch wir es hier halten — darunter hauptsächlich die hellen Dolomite der ladinischen, höchstens noch einschließlich der höheren anisischen Stufe (204, p. 50) zu verstehen, also Dolomite, die früher bald als »unterer Dolomit« (Bittner, Geyer), bald als »Wettersteindolomit« (103, p. 10) angesprochen worden sind. Im Gegensatz dazu möchten wir die obertriadischen Dolomite — also den karnischen »Raibler« und den norischen Hauptdolomit — als »oberen Dolomit« bezeichnen. Bei Fehlen eines schiefrigen oder kalkig-oolithischen karnischen Zwischenniveaus ist — wie z. B. in der Mandlingkette — eine Trennung des tieferen und höheren Dolomites oft unmöglich und wir wollen dann summarisch von Ramsau- + oberen Dolomit reden. Eine Verwendung der Ausdrücke »unterer« und »oberer Ramsaudolomit« für die aniso-ladinischen, respektive die karnischen hellen Dolomite scheint uns besser zu vermeiden.

Unser Ramsaudolomit zeigt nur selten eine deutliche Bankung; meistens ist er ungeschichtet. Gegen unten geht er durch Dunklerwerden oft allmählich in den Gutensteiner Dolomit über. Auch rötlich (ziegelrot) gefärbte oder gesprenkelte Partien kommen stellenweise vor (35, p. 109). Die starke tektonische Zertrümmerung des Gesteins findet in seiner häufigen Durchsetzung von glänzenden Harnischflächen und der oft deutlichst ausgeprägten brecciösen Struktur (weißliche bis dunklergraue eckige Gesteinstrümmerchen in einer dichten weißen oder mitunter rötlichen Zerreibungsmasse) ihren Ausdruck, die zu der Bezeichnung des Dolomites als »Brecciendolomit« (z. B. in der Mandlingkette) Anlaß gegeben hat (112, p. 811; 175, p. 314; 33, p. 28; 172, p. 39).[1] Die Textur des Ramsaudolomites (respektive Ramsau- + oberen Dolomites) ist dicht bis feinkörnigkrystallin oder zuckerkörnig. Er neigt zur Bildung von Racheln und pittoresk-pfeilerartigen Verwitterungsformen (z. B. Gehänge des Eibenberges gegen den Paß Mandling, Ramsaubachdurchbruch zwischen Sattel- und Resingberg) und — bei größerer Mächtigkeit — von auffälligen, kleingrusigen Schutthalden.

Fossilreste sind im Ramsaudolomit unseres Gebietes nur sehr selten beobachtet worden. Am häufigsten sind noch Diploporen, die stellenweise unter den S-Wänden des Tennen- und Hagengebirges und Steinernen Meeres vorkommen. So erwähnt Böse (16, p. 569; 38, p. 433) aus der Region zwischen Moderegg (E Werfen) und Griesscharte (S Hochtron-Fieberhorn) *Diplopora cf. porosa* Schafh. (wohl = *D. annulata* Schafh.) und daneben einen *Arcestes*-Rest und Vacek (175, p. 314; 177, p. 627; 182, p. 364) aus dem Dolomit des Mandlingpasses *Diplopora debilis* Gümb. (= *D. annulata* Schafh.). Von sonstigen Versteinerungen kennt man noch durch Böse (16, p. 559, 560) einen kleinen Megalodonten *(Megalodon cf. columbella* Gümb.) aus dem Ramsaudolomit des Hochkönigs und einzelne Arcesten aus dem des Rauchecks im Tennengebirge.

Die Mächtigkeit des Ramsaudolomites an der S-Seite der hochalpinen Decke ist in unserem Gebiete recht merklichen Schwankungen unterworfen, indem sie im W an der Basis der Taghaube zirka 350 *m* beträgt (59, p, 301), dann aber nach E hin zunächst starkt abnimmt, so daß sie im Breittal (N Mitterberg) mit 60 *m*, am Mitterfeld (NE Mitterberg) gar nur mit 10 *m* (16, p. 540; 59, p. 301 und Taf. II [XII.]) und auch auf dem Flachen- und Windringberg (NW Bischofshofen) mit etwa 50 *m* ermittelt worden ist. Von hier zur Umrahmung des Blühnbachtales und ostwärts über das Salzachtal hin macht sich dann abermals ein rasches Anschwellen bemerkbar (59, p. 306). Die Gesamtmächtigkeit des Ramsaudolomites und des wegen häufigen Fehlens eines karnischen Schieferzwischenniveaus dann kaum von jenem abtrennbaren oberen Dolomites beläuft sich an den S-Wänden des Hagen- und Tennengebirges oft auf 350 bis 450 *m*. Wo hier geringere Beträge in Erscheinung treten, möchte sie Hahn (59, p. 309) durch Einsackungsbewegungen erklären, welche das Hochalpin (z. B. N Ellmaualpe und am Jockelriedl) in seine geschuppte Unterlage eingelassen und dadurch seine tieferen Triasglieder zu teilweiser Verdeckung gebracht haben, doch dürfte es sich nach unserer Meinung zum Teil auch in dieser Gegend so wie weiter im obersten Lammertal um eine primäre

[1] Ein typischer Brecciendolomit vom Saumerkogel (Mandlingkette) ist in 139, p. Fig. 3 und in 166 abgebildet.

Reduktion des Ramsaudolomites handeln. An den S-Abstürzen des Bischofsmützenstockes scheint uns die Mächtigkeit des Ramsaudolomites ungefähr jener an der S-Seite des Tennengebirgsmassivs zu entsprechen. Geringer wird sie hingegen offenbar wieder am südlichen Steilabsturz des Dachsteingebirges (59, p. 314), wo der gesamte (Ramsau- + obere) Dolomit wohl nur selten über 250 *m* stark ist; in der Regel bleibt er — mit 200 bis 250 *m* und weniger — entschieden unter diesem Betrag.

Die von Hahn gemachte Behauptung, daß die ladinische Stufe im Werfen-St. Martiner Schuppenland vollständig reduziert sei oder fehle (59), so daß die *Halobia rugosa*-Schiefer hier direkt über den Gutensteiner Schichten zu liegen pflegten, entspricht nach unseren Beobachtungen nicht den Tatsachen. Denn, wenn auch die Mächtigkeit des Ramsaudolomites dieser Region im Verhältnis zu der die er stellenweise im hochalpinen Tirolikum aufweist, eine geringere, ja oft stark reduzierte ist,[1] so kann doch von einem fast gänzlichen Fehlen desselben keine Rede sein. Haben wir doch und ebenso Fugger typischen Ramsaudolomit fast überall in dieser Schuppenregion angetroffen, so W der Salzach im Blühnbachtal und auf dem Blühnteckkamm und E des genannten Flusses in den südlichen Seitengräben (Glatzhofgraben etc.) des untersten Fritztales, im Zuge der Ellmaualpe und des Labenberges, in der Umgebung von St. Martin (Höheneckl, Traittersbachwald) und in den südlichen Vorlagen der Bischofsmütze und des Dachsteingebirges. Die Mächtigkeit des ladinischen Ramsaudolomites beträgt in den Schuppenzügen gewöhnlich nur wenige bis zu 60 oder 70 *m*. Stärken bis zu 140 *m* werden entschieden seltener, solche bis gegen 200 *m* nur ausnahmsweise beobachtet.

In der Mandlingkette, an deren Zusammensetzung ein heller Brecciendolomit (»Mandlingdolomit«) vornehmlich beteiligt ist, weist er eine der jeweiligen Breite dieses Triaszuges entsprechende Mächtigkeit auf. So ist er an dessen W-Ende — zwischen Flachau- und Zauchtal — etwa 100 bis 150 *m* mächtig und wächst dann allmählich gegen E immer mehr an, so daß er zwischen Zauch- und Taurachtal zirka 200 bis 400 *m*, zwischen diesem und Mandlingpaß 500 bis 700 *m* und in der Schladminger Ramsau und an der Südseite des Stoderzinkens 1000 bis 1100 *m* mächtig erscheint. Diese große Stärke erklärt sich teils daraus, daß der hier ja zwischen Gutensteiner Schichten und Dachstein-(Zaim-)kalk auftretende »Mandlingdolomit« offenbar den stratigraphischen Umfang des »Ramsau-« und des »oberen« (karnischen bis tiefnorischen) Dolomites besitzt, deren Scheidung bei dem fast völligen Fehlen eines schiefrigen Raibler Horizontes hier so gut wie unmöglich wird, teils aber auch durch die ihn jedenfalls stellenweise durchsetzenden und so verbreiternden Schuppungsflächen. Die Altersdeutung des Mandlingzuges hat im Laufe der Zeit vielfach gewechselt: Prinzinger (116, p. 145), Stur (152, p. 466) und E. Suess (157, p. 196; 62, p. 11) erklärten ihn ursprünglich für alten Grauwackenkalk, Vacek (175, p. 314; 177, p. 627; 25, p. 388 Fußnote 1) für Trias, und zwar hauptsächlich Wettersteinkalkniveau, Gümbel (55, p. 383) und Kober (81, p. 31; 82, p. 15) besonders für Hauptdolomit. Vom Radstädter Dolomit, zu dem ihn Vacek (175, p. 314) und Frech (33, p. 12) gezählt haben, unterscheidet sich der Mandlingdolomit (ebenso wie der sonstige Ramsaudolomit unseres Aufnahmsgebietes) durch seine gewöhnlich hellere Färbung und mehr brecciös-ruschelige Beschaffenheit.

Sehr gering ist jedenfalls die Rolle, welche in unserem Kartierungsbereiche der Wettersteinkalk spielt, ein lichtgrauer oder weißer Kalkstein, der lokal an die Stelle des ladinischen Ramsaudolomites tritt oder mit solchem verknüpft ist. Dazu möchten wir wohl den hellen Kalkzug rechnen, der sich im Werfener Schuppenland vom Gehöfte Gschwend nächst Mühlau-Dorf (E Pfarr-Werfen) über den Steinberg (hier zirka 100 bis 150 *m* mächtig), wo wir einige dürftige Fossilspuren (? Diploporen-Ringelchen, Krinoiden-Stielglieder) fanden, und den Reiternwald (zirka 100 bis 150 *m* mächtig) auf die etwas NE der Schwarzeneggalpe (N Hüttau) gelegene Kammhöhe 1598 *m* (hier vielleicht 250 *m* mächtig) verfolgen läßt.[2] Fugger hat dieses Gestein E des Gehöftes Steiner am Steinberg samt den

---

[1] Immerhin spricht auch diese Reduktion der ladinischen Stufe für die zuerst von Hahn (59) vertretene Ansicht, daß das Juvavikum (Reiteralm- und Hallstätter Decke) mit seiner gleichfalls zu primärer ladinischer Reduktion neigenden Schichtfolge ursprünglich hier im Süden der Kalkalpen zwischen dem Südrand des tirolischen Hochgebirges und der Werfen-St. Martiner Serie beheimatet gewesen sei.

[2] Solange darin keine eindeutig bestimmbaren Fossilien zum Vorschein kommen, ist allerdings auch hier die Möglichkeit, daß es sich um eine Dachsteinkalkbildung handeln könnte, nicht ganz von der Hand zu weisen. Doch dünkt uns dies dabei viel weniger wahrscheinlich als die Zugehörigkeit zu Wettersteinkalk.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

hier darin enthaltenen kleinen Höhlen beobachtet, aber irrtümlich vorherrschend für Dolomit gehalten (38, p. 390).

Ein ähnlicher, heller Kalk, der möglicherweise als Wettersteinkalk zu deuten wäre, erscheint ferner im Werfen-St. Martiner Schuppenland zwischen Grub und Eiersberg (S Steinberg) und am Burgeck (S St. Martin), doch könnte es sich dabei ähnlich wie bei einem schmächtigen, lichten Kalkvorkommen zwischen der Weg- und Rettenbachhütte auf dem Blühnteckkamm bei Kote 1623 *m* (S Schloß Blühnbach) vielleicht um etwas norischen (Dachstein- oder Riff-) Kalk handeln. Hochgebirgskorallenkalke, reich an Thecosmilienstöcken, setzen aber jedenfalls die Gipfelregion des Hochschobers (NW St. Martin) zusammen und sind nur irrtümlich von Fugger (38, p. 409, 433) für Wettersteinkalk gehalten worden.

d) Raibler Schichten (unterkarnisch).

Die tiefere Abteilung der karnischen Stufe wird in unserem Gebiete gewöhnlich — soweit nicht etwa wie in der Mandlingkette und stellenweise in der Hochgebirgsregion die Dolomitfazies kontinuierlich aus dem Ladin ins Karnikum und Unternorikum emporsteigt — durch dunkle schiefrige oder kalkig-oolithisch-tonigsandige Gesteine repräsentiert, die in der geologischen Literatur unseres Gebietes gewöhnlich als Raibler- oder Carditaschichten angesprochen werden. Der von Pia kürzlich (204, p. 50) dafür vorgeschlagene Name »Lunzer Schichten« müßte sich in diesem Sinne erst einbürgern.

Die Raibler Schiefer werden auch häufig nach ihrem typischen Auftreten in den niederösterreichischen Kalkalpen als Reingrabner oder nach ihrer leitenden Versteinerung als *Halobia rugosa*-Schiefer bezeichnet.[1] Die Raibler Kalke und Oolithe (etc.) erscheinen teils unmittelbar über den Schiefern (3, p. 254 und 325, Tabelle), teils auch in Wechsellagerung mit ihnen.

Wie Hahn (59, p. 320 bis 322) zutreffend bemerkt hat, macht sich namentlich insofern eine gewisse Heteropie in der Verteilung dieser Raibler Sedimente geltend, als am S-Rande des tirolischen Kalkhochgebirges die vom Raibler Dolomit (vgl. p. 179) überlagerten Raibler Schichten eben jene Mischung oder Vergesellschaftung der kalkig-oolithisch-tonigsandigen Carditaschichten mit den schwarzen Reingrabener Schiefern aufweisen, während letztere im Werfen-St. Martiner Schuppenlande weitaus dominieren und die sandig-kalkig-oolithischen oder dolomitischen Einlagerungen darin stark zurücktreten, also ähnlich wie im Gebiete von Johnsbach und der Stadelfeldmauer (Aflenzer Bezirk).

Die Reingrabener Schiefer sind ein schwarzes, bräunlich bis gelblich verwitterndes, dünn- und ebenschichtiges Schiefergestein, das oft den Austritt von Quellen und saftige Weiden bedingt. In der Nähe wichtiger Bewegungsflächen — so lokal nördlich Mitterberg[2] — können die Raibler Tonschiefer mitunter leichtphyllitischen Glanz und einen an die Radstädter Pyritschiefer erinnernden Tonschieferhabitus annehmen. Stellenweise gehen sie in Mergelschiefer über (z. B. ganz lokal bei der Hofpürgelhütte).

Unter den sonstigen, gleichfalls gelb- bis rötlichbraun verwitternden Raibler Gesteinen sind die Kalke meist schwarz und etwas bituminös, seltener grau, stets feinkörnig bis dicht, hart und plattig. Untergeordnet treten in den gewöhnlichen Kalken, respektive Schiefern kalkige Lagen von oolithischer Struktur (Carditaoolithe) und sporadisch auch Sphärosiderite (z. B. am Karbach nördlich St. Martin, 38, p. 405) auf. Manche Kalkpartien erscheinen voll Echinodermenfragmenten (Krinoidenstielgliedern, *Cidaris*-Keulen) oder von Mollusken- und Brachiopodenzerreibseln und demnach als Fossilienbreccien (Carditalumachellen) entwickelt (z. B. nordöstlich ober der Sulzkarhütte südwestlich der Bischofsmütze). Glimmerig-sandige Schichten von grauer oder graubrauner Färbung kommen nur äußerst selten in unseren Carditaschichten vor. Sphärocodienbänke, wie sie verschiedenenorts in den Steinbergen (nördlich Leogang) und den Berchtesgadener Alpen bekanntgeworden sind, scheinen in unserem Gebiete bisher nur bei der Mitterbergalm beobachtet worden zu sein (188, p. 709). Als großer Seltenheiten sei noch zum Teil hornsteinführender und knolliger und einigermaßen an die Hallstätter Fazies anklingender Kalkgesteine im Raibler Komplex des Werfen-St. Martiner

---

[1] Stur hat sie nach der darin bei Mürzsteg (Eibelgraben in der Frein) auftretenden *Avicula Gea* »Aviculenschiefer« genannt.

Gümbel (55, p. 390) hat die Raibler Schichten dieser Region irrtümlich für Partnachschichten gehalten.

Schuppenlandes gedacht, denen aber Hahn (59, p. 321) zur Begründung des »Aflenzer Fazies-« Charakters für diese Gegend entschieden eine weitaus übertriebene Bedeutung beigemessen hat, zumal ja ganz ähnliche Kalke von vermutlich oberkarnischem Alter (Hüpflinger- und Draxlehnerkalke mit Hallstätter Kalklinsen) auch im normalen Liegenden der Dachstein- oder Riffkalke der benachbarten »tirolischen« Hochgebirgswände erscheinen. Wir haben von solchen Vorkommnissen des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes zu nennen: die grauen bis bunten und zum Teil knolligen Kalke der Klamm des unteren Blühnbachtales, welche hier auch mit einem grünlichen oder bräunlichen hallstätterartigen Dolomit verknüpft sind und statt wie früher (35, p. 109; 59, p. 306) als anisisch, zuletzt von Hahn (59, p. 468 bis 469) als karnisch betrachtet werden, dann ähnliche von Hahn (59, p. 469) lokal am Höhenecklzug mit dem dunklen schieferig-kalkigen Karnikum vergesellschaftet beobachtete Dolomite von Hallstätter Habitus, einen nach Bittner (10, p, 359) beim Oberschober (südwestlich Lungötz) innerhalb der Raibler Schiefer konstatierten Knollenkalk mit Halobien oder Daonellen und nach unseren Beobachtungen ein zirka 4 *m* starkes, 60° nordnordöstlich fallendes Band eines dunkelgrauen, zum Teil hornsteinhaltigen Knollenkalkes mit gelblichgrau verwitternden, holperigen Schichtflächen, der am Karbach südlich Lungötz in die schwarzen Raibler Schiefer eingeschaltet und daher wohl als karnisch und nicht als Reiflinger Niveau zu deuten ist.

Während, wie bereits bemerkt, im Werfen-St. Martiner Schuppenlande die dunklen Reingrabener Schiefer weitaus über die anderen Raibler Gesteine dominieren und gerade dadurch für diese Region so charakteristisch werden, sieht man in der Hochgebirsgsserie die Schiefer nur stellenweise — wie z. B. bei der Mitterfeldalm oder am Windring- und Flachenberg (nordwestlich Bischofshofen, 9, p. 103) — vorherrschen, sonst aber die kalkig-oolithischen und mergeligen Gesteine in reichlicherem Maße an der Zusammensetzung der Raibler Schichten teilnehmen.

Die Art und Weise, wie sie mit den Schiefern vergesellschaftet sind, zeigt die von Fugger und Kastner in dem von der Mandelwand südwärts herabkommenden Breittal (nördlich Mitterberg) beobachtete Schichtfolge (39, p. 163):

Sie fanden hier über dem Wetterstein- (Ramsau-)dolomit (bei 2010 *m* Meereshöhe) zunächst dunkle *Halobia rugosa*-Schiefer (80 *m* mächtig), dann schwarzen Kalk (3·5 *m* mächtig), dunkelgrauen dolomitischen Kalk (2 *m*), harten schwarzen Kalk (0·8 *m*), mergelige Schiefer (30 *m*), schwarzen dünnplattigen Kalkschiefer (1 *m*), schwarzen harten Kalk (0·3 *m*), Mergelschiefer (0·2 *m*), schwarzen Kalkschiefer (1 *m*), Mergelschiefer (0·6 *m*), Kalk (0·6 *m*), Mergelschiefer (1·7 *m*), schwarzen Kalk mit dünnen Mergelschieferzwischenlagen (2·5 *m*), Mergelschiefer (0·3 *m*), schwarzen Kalk (0·6 *m*), Mergelschiefer (0·6 *m*), Kalk (0·2), eine Wechsellagerung von Mergelschiefer und Kalk (1·8 *m*), Kalk mit sehr dünnen Mergelschieferzwischenlagen (1·3 *m*), Mergelschiefer mit vereinzelten schwachen Kalkbänken (5 *m*), schwarze Kalkbänke mit sehr dünnen Mergelschieferzwischenlagen (2·5 *m*), Mergelschiefer (0·3 *m*), Kalk mit sehr dünnen Schieferzwischenlagen (1·1 *m*), Mergelschiefer mit stellenweisen schwachen Kalkschiefereinschaltungen (20 *m*), Kalkschiefer (0·4 *m*), schwarzen mit dünnen roten Kalkschichten wechselnden Kalk (0·4 *m*), kieseligen Kalk (0·25 *m*), schwarzen Kalk (2 *m*), eine schwarze dolomitische Kalkbank (1·3 *m*), dann bei 2158 *m* Meereshöhe eine Oolithlage (0·015 *m*), kieseligen roten geschichteten Kalk (1 *m*) und endlich Mergelschiefer (2·5 *m*), womit die hier im ganzen zirka 165 *m* mächtige Folge der Carditaschichten abschließt, um vom »Raibler Dolomit« überlagert zu werden.

Die hier mitgeteilte wie die ganz ähnliche von Wöhrmann (188, p. 709) aus der Gegend von Mitterberg bekanntgegebene stratigraphische Detailfolge erinnert nicht wenig an die von Hahn (59, p. 298) zwischen dem Kühloch und Persailhorn nördlich Saalfelden beobachtete Raibler-(Cardita-)serie. Die Mächtigkeit derselben schwankt im Bereich unserer hochalpinen Decke von dem ungefähren im Breittal gefundenen Maximalwert von 165 *m* bis zu ganz minimalen Beträgen, wie man sie etwa im Trockenbachgraben an der Ostseite der Taghaube sehen kann (kaum ein halber Meter; vgl. 39, p. 167).[1] Vor allem hat sich gezeigt, daß die Raibler Schiefer, die an der E- und SE-Seite des Hochkönigs besonders mächtig sind, gegen W rasch an Stärke abnehmen und sich endlich am SW-Absturz dieses Bergstockes fast ganz ausspitzen (9, p. 103; 59, p. 303). Am Flachenberg (NW Bischofshofen) mag die Mächtigkeit zirka 50 *m*, an den Wänden des Blühnbachtales gegen 20 *m* betragen (35, p. 110; 59, p. 302).

Im Werfen-St. Martiner Schuppenland dürfte sich die Stärke der Raibler Schichten, respektive des dabei vorherrschenden Reingrabener Schiefers gewöhnlich zwischen 20 *m* (z. B. Eiskarschneid S Dachstein) und 90 *m* (stellenweise im Höhenecklzug) halten.

---

[1] Morphologisch kommen die Raibler Schiefer an den S-Wänden des Hochgebirges durch eine schmale, oft mit Gras oder Krummholz bestandene Terrasse zum Ausdruck.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Im Mandlingzug fehlen die schiefrig-kalkigen Raibler Schichten fast ganz. Die einzige Stelle, wo wir in ihm einen — freilich recht kleinen — Aufschluß von schwarzen, etwas mergeligen Reingrabener Schiefern mit geringen dunklen Kalkspuren wahrnehmen konnten, befindet sich in seinem östlichsten Abschnitt etwas NW Stickler an der von Gröbming zur Stoderalpe führenden Horstigstraße (zirka 4 *km* WNW Gröbming). Nachdem dieses Vorkommen, das zirka 65° N fällt, nahe unter der Hangendgrenze des Mandlingdolomites liegt, erhellt, daß dessen weitaus mächtigere südwärts vom Schiefer zutage tretende Liegendpartie echtem ladinischem Ramsaudolomit entspricht. Knapp über dem Schiefer bemerkten wir auch eine geringfügige rote Toneinlagerung im Dolomit, welche wohl auch noch auf karnisches Alter hinweist. Und vielleicht können wir als eine Andeutung des Cardita-Niveaus auch eine ganz lokale grauschwarze Schmitze eines tonigkieseligen, schwach toneisensteinhältigen Schiefergesteins betrachten, welche wir etwas S der Lobenau (SE Radstadt) im hellgrauen Mandlingdolomit bemerkt haben.

Zuletzt möge eine Zusammenstellung der bisher in den Raibler Schichten unseres Gebietes nachgewiesenen Fossilien folgen, deren vornehmliches Auftreten im Schiefer oder Kalk jeweils in Klammern angegeben wird.[1]

Thecosmilia sp. (Kalk): in losen schwarzen Kalkblöcken am Fuße der Kleinen Bischofsmütze (W Hofpürglhütte) von uns und ober der Aualpe (N Filzmoos) von G. Geyer gefundene Stöckchen mit zirka 5 *mm* dicken Ästchen, von der sonst recht ähnlichen Cassianer *Thecosmilia badiotica* Frech (vgl. Palaeontogr. Bd. XLIII [1896], p. 26, Taf. II, Fig. 14 bis 19) durch Zahl und Beschaffenheit der Septen abweichend.

Pentacrinus propinquus Mstr. (Schiefer, Kalk): abgerundet-fünfseitige Stielglieder von 3 bis 4 *mm* Durchmesser, im Reingrabener Schiefer N Mitterberg (F. Wähner lg.), in Kalkeinlagerungen des schwarzen Mergelschiefers NE der Sulzkarhütte (SW Bischofsmütze E. Spengler et F. Trauth lg.) und in losen, gelbbraunen Mergelkalken ober der Aualpe (N Filzmoos, G. Geyer lg.) gefunden. Die Art ist zuerst aus den südalpinen Cassianer Schichten (vgl. G. C. Laube, Denkschr. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien, m. n. Kl. Bd. XXIV, p. 276, Taf. VIIIa, Fig. 17) und später von S. v. Wöhrmann (Jb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 39 [1889], p. 191, Taf. V, Fig. 9) in den Cardita-Oolithen der Nordtiroler und bayrischen Kalkalpen festgestellt worden.

Pentacrinus sp. (Schiefer, Kalk), vielleicht zur vorigen Art gehörig: in den Reingrabener Schiefern der Mitterfeldalm (16, p. 539; 39, p. 161) und unter dem Aibleck (SSW Blühnbach, 35, p. 110), in dunklem, gelbbraun verwitterndem Mergelkalk NE ober der Sulzkarhüte (SW Bischofsmütze) und in losen Kalkblöcken Fuße der Kleinen Bischofsmütze (westlich Hofpürglhütte).

Cidaris dorsata Braun (Kalk): einige von G. Geyer im Schutt (dunklen, mergeligen Kalken) ober der Aualpe (N Filzmoos) gefundene, zirka 20 *mm* lange Radiolen gehören zu dieser aus den südalpinen Cassianer und Raibler und auch bereits aus den nordalpinen Cardita-Schichten bekannten Spezies (vgl. Laube l. c. p. 283, Taf. IX, Fig. 12 und Wöhrmann l. c. p. 193, Taf. V, Fig. 12).

Cidaris sp. (Schiefer, Kalk), vielleicht zur vorigen Art gehörig: Stacheln und Keulen, von Fugger (35, p. 110) in den Raibler Schichten der Blühnbachtalregion (Scharten, Blühnteckalpe, Vd. Rußbach, Sulzenkar) gefunden.

Terebratula sp. (Schiefer, Kalk): in den Reingrabener Schiefern der Mitterfeldalm (39, p. 161) und dem ihnen eingelagerten Mergelkalk NE der Sulzkarhütte (SW Bischofsmütze).

Halobia rugosa Gümb. (Schiefer): in den Reingrabener Schiefern an vielen Stellen beobachtet, und zwar im Breittal (39, p. 163) und an den Halserriedeln nördlich Mitterberg (22, p. 7; 39, p. 166; 98, p. 114), bei der Mitterfeldalm (16, p. 539; 39, p. 161), im Blühnbachtalgebiet (Scharten, Aibleck, Vd. Rußbach, Sulzenkar; 35, p. 110), nahe bei der Oberen Karalpe in 1715 *m* Höhe (nördlich Karrain) und beim Oberschober NW. St. Martin und an der Straße S Lungötz (10, p. 359; 38, p. 407, 434).

Halobia sp. oder ? *Daonella* sp. (Schiefer): Das Auftreten kleiner Halobien in einer den Raibler Schiefern eingelagerten kleinen Sphärosideritpartie bei P. 850 *m* an der Straße S Lungötz ist von Fugger (38, 405), das Vorkommen von *Halobia* sp. oder *Daonella* sp. in einer Knollenkalkeinlagerung innerhalb der Schiefer beim Oberschober (NW St. Martin) von Bittner (10, p. 359) erwähnt worden.

Posidonomya sp. (Schiefer, Kalk): gefunden unter dem Aibleck (S Blühnbach, 35, p. 110), ferner in den Raibler Schiefern und Kalken an der bei Kote 850 *m* gelegenen Biegung der von Lugötz nach St. Martin führenden Straße zirka 10 Minuten S vom ersteren Orte (38, p. 405).

Mytilus sp. oder *Modiola* sp. (Schiefer): ein zu einer dieser Gattungen gehöriges Schalenfragment von G. Geyer N oberhalb der Hoferalpe »am Rinderfeld« (N Filzmoos) in den schwarzen Reingrabener Schiefern an der S-Seite des Dachsteingebirges gefunden.

Cardita crenata (Münst.) Gldf. (Schiefer): bei der Mitterfeldalm (16, p. 539; 39, p. 161) und am Brachwaldriedl (Blühnbachtal, 35, p. 110).

Cardita Guembeli Pichl. (Schiefer): bei der Mitterfeldalm (16, p. 539).

Carnites floridus Wulf. sp. (Schiefer): in den Reingrabener Schiefern an den Halserriedeln N Mitterberg (39, p. 166; 98, p. 114), bei der Mitterbergalm (188, p. 709) und am Höheneckl und beim Oberschober N von St. Martin (10, p. 359; 38, p. 434; 59, p. 310).

---

[1]) Wir fühlen uns Herrn Hofrat G. Geyer dafür sehr zu Dank verpflichtet, daß er uns die verschiedenen von ihm an der S-Seite der Bischofsmütze und Dachsteingruppe gesammelten Versteinerungen zur Untersuchung anvertraut hat.

Trachyceras Aon Münst. (Schiefer): nahe über der Oberen Karalpe (N Karrain) in 1715 *m* (38, p. 407, 434).

Trachyceras sp. aff. *aonoides* Mjs. (Schiefer): in den Reingrabener Schiefern der Halserriedeln bei Mitterberg (39, p. 166; 98, p. 114) und »am Rinderfeld« N von der Hoferalm (N Filzmoos), hier von G. Geyer gefunden.

? *Atractites* sp. (Schiefer): ein »am Rinderfeld« G. Geyer aufgelesener Fossilrest (? Phragmoconkammer) mit 25 bis 30 *mm* Durchmesser.

e) Oberer Dolomit (Raibler- und Hauptdolomit, oberkarnisch, respektive unternorisch).

Wo die karnische Stufe die als dunkle Schiefer oder auch Kalke und Oolithe entwickelten Raibler Schichten, wie wir sie eben kennengelernt haben, darbietet, kann man gewöhnlich in deren Hangendem und unter dem Dachstein- oder Hochgebirgsriffkalk einen »oberen Dolomit«-komplex[1] konstatieren, der, soweit als er noch der höheren Abteilung der karnischen Stufe entspricht und demnach ein Äquivalent der voralpinen Opponitzer Kalke und Dolomite darstellt, als »Raibler Dolomit«,[2] sofern er aber bereits ins untere Norikum emporreicht, von uns so wie der norische Dolomit der niederösterreichischen Voralpen als »Hauptdolomit« angesprochen wird.[3] Daß bei Fehlen des schiefrigen oder kalkig-oolithischen Raibler Niveaus der ladinische Ramsaudolomit allmählich in den »oberen Dolomit« übergeht und uns dann eine zwischen anisische Stufe und Dachsteinkalk eingeschaltete, ziemlich einheitliche Dolomitmasse entgegentritt, wie wir sie nicht selten an den S-Wänden des Kalkhochgebirges und auch in der Mandlingkette wahrnehmen, ist bereits früher erwähnt worden.

Der Raibler Dolomit ist mit Vorliebe düster — fast schwarz und dabei mitunter auch rotadrig (zuweilen ganz rötlich verwitternd, 38, p. 434) — oder gelegentlich auch hellgrau (16, p. 521; 35, p. 107)[4], so daß in diesem Falle bei Fehlen von Raibler Schiefern eine sichere Abgrenzung von Ramsaudolomit beinahe undurchführbar wird (16, p. 471, 522).[5] Im allgemeinen mag es als Regel gelten, daß gegen aufwärts unter Abnahme des Bitumengehaltes eine hellere Färbung und ein sukzessiver Übergang des Raibler in den weißlichgrauen unternorischen Hauptdolomit Platz greift, der sich überdies von dem gern massig oder kompakt entwickelten und zu klotzigstumpfen Verwitterungsformen neigenden Raibler Dolomit durch eine deutliche Bankung und schärfere Oberflächenskulptur zu unterscheiden pflegt (39, p. 164; 59, p. 289, 293, 298). Doch treten auch diese Differenzen stellenweise ganz zurück, so daß dann eine Scheidung beider völlig illusorisch wird (59, p. 294).

Für die Beurteilung der Mächtigkeit des »oberen Dolomit«komplexes scheint vor allem Hahns Erfahrung maßgebend zu sein, daß die karnische Stufe im Gebiete zwischen Saalach und Salzach und wohl auch weiter ostwärts — also an unserem ganzen tirolischen S-Rand — eine ziemlich konstante Stärke von zirka 300 *m* aufweist, so daß also ein Anschwellen der durch Schiefer, Kalke und Oolithe repräsentierten tieferen Raibler Schichten auf Kosten des darauf liegenden Raibler Dolomites erfolgt und, daß dann ferner die Dachsteinkalk- oder Korallriffentwicklung in relativ geringerer Entfernung über den Raibler Schiefern der hochalpinen Serie beginnt (59, p. 303, 323, 324). So sehen wir beispielsweise nur wenig E von der Taghaube und an den Abstürzen der Torsäule (E Hochkönig) und Tristlwand (Hagengebirge) den Hochgebirgskalk mit Hallstätterkalklinsen unter Verdrängung des Haupt-, respektive Raibler Dolomites bereits im obersten Karnikum (*Subbulatus*-Zone) oder doch an der karnisch-norischen Grenze einsetzen (59, p. 302, 304, 305). Eine Andeutung dieser Erscheinung bildet die sich in den höheren Partien des Hauptdolomites öfters geltend machende Verkalkung, die

---

[1] Zum Unterschied vom früher besprochenen, hauptsächlich ladinischen »Ramsaudolomit«.

[2] Derselbe ist an seiner Liegendgrenze zuweilen noch durch Wechsellagerung mit der schiefrig-oolithisch-kalkigen Raiblerabteilung verknüpft (vgl. auch 59, p. 293). Den Namen »Raibler Dolomit« hat in unserem Gebiet besonders Fugger (35; 38; 39, p. 164) zur Anwendung gebracht. Den von Böse (16) dafür gebrauchten Ausdruck »oberer Ramsaudolomit« möchten wir lieber vermeiden.

[3] Pia faßt letzthin den Begriff »Hauptdolomit« in weiterem Sinne als wir, indem er auch die hellen karnischen Dolomite darin einbezieht (204, p. 53). Hahn (59, p. 289 bis 290, 295, 322) nennt unseren unternorischen Hauptdolomit »Dachsteindolomit«.

[4] Also ein »Hauptdolomit« im Sinne Pias (204, p. 53).

[5] Vgl. auch die ähnlichen Beobachtungen Leblings (89, p. 39), Gillitzers (44, p. 171) und Krauß' (87, p. 109) im Latten- und Reiteralmgebirge und zwischen Reichenhall und Melleck.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

naturgemäß dessen Übergang in den hangenden Dachstein- oder Hochgebirgsriffkalk bewirkt (vgl. 59, p. 295, 299).

In unserem hochalpinen Gebiet, in dem der »obere Dolomit« ziemlich allgemeine Verbreitung hat, geht seine größte Mächtigkeit wohl kaum irgendwo über 350 *m* hinaus; sie bleibt vielmehr gewöhnlich merklich unter diesem Betrage zurück und dürfte dann dabei ganz oder größtenteils dem Raibler Dolomit zufallen. Für letzteren kann die Stärke am Widersbergriedel (E Taghaube) mit zirka 200 *m*, im Breittal (N Mitterberg) mit 130 *m* und an der S-Seite des Hagengebirges stellenweise mit 200 *m* bewertet werden (59, p. 289, 303). An den S-Wänden des Tennen- und Dachsteingebirges dürften durchschnittlich eher noch niedrigere Ziffern in Betracht kommen. Im Bereiche des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes haben wir an der S-Seite von Bischofsmütze (Aualpe etwas N der Hofpürglhütte) und Dachstein (Rinderfeld, Eiskar) Mächtigkeiten von 50 bis 10 *m* angetroffen.

Der »obere Dolomit« ist überaus arm an Fossilspuren. Im Raibler Dolomit der Blühnbachtalregion beobachtete Fugger (35, p. 110) gelegentlich »Hohlräume, aus denen *Cardita, Pentacrinus* und andere Tierreste aufgelöst wurden oder herausgebrochen« waren. Während nach Hahn (59, p. 322, 323) und Krauß (87, p. 114) für den Raibler Dolomit des Berchtesgadner Tirolikum (Waidring, Reichenhall-Melleck) *Megalodon Stoppanii* R. Hoern. und auch sonstige Raibler Fossilien bezeichnend sind, führt hier der tirolische Hauptdolomit (= »Dachsteindolomit« Hahns) als Erweis seines unternorischen Alters mitunter Megalodonten aus der Gruppe des *Megalodon Tofanae* R. Hoern. und winzige Gastropoden wie *Rissoa alpina* (59, p. 289, 295, 298). Uns selbst ist allerdings ein derartiger Fund in unserem Aufnahmsgebiet nicht gelungen.

f) Dachsteinkalk und Hochgebirgskorallenkalk (besonders norisch).

Das höchste Glied der Triasfolge in unserem Kalkalpengebiete bilden die Dachstein- und Hochgebirgskorallenkalke, in deren tieferen Teilen am hochalpinen S-Rande die später noch näher zu besprechenden linsenartigen Einlagerungen von Hallstätter Kalken vorkommen (vgl. p. 184).

Die räumliche Trennung der wohlgeschichteten »Dachsteinkalke« von den vorwaltend massigen »Hochgebirgskorallenkalken«, wie sie Bittner (9, p. 105), oder der »Korallriffazies des Hauptdolomits«, wie sie Mojsisovics (98, p. 112) bezeichnet hat, ist häufig eine schwierige und im Detail nicht immer durchführbare Aufgabe, da beide in engster Wechselbeziehung zueinander stehen und mit ihren Grenzen ineinander eingreifen oder verzahnt sind. Doch gilt für ihre Verteilung am tirolischen S-Rand im großen Ganzen etwa Folgendes: Während W der Salzach in den Leoganger Steinbergen die grauen, gebankten Dachsteinkalke vom »Loferer Steinbergtypus« im Sinne Hahns (59, p. 295, 302) das bezeichnende Element der norischen Stufe darstellen, beginnt am S-Absturze des Steinernen Meeres daneben die den »Reiteralmkalken« der Berchtesgadner Alpen (Hahn) entsprechende Fazies des Hochgebirgskorallenkalkes eine Rolle zu spielen, um noch weiter gegen E über die geschichtete Ausbildungsart zu prävalieren (9, p. 105; 41, p. 274). »Das Steinerne Meer ist eben«, sagt Hahn (59, p. 304) darüber, »in dieser Beziehung Übergangsgebiet von dem primär nördlich gelagerten und gegen den Rand des Faziesbezirkes immer später einsetzenden Loferer Steinbergtypus zu dem primär südlich folgenden und gegen SE immer früher beginnenden Reiteralmtypus.«

Im Hochkönigstocke sehen wir den massigen Korallriffkalk zu derselben vorbildlich typischen Entwicklung gelangen, welche er als juvavischer »Reiteralmkalk« des Berchtesgadner Landes (am Untersberg etc.) zur Schau trägt, so daß auch Bittner mit vollstem Recht die Übereinstimmung der beiden Ablagerungen hat betonen können (59, p. 304). Dadurch aber erscheint uns der Hochkönig, dessen S-Absturz (Wetterwand) ja geradezu allein aus dem Hochgebirgskorallenkalk besteht (98, p. 114) als der Kern des großen von Mojsisovics (100, p. 17, 22) unterschiedenen »Pongauer Riffes«, das sich nordostwärts ins Hagengebirge, ferner ev. bis zum Hohen Göll (9, p. 105) und ostwärts in die Südhälfte des Tennengebirges (103, p. 12) erstreckte. Im Hagengebirgsmassiv tritt die Riffkalkfazies namentlich an seinen gegen das Blühnbachtal gerichteten Wänden — so am Hochgschirr — in augenfällige Erscheinung (9, p. 105; 35, p. 110).

Die S-Abstürze des Tennengebirges[1] bestehen — im Hangenden des »oberen Dolomites« — größtenteils aus dem zuweilen in lokalen tieferen Partien noch dolomitisch erscheinenden Hochgebirgskorallenkalk und daneben aus geschichtetem Dachsteinkalk (203, p. 53).

Der Korallriffkalk wird gegen die N-Seite des Gebirgsstockes zu immer mehr durch geschichteten Dachsteinkalk ersetzt (41, p. 271; 183, p. 35). Die E der Annaberger Senke am Aufbaue der Donnerkogeln, der Bischofsmütze und des Dachsteingebirges beteiligten Hochgebirgskorallenkalke faßte Mojsisovics unter dem Namen des »Dachsteinriffes« zusammen, welches sich ostwärts bis Lietzen hin erstreckt haben mag (98, p. 115; 99, p. 291; 100, p. 22; 103, p. 12). Doch ist, der besonders mächtigen Entwicklung des Dachsteinkalkes in dieser Gebirgsgruppe gemäß, die Bedeutung der Riffkalkfazies hier eine geringere als im Pongauer Riff. Die schroffen Kalkwände der Dachsteinsüdseite zeigen die Riffkalkentwicklung namentlich an ihren tieferen Partien, während gegen oben zu die geschichteten Dachsteinkalke mehr und mehr zur Herrschaft gelangen und schließlich die Plateauhöhe samt den Gipfelerhebungen ganz zusammensetzen (62, p. 312; 78, p. 37; 98, p. 115). In gleicher Weise wie für das Tennen- gilt es für das Dachsteingebirge, daß die Riffkalkfazies auch im tieferen Teil der norischen Kalkstufe gegen N hin allmählich völlig durch jene des gebankten Dachsteinkalkes verdrängt wird und so die letztere am N-Saum dieser »tirolischen« Gebirgszone ausschließlich dominiert (59, p. 314; 98, p. 115; 106, p. 77).

Hier hat daher auch Hahn (59) seine durch den massigen Reiteralmkalk und durch Hallstätter Schichten ausgezeichnete »juvavische Schubdecke« nicht primär anknüpfen können; er mußte vielmehr ihre Heimat im S des hochalpinen Tirolikums suchen, wo die mächtigen Hochgebirgskorallenkalke mit ihren Hallstätter Anklängen einen natürlicheren Anschluß gestatten.[2]

Diese Anklänge an die »Hallstätter Fazies« kommen an der S-Seite unseres Hochalpins aber nicht nur durch die besonders an den Basalteil der Riffkalkentwicklung geknüpften, fossil- und zum Teil auch hornsteinführenden Hallstätter Kalklinsen zum Ausdruck, sondern auch in dem nicht allzuseltenen Vorkommen von Versteinerungen mit Hallstätter Typus (Heterastridien, Halorellen, Halobien, Monotis, Ammoniten etc.) und in einer gewissen petrographischen Annäherung mancher Hochgebirgskalkpartien an Hallstätter Kalke, die durch das Auftreten blaßrosaroter Töne oder von feinem, rotem Tongeäder in der weißlichen Kalkmasse bewirkt wird, welch letzteres gern zum Entstehen grellrot leuchtender und oft etwas knollig strulert erscheinender Verwitterungsoberflächen führt (9, p. 105, 106; 100, p. 14, 15). Als Beispiel hierfür mögen die mit Korallenriftkalk innig verbundenen, rotfarbig erscheinenden Gesteinspartien des Rettensteins bei Filzmoos dienen, denen dieser Berg offenbar seinen Namen verdankt.[3] Dagegen wird man die so auffällig rot ins Ennstal herableuchtenden Gipfelkalke der Zaimberge in der Mandlingkette bei Radstadt (»Zaimkalk«) nach dem Vorhandensein einer Bankung und seltener Megalodonten bei gleichzeitigem Zurücktreten von Korallenresten entschieden besser als eine Spielart des Dachsteinkalkes und nicht als Riffkalk zu bezeichnen haben. Wenn einige Geologen wie E. Sueß (62, p. 312; 157, p. 196), Hauer (61, p. 724) und Kittl (78, p. 37) die Hochgebirgskorallenkalke an den Südwänden des Dachsteins geradezu als »Hallstätter Kalke« angesprochen haben, so beruht dies aber sicherlich auf einer übertriebenen Einschätzung ihrer Hallstätter Anklänge.

Der typische Dachsteinkalk ist, um ihn petrographisch zu charakterisieren, in der Regel hellgrau bis weißlich oder auch blaßrosa, gelblich- oder rötlichgrau, seltener infolge eines schwachen Bitumengehaltes dunkler. Sein Korn erscheint dicht. Riesenoolithische Struktur und einen schwachen Dolomitgehalt beobachtet man zuweilen. Sehr bezeichnend ist die deutliche, zum Teil plattige Schichtung. Dünne, von weißer Kalzitsubstanz erfüllte Sprünge bilden eine weitverbreitete Erscheinung. Nicht selten ist der Dachsteinkalk von einem Geäder zarter (zirka $^1/_4$ bis 1 *mm* dicker), tief- bis gelblichroter Tonhäute durchzogen, welche, wenn sie durch die Verwitterung flächenhaft bloßgelegt werden, zu rötlichen Oberflächenverfärbungen (z. B. in der Gipfelregion des Aichberges) Anlaß geben.

Ganz besonders charakteristisch ist diese Erscheinung für die Dachsteinkalke des Mandlingzuges, welche an den Zaimbergen (zwischen Radstadt und Mandling) so auffällig rot ins Ennstal hinabblicken

---

[1] Samt der Gipfelpartie des Schoberlberges (NW St. Martin).

[2] Von ähnlichen Erwägungen hat sich schon vor Hahn, J. Nowak leiten (106, p. 86) lassen.

[3] Vgl. Spengler, 219, p. 384 bis 386.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(55, p. 383). Eine Folgeerscheinung dieses Tongeäders im »Zaimkalke«, wie wir diese Varietät des Dachsteinkalkes nennen wollen, ist auch seine Neigung zu rundlich-knolligen Oberflächenformen bei der Verwitterung.

Als eine eigenartige Bildung erscheint an der Liegendgrenze des Zaimkalkes gegen den hellen Mandlingdolomit zwischen dem Oberzaim und der Lobenauer Ziegelei bei Radstadt ein höchstens ein paar Meter mächtiger rotweißscheckiger Kalk, welcher offenbar eine »Primärbreccie« von vermutlich tiefnorischem Alter darstellt. Man sieht, wie dabei einige Millimeter bis zu zirka 5 *cm* große unregelmäßig-eckige Brocken von weißlichem, hellgrauem oder auch rosarotem Kalk in einer rötlichbraunen, tonreichen Kalkmasse eingebettet sind, welche dem Gestein seine vorwaltend rötliche Verwitterungsfärbung verleiht. Einen ganz analogen Breccienkalk hat übrigens auch Geyer (43, p. 14, 21) im Bosrucktunnel und am Südabfall des Dachsteingebirges nahe Gröbming zwischen dem Dolomit (Ramsau- + oberen Dolomit) und Hochgebirgskorallenkalk, zum Teil im Verbindung mit einem rötlichen oder bräunlichgrauen hallstätterartigen Kalkgestein beobachtet und als eventuelle Vertretung der Raibler Schichten gedeutet. Eine lokale Partie des gleichen Breccienkalkes ist von uns auch mitten im Bereiche des hellen Riffkalkes am Rettenstein bemerkt worden und hier demnach sicher norisch. Eine aus pfirsichroten und schwärzlichen Kalkfragmenten bestehende Gesteinsmasse fand E. Sueß (62, p. 310) auf dem Gipfel des Hohen Dachsteines.

Der Hochgebirgskorallenkalk ist gewöhnlich weiß bis lichtgrau, zuweilen auch gelblichweiß oder blaßrosafarbig, also stets hell und frei von bituminöser Beimengung, im Korne feinkrystallinisch und massig oder höchstens undeutlich oder grobklotzig gebankt, Eigenschaften, durch welche er sich vom Dachsteinkalk lithologisch etwa ebenso unterscheidet wie der Reiteralmkalk vom Loferer Steinbergkalk in den Berchtesgadener Alpen. Wie im Dachsteinkalk finden sich auch im Riffkalk von feinem, rötlichem Tongeäder durchzogene Partien und rote Verfärbungen. Einlagerungen von hallstätterartigen Kalklinsen treten darin entschieden häufiger auf als im geschichteten Dachsteinkalk.

Zum Unterschiede von der so gewaltigen Entwicklung des Riff- und Dachsteinkalkes in der hochalpinen Serie, woselbst seine Mächtigkeit oft über 1000 *m* (9, p. 106; 59, p. 324), ja zuweilen 1500 *m* (26, p. 379) und mehr beträgt, ist er im Werfen-St. Martiner Schuppenlande auf einige recht geringfügige Partien am Schönbühel und der Eiskarschneid an der Dachsteinsüdseite und vielleicht auch bei der Rettenbachalm (bei Kote 1623 *m*) auf dem Blühnteckkamm[1] beschränkt, deren Stärke von etwa 20 *m* bis zu zirka 120 *m* zu schwanken scheint. Der am Nordgehänge der Mandlingkette zwischen Mandling und Radstadt hinstreichende »Zaimkalk« dürfte höchstens örtlich bis zu einer Mächtigkeit von 160 *m* gelangen.

Bei der nun folgenden Aufzählung der in den Dachstein- und Riffkalken an der Südseite der Pongauer Hochplateaustöcke und der Dachsteingruppe gefundenen Fossilien seien die einzelnen Vorkommen nach topographischem Prinzipe möglichst von W gegen E aneinander gereiht:

Im Hochgebirgskorallenkalk der Gipfelregion des Hochkönigs lithodendronartige Anthozoënstöcke, *Heterastridium*, große Chemnitzien und Cephalopodendurchschnitte (9, p. 106; 155, p. 304);[2] im weißen Riffkalk der Scharte nächst der Hochkönigspitze Korallen und globose Ammoniten (56, p. 232), am Fuße des südlichen Steilgehänges des Hochkönigs — der sogenannten Wetterwand — in lichtgrauen, korallenreichen Kalkblöcken *Heterastridium conglobatum* Rss. und globose hallstätterartige Ammoniten (192, p. 264); an ungefähr derselben Lokalität an der Südseite der Wetterwand nahe Mühlbach in einem grauen, etwas dolomitischen, stellenweise von einer sehr kleinen *Posidonomya* erfüllten Kalk nach Mojsisovics (100, p. 17; 16, p. 541) die für die oberkarnische *Subbulatus*-Zone charakteristischen Ammoniten *Entomoceras Theron* Dtm. und ? *Juvavites alterniplicatus* Hau. und *Arcestes* sp. ind. und in einem dichten, zum Teil riesenoolithischen Kalk die nach Mojsisovics (100, p. 18) wahrscheinlich norisches (nach seiner Terminologie »juvavisches«) Alter anzeigenden Arten *Placites* cf. *oxyphyllus* Mojs., *Stenarcestes* sp. ind. und *Nautilus* sp. ind.; in einem lichtgrauen Hochgebirgskorallenkalkblock des Bachschuttes zwischen Widderracheck und Wiedersberg (S Hochkönig) ein Stielglied von *Pentacrinus* sp. (Trauth lg.); an dem gegen Werfen blickenden Gehänge des Hochkönigs *Orthoceras* sp., *Pinacoceras respondens Quenst.* sp. und *Heterastridium conglobatum* Rss. (155, p. 304).

---

[1] Falls es sich bei letzterem Vorkommen von hellem Kalk nicht ähnlich wie bei dem Kalkzuge Steinberg (S Werfenweng) — Burgeck (S St. Martin) um Wettersteinkalk handelt (vgl. p. 176).

[2] Gewöhnlich werden alle die Gesteinslagen des Riff- und Dachsteinkalkes, in welchen sich derartige Cephalopoden oder sonstige hallstätterartige Fossilreste finden, in der Literatur als »Hallstätter Kalklager oder Einschaltungen« jener Hochgebirgskalke bezeichnet, wenn sie auch petrographisch nur wenig von diesen abweichen (vgl. 3, p. 337, 344).

Die geschichteten Dachsteinkalke des Tennengebirges zeigen häufig *Megalodon triqueter* Wulf, mitunter aber auch Gastropoden, die ungeschichteten Riffkalke oft schöne Korallen- und Bryozoënauswitterungen, selten Krinoidenreste und Durchschnitte von Cephalopoden oder Bänke mit Halobienbrut (38, p. 435; 91, p. 82). Von besonderen Funden aus dieser und der Dachsteinregion seien noch erwähnt: in den den Fuß der Tennengebirgssüdwand begleitenden Schuttmassen große Megalodonten, Lithodendronstöcke und *Arcestes*-Spuren (16, p. 569); nahe dem Eingang der großen Tennengebirgseishöhle (NE Werfen) Reste von *Arcestes*, *Pinacoceras*, *Orthoceras*, Gastropoden und Brachiopoden (203, p. 54); in den hellen, riesenoolithischen Gipfelkalken des Rauchecks, Fieberhorns und Hochtrons viele Korallen und Bryozoën und gelegentlich Ammoniten und *Halobia*- oder *Monotis*-Lagen; im Hochgebirgskorallenkalk des Hochschobers (Schoberlberges) W von Lungötz Krinoidenstielglieder (*Pentacrinus* sp., ? *Encrinus* sp.) und *Thecosmilia clathrata* Emmr. sp. (Trauth lg.);[1] dieselbe, meist als »Lithodendron« zitierte Spezies im Hochgebirgskorallenkalk der weiten Zahring im Gosauer Kamm und des Großen Donnerkogels (139, p. 82, Fig. 50, p. 83, Fig. 51 bis 52); in Riffkalkblöcken am Fuße der Kleinen Bischofsmütze (W Hofpürglhütte) und am Wege von der Hoferalm zu der WNW davon befindlichen Hofpürglhütte *Thecosmilia* sp. (häufig), *Montlivaltia* cf. *Fritschi* Frech[2] und Mollusken- (besonders Gastropoden-)spuren (Trauth lg.); im hellen, rotdurchäderten Riffkalk des Rettensteins (NE Filzmoos) allenthalben *Thecosmilia* sp. und andere unbestimmbare Korallen und seltener Durchschnitte von *Magalodus (Lycodus)* sp. und Brachiopoden; in losem Dachstein-, respektive Hochgebirgskorallenkalk beim Aufstieg von der Austriahütte (Brandriedl) zur sogenannten »Schladminger Platte« (Dachsteingruppe) *Arcestes* sp. und *Halorella curvifrons* Quenst. sp. (16, p. 573; 33, p. 12); im Dachsteinkalk nahe der Simonyhütte Megalodonten, *Arcestes* cf. *subumbilicatus* Br., ein *Arcestes* aus der *Galeatus*-Gruppe und *Cladiscites* cf. *multilobatus* Br. (16, p. 573).

Der einen Deckenrest der hochalpinen Masse bildende Dachsteinkalk des Aichberggipfels (N Station Haus) enthält häufig die »*Evinospongien*« genannten riesenoolithischen Auswitterungen.

Dieselben erinnern ihrer Gestalt nach besonders auffällig an die von A. Stoppani (Les pétrifications d'Ésino. Paléont. Lombarde Sér. I [1858 bis 1860], p. 126, Taf. 29, Fig. 6 bis 8) aus dem Esinokalk als *Evinospongia cerea* Stopp. = *E. esinensis* Stopp. beschriebenen Formen. Der größte der von uns am Aichberggipfel aufgesammelten Durchschnitte ist zirka 6 *cm* lang und 1·5 *cm* schalendick. Die großoolithische Evinospongienstruktur tritt außer im Esino- und Dachsteinkalk auch im nordalpinen Wettersteinkalk und in der Obertrias der S-Alpen auf (vgl. 3, p. 282, 291, 401 und A. Stoppani, Couches à Avicula contorta. Paléont. Lombarde. Sér. III [1860 bis 1865], p. 259, Taf. 60).

In losen, zusammen mit Hallstätter Kalk angetroffenen Dachsteinkalkblöcken bei der »Saukeyxe«, einer die N vom Sonnwendkogel (Assacher Sattel) befindliche Biegung der Horstigstraße (SSW Stoderzinken) bezeichnenden Stelle, fand Herr Carl Eckhart, früherer Volontär am Naturhistorischen Hofmuseum, einige Versteinerungen auf, welche wir als *Megalodus* sp. (bis 3·5 *cm* große Durchschnitte) und die Gastropodenformen *Coelostylina* sp.,[3] *Coelostylina* sp.,[4] ? *Neritaria* sp.[5] und *Worthenia* sp.[6] bestimmt haben. Ihr Muttergestein ist ein weißlicher, hie und da von dünnen, rötlichen Adern durchzogener Kalk, der dem »Zaimkalk« der Mandlingkette sehr ähnlich sieht und sicherlich vom S-Gehänge des Stoderzinkens stammt.

Als erster hat Gümbel (55, p. 383) das Vorkommen von Petrefaktenspuren im Dachstein(Zaim)kalk des Mandlingzuges erwähnt, und zwar von dem Sattel zwischen Radstadt und Forstau (Heimelscharte). Uns selbst haben diese Kalke an drei Stellen Versteinerungen beobachten lassen, die höchstwahrscheinlich der norischen Stufe entsprechen, einmal am N-Gehänge des Unterzaims E der Heimelscharte (8, p. 38; 172, p. 41), dann an dem des Oberzaims und endlich ein wenig W von diesem an der in einem kleinen Bachgraben N von Gut-Moos gelegenen Fundstätte der Eozängerölle (170, p. 8). An der erstgenannten Örtlichkeit fanden wir Durchschnitte von *Megalodus* sp. (zirka $4^1/_2$ *cm* hoch und 4 *mm* schalendick), am Oberzaim außerdem andere, nicht bestimmbare Bivalvenspuren, eine *Chemnitzia* sp.[7] und *Evinospongien*. Die im Bachgraben N Gut-Moos herumliegenden Blöcke haben uns einige Auswitterungen von *Thecosmilia* sp. (mit zirka 5 *mm* Astdurchmesser), von ? *Montlivaltia* cf. *norica* Frech,[8] von *Megalodus* sp. (4 bis 5 *cm* hohe Durchschnitte) und von nicht näher bestimmbaren Muschel- und Schneckenschalen (? *Chemnitzia* sp.) geliefert.

---

[1] *Thecosmilia clathrata* hat in der N-alpinen Obertrias weite Verbreitung. Die Äste der typischen, im Rhät so häufigen Stöcke sind gewöhnlich dicker als die nur zirka 4 bis 7 *mm* starken unserer offenbar der norischen Stufe angehörigen Exemplare (vgl. F. Frech, Palaeontogr., Bd. XXXVII [1890], p. 15, Taf. IV, Fig. 1 bis 5, 7 bis 11).

[2] Unser auswitterndes Exemplar besitzt einen Durchmesser von zirka 1·5 *cm* und dürfte also, nachdem Frech (l. c., p. 40, Taf. XI, Fig. 2 bis 5, Taf. XIII, Fig. 8) für die ausgewachsenen Formen dieser seiner in den Zlambachschichten auftretenden Spezies eine Durchmessergröße von 4 *cm* angibt, vielleicht ein jugendliches Stück derselben sein; doch könnte es sich eventuell dabei auch um eine ihr naheverwandte kleinere Art handeln. Die Septenanordnung scheint uns gut mit der von *M. Fritschi* übereinzustimmen.

[3] Eine 4 *cm* hohe, an die Schreyeralmspezies *C. abbreviata* Kok. (vgl. E. Koken, Abh. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XVII [1897], p. 89, Taf. XVII, Fig. 6) erinnernde, aber etwas schlankere Form.

[4] Ein 6 *mm* hohes Gehäuse, der Gestalt nach an die allerdings viel größere *C. rotundata* Kok. (vgl. Koken, l. p. 88, Taf. XXII, Fig. 11) vom »Salzberg« gemahnend.

[5] Einige bis 12 *mm* hohe und teilweise freigewitterte Schalen.

[6] Eine 16 *mm* hohe Schale, gestaltlich der im Hauptdolomit der lombardischen Alpen auftretenden *W. Songavalii* Stopp. sp. gleichend (vgl. A. Tommasi, Palaeontogr. Ital. Vol. IX, p. 111, Taf. XVIII, Fig. 8).

Ein 8 *cm* langer Durchschnitt, abgesehen von seinen relativ etwas höheren Umgängen an *Chemnitzia regularis* Kok. (vgl. E. Koken, l. c., p. 86, Taf. XVII, Fig. 5) aus dem karnischen Hallstätter Kalk erinnernd.

[8] Ein fast $2^1/_2$ *cm* großer Querschnitt, an die von Frech (Palaeontogr., Bd. XXXVII [1890], p. 39) aus den Zlambachschichten bekanntgemachte *M. norica* Frech gemahnend.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Hinsichtlich der genaueren Altersstellung unserer hochalpinen Kalke müssen wir für sie dort, wo an ihrer Basis Hallstätter Kalklinsen mit einer hochkarnischen, respektive kanisch-norischen Grenzfauna erscheinen oder überhaupt dort, wo sie unter Verdrängung des tiefnorischen Hauptdolomites knapp über den Raibler Schichten beginnen, ein Hinabreichen bis in die karnische Stufe, bezüglich doch bis zu deren Hangendgrenze annehmen (59, p. 304, 323).[1] Der Hauptsache nach ist es aber immerhin die norische Stufe, welche uns in den Hochgebirgskorallen- und Dachsteinkalken entgegentritt. Daß die letztere Bildung in der Höhenregion der Plateaustöcke auch noch in die rhätische Zeit, ja vielleicht stellenweise bis in den Unterlias angedauert habe, ist namentlich von Mojsisovics (100, p. 22, 23; 4, p. 336) ausgesprochen worden. Allein dieser stratigraphisch hohe Anteil spielt der norischen Hauptmasse gegenüber gewiß bloß eine ziemlich untergeordnete Rolle (59, p. 324).

g) Hallstätter Kalk.

Die stellenweise im Hochgebirgskorallen- und gebankten Dachsteinkalk an der S-Seite der Kalkhochplateaustöcke erscheinenden dünnen, hallstätterartigen Einlagerungen oder Linsen, deren Fossilführung für die chronologische Gliederung des mächtigen obertriadischen Kalkkomplexes so wichtig geworden ist, bestehen aus einem grauen, auch weißlich-, gelblich-, grünlich- oder rötlichgrauen, roten, rosafarbigen oder blaßvioletten, tonarmen Kalk von dichter oder feinkrystalliner Beschaffenheit. Petrographisch fällt seine Unterscheidung von dem ihn umgebenden Hochgebirgskalk nicht immer leicht. Da manche an oder nahe der Liegendgrenze des Riff- und Dachsteinkalkes auftretenden derartigen Hallstätter Kalke Versteinerungen von hochkarnischem oder tiefnorischem Alter geliefert haben, hat sich an solchen Punkten das Hinabreichen der Riff-, bezüglich Dachsteinkalkfazies bis zu einem so tiefen Niveau einwandfrei feststellen lassen (59, p. 304, 324). Mitunter nehmen die an der Basis des Dachsteinkalkkomplexes auftretenden und offenbar hochkarnischen Hallstätter Lagen die Beschaffenheit von roten oder grauen, knolligen und hornsteinführenden Kalken an, welche sich am besten als »Draxlehner« (die vorwiegend roten) oder »Hüpflinger Kalke« (die vorwaltend grauen) bezeichnen lassen (vgl. p. 173, Fußnote 2). Die Mächtigkeit der in unserem Gebiete beobachteten Hallstätter Kalklinsen ist eine geringe und geht nur selten über einige Meter hinaus. Von größerer Mächtigkeit dürften bloß die Vorkommen an der S-Seite des Stoderzinkens und unter dem Hochgschirr im Hagengebirge sein (hier etwa über 150 *m* stark).

Es mögen nun zunächst die zwischen Hochkönig und Stoderzinken an den S-Wänden der hochalpinen Serie bekanntgewordenen Hallstätter Kalke samt ihren Versteinerungen zusammengestellt werden:

Im Korallriffkalk der S-Seite und Gipfelpartie des Hochkönigs (Ewigen Schneebergs) stellenweise Einlagerungen von rotem, zum Teil knolligem Hallstätter Kalk mit Durchschnitten von *Arcestes, Pinacoceras* und *Megaphyllites,* großen Chemnitzien und *Helerastridium* (9, p. 106; 98, p. 113; 100, p. 14), ferner auch hellrötliche und grünliche Kalkeinlagerungen mit Ammoniten, Halobien und *Halorella pedala* Br.; auf der Firnmuldenhöhe des Hochkönigs in den Ausläufern der Wetterwand Lagen mit ungünstig erhaltenen Halobien und Ammonitendurchschnitten (9, p. 106); an dem als Torsäule bekannten E-Pfeiler der Übergossenen Alm in einem jedenfalls dem Basalteil des dortigen hellen Hochgebirgskalkes entstammenden roten Kalkblock zum Teil plattgedrückte Schalenreste von *Arcestes, Megaphyllites* (? *M. Jarbas* Mojs.), ? *Pinacoceras respondens* Quenst. sp., *Chemnitzia* sp., *Plaurotomaria* sp., eine Faunula, welche zwar von Mojsisovics der oberkarnischen *Subbulatus*-Zone zugewiesen worden, aber doch möglicherweise tiefnorisch sein könnte (9, p. 106; 59, p. 304; 64, p. 416).

An den gegen das Blühnbachtal gerichteten S-Abstürzen des Hochgschirrs im Hagengebirge entdeckte Bittner in dem über dem Raibler Dolomit sichtbaren Hochgebirgskorallenkalk eine relativ mächtige Einlagerung von dichtem und zum Teil muschelig brechendem, verschiedenfarbigem (hell- und dunkelgrauem, rötlichgrauem, rotem und düsterbuntem) Hallstätter Kalk, dessen Fossilführung, der tiefen Lage im Riffkalk gemäß, auf ein oberkarnisches bis tiefnorisches Niveau hinweist (9, p. 107; 10, p. 365; 35, p. 107, 110; 59, p. 305; 64, p. 417).

Auch in dem die S-Wände des Tennengebirges aufbauenden Hochgebirgskorallenkalk treten stellenweise rötliche Hallstätterkalk-Einlagerungen mit Cephalopodenresten oder bankweise voll Halobienbrut auf (9, p. 106; 38, p. 434). In dem vom Hohen Tron SW-wärts zwischen Kreuzhöhe und Suppenwald herabziehenden Schlaming- oder Rettenbachgraben (E Werfen, 38, p. 370) fand sich ein offenbar aus den hochalpinen Riffkalkabstürzen stammender Kalkblock, dessen Alter nach der darin enthaltenen *Monotis* cf. *salinaria* Br. wohl norisch war (10, p. 365; 38, p. 386; 81, p. 34). Am Wieselstein (E-Ende des Tennengebirges) beobachtete Böse in einem Brocken roten Kalkes *Rhynchonella juvavica* Bittn. (obernorisch).

---

[1] Auch Hahn (59, p. 324) sprach die Vermutung aus, daß der Dachsteinkalk des tirolischen S-Randes schon an der norischen Liegendgrenze, wofern nicht im *Subbulatus*-Niveau einsetze: »Die 1000 Meter Hochgebirgskorallenkalkes am Hochkönig und Dachstein sind wirklich, wie Bittner und Böse feststellten, ein genaues Äquivalent des ganzen Hauptdolomites und Plattenkalkes und vermutlich des Opponitzer Kalkes.«

Kleine Partien von festen rosa-, fleisch- oder bräunlichroten »Hallstätter« Kalken, welche sich petrographisch durch ihre Tonfreiheit leicht von roten Adneter Kalken unterscheiden lassen, kommen nach unseren Beobachtungen stellenweise in der hochalpinen Riffkalkmasse des Rettensteins bei Filzmoos, und zwar namentlich in ihrem Basalteil eingelagert vor.

Die von Geyer (43, p. 12) an der S-Seite der Dachsteingruppe im Torbachgraben (NW Resingberg) zwischen dem (Ramsau- + oberen) Dolomit und Hochgebirgsriffkalk wahrgenommenen und als Äquivalent des uneigentlichen anisischen Draxlehnerkalkes der Inntaler Alpen (= »Schusterbergkalkes« Pias) betrachteten roten Kiesel- oder Hornsteinkalke möchten wir eher als echte, also oberkarnische Draxlehnerkalke auffassen (vgl. p. 173, Fußnote 2).

Eine ansehnliche Partie von hallstätterartigen Kalken haben wir endlich am S-Gehänge des Stoderzinkens durch die Horstigstraße gut aufgeschlossen gesehen (168, p. 83): Wenn man auf diesem Fahrweg von der durch ein hölzernes Jagdhaus bezeichneten Biegung unmittelbar N des Sonnwendkogels entlang des von hier nach N gegen das Stoderzinkengewände ziehenden Querriegels weitergeht, so quert man zunächst den hellen (Ramsau- + oberen) Dolomit. Über diesem stellt sich nun hierauf im N-Teil jenes Riegels etwa von den für die Touristen durch die Tafelaufschriften »Haltestelle Baracke« und »Stoderbrunn« markierten Punkten bis zum »Schützenschluff« ein fester, leicht krystalliner, vorwiegend rosa- bis fleischroter und bloß untergeordnet grauer Hallstätter Kalk ein, der lokal auch mit einem rotweißscheckigen Breccienkalk[1] verknüpft ist. Bedauerlicherweise hat er uns an dieser Stelle noch keine Petrefakten geliefert. An ihn schließt sich unmittelbar nordwärts zwischen dem »Schützenschluff« und der »Bösen Wand« als direkte Unterlage der Dachsteinkalke des Stoderzinkens ein vorwaltend roter (respektive auch gelblichroter oder rotgrauer, selten grauer) Knollenkalk an, welchen jedenfalls hier oder doch im Fortstreichen dieses Aufschlusses auch Geyer (43, p. 12) beobachtet und zusammen mit dem vorhin erwähnten Kalk im Torbachgraben als anisischen, also uneigentlichen Draxlehner- oder als Schreyeralmkalk betrachtet hat, während wir ihn für echten oberkarnischen Draxlehnerkalk- oder noch wahrscheinlicher für einen tiefnorischen Hallstätter Knollenkalk[2] halten. Hornsteinknauern scheinen uns diesem Gesteine, das oft aus reinkalkigen, rötlichen Knollen und einer kalkig-tonigen, ziegelroten Zwischenmasse besteht, eine ziemlich untergeordnete Rolle zu spielen. Für die Altersdeutung dieser Hallstätter Kalke unter dem Stoderzinken dünkt uns, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen, namentlich ein Versteinerungsfund von Wichtigkeit, welcher Herr Carl Eckhart vor Jahren in losen hallstätterartigen Kalkblöcken gemacht hat, die wohl nur von dem eben besprochenen Vorkommen oder seiner unmittelbaren Fortsetzung stammen können (168, p. 83, Fußnote 19). Es handelte sich dabei um Trümmer eines hellrosaroten, rötlich- und graugeflammten oder auch grauen Kalkes, welche neben gleichfalls petrefaktenhaltigen losen Dachsteinkalkblöcken (vgl. p. 183) an der durch eine Tafel als »Saukeyxe« bezeichneten Stelle der Horstigstraße herumlagen Dieselbe befindet sich an der zirka 900 *m* E von jenem oberwähnten Sonnwendkogel-Riegel gelegenen Straßenkrümmung ungefähr dort, wo der aus S vom Assacher Sattel herkommende Fußweg in die Horstigstraße einmündet (in zirka 1200 *m* Höhe). Unter den Fossilresten, die Herr C. Eckhart der geologischen Sammlung des Naturhistorischen Hofmuseums gespendet hat, konnten wir folgende Formen feststellen:

Pinacoceras aff. imperator Hau. sp.: Ein drei Umgänge zeigender, aus dem graulichen Kalk auswitternder Ammonit mit 5 *cm* Scheibendurchmesser erinnert sehr an den für die unternorischen Hallstätter Kalke bezeichnenden (3, p. 377) *P. imperator* (vgl. E. Mojsisovics, D. Cephalopoden d. Hallst. Kalke. Abh. d. k. k. geol. R.-A., VI. Bd., I. Abt., Supplement, p. 297, Taf. XIX, Fig. 2), ist aber ein wenig enger genabelt.

Pinacoceras (Placites) aff. myophorum Mojs.: Mehrere aus einem rosaroten Kalkstück auswitternde Querschnitte, deren größter zirka $3^1/_2$ *cm* Durchmesser besessen hat, dürften die nächste Verwandtschaft des *P. myophorum* (vgl. E. v. Mojsisovics l. c. Supplement, p. 301) gehören. Diese Art gilt als für den unternorischen Hallstätter Kalk charakteristisch (3, p. 377).

Arcestes sp. Mehrere kleine, ziemlich dicke Gehäuse, an der durch Evinospongienstruktur ausgezeichneten Verwitterungsoberfläche eines ziemlich lichtgrauen, rötlichbraunfleckigen Kalkes sichtbar.

Pecten aff. Egidii Venantii Tomm Eine zirka $1^1/_2$ *cm* hohe, als Steinkern erhaltene *Pecten*-Klappe, die sich durch Form und Skulptur sehr an den *P. Egidii-Venantii* aus dem Hauptdolomit der Lombardischen Alpen anschließt (vgl. A. Tommasi, Palaeontogr. Ital. Vol. IX, p, 96, Taf. XVI, Fig. 3a, b). Das sie einschließende Gestein ist ein hellgrauer Kalk mit gelblichbräunlichem Stich und rosaroten Stellen auf dem frischen Bruch.

Es erübrigt nunmehr, noch die wenigen, ihrer Ausdehnung nach höchst geringfügigen Vorkommisse von Hallstätter Gesteinen anzuführen, welche unterhalb der hochalpinen Decke, also im Werfen-St. Martiner Schuppenland bekanntgeworden sind:

Zunächst müssen wir da der aus Haselgebirge mit eingekneteten Trümmern von grauem Liasfleckenmergel und fleisch- bis rosarotem, gelblichweiß durchädertem hallstätterartigem Kalk (leider bisher ohne Versteinerungen) bestehenden Linse gedenken, welche sich in, resp. unmittelbar über dem basalen Mylonitband der Riffkalkmasse des Rettensteins an deren SW-Ecke oberhalb von Filzmoos vorfindet (vgl. p. 187, 189; auch 168, p. 82).

Ein interessantes Vorkommen eines licht- bis mittelgrauen Halobienkalkes, der dicht mit den kleinen Schälchen dieser Muschelgattung erfüllt ist und daher an seiner gelblichen Verwitterungsoberfläche den Charakter einer typischen Lumachelle zur Schau trägt, entdeckte 1903 Herr Hofrat G. Geyer ein wenig N (respektive NNW) von der Hofpürglhütte über den unmittelbar nordwärts davon durchstreichenden Raibler Schichten (Reingrabner Schiefern) und im Liegenden der mit dunkelgrauem, kieseligem (hornsteinhaltigem) Muschelkalk und Ramsaudolomit einsetzenden und von Riffkalk gekrönten hochalpinen Decke der

---

Von derselben Beschaffenheit, wie wir ihn früher aus der Dachsteinkalkbildung der Mandlingkette erwähnt haben (vgl. p. 182).

[2] Daß die »Draxlehnerfazies« der N-Alpen mitunter bis in die norische Stufe hinaufreichen kann, ist schon von Arthaber (3, p. 374) angedeutet worden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Bischofsmütze, so daß also der kleine Halobienkalkaufschluß jedenfalls noch dem Werfen-St. Martiner Schuppenbereiche zugehört (168, p. 82). Wir konnten in dem uns von Herrn Hofrat Geyer freundlichst zur Bestimmung anvertrauten, der Geologischen Bundesanstalt gehörigen Material folgende Arten unterscheiden:

Halobia Charlyana Mojs.: Einige Schälchen von zirka 2 *cm* Länge stimmen durch Gestalt und Skulptur mit dieser aus der karnischen Stufe (unterkarn. Hallstätter Kalk bei Goisern und Aussee, oberkarn. [?] des Balbersteins bei Miesenbach) bekanntgewordenen Spezies (vgl. Kittl, Materialien z. einer Monographie d. *Halobiidae* u. *Monotidae* d. Trias, p. 107, Taf. V, Fig. 7, Taf. VIII, Fig. 14 bis 15) gut überein.

Halobia aff. gracili Kittl.: An *H. gracilis*, die Kittl (l. c. p. 105, Taf. VIII., Fig. 10 bis 11) aus den grauen norischen Hallstätter Kalken des Siriuskogels beschrieben hat, schließen sich einige Schalen (größte zirka $1^1/_2$ *cm* lang) durch die Skulptur an, sind aber schwächer gewölbt als dieselbe.

? *Halobia halorica* Mojs.: Zu dieser aus den norischen *Bicrenatus*-Schichten des Sandlings bekannten Art (vgl. Kittl l. c. p. 116, Textfig. 25) könnten mehrere Schalenbruchstücke gehören, deren größtes 32 *mm* hoch ist.

Halobia aff. miesenbachensi Kittl: Zahlreiche kleine (bis zu 9 *mm* lange und 7 *mm* hohe), ein Gesteinsstück ganz erfüllende Schalen erinnern durch Umriß und die deutliche, konzentrische Runzelbildung sehr an die unter andern von Kittl (l. c. p. 154, Taf. IX, Fig. 18 bis 22, bes. Textfig. 34) aus dem grauen Kalk der östlichen Hochgschirrwände beschriebenen *H. miesenbachensis* und würden wohl ihrer geringen Größe wegen besonders deren runzeligem Jugendstadium entsprechen. Am Balberstein bei Miesenbach tritt die genannte Art in einem wahrscheinlich oberkarnischen Hallstätter Kalk auf.

? *Halobia norica* Mojs.: Dieser für die unternorischen Hallstätter Kalke bezeichnenden Spezies (vgl. Kittl l. p. 124. Taf. IX, Fig. 7 bis 9) könnte eine nicht ganz vollständig erhaltene Valve von $1^1/_2$ *cm* Höhe zugehören.

Die angeführten Arten weisen offenbar auf ein oberkarnisches (*Subbulatus*-Zone) bis unternorisches Alter des Halobienkalkes bei der Hofpürglhütte hin.

Aus der Schuppenregion des Zwieselalmzuges, welche wohl als die N-Fortsetzung des St. Martiner Schuppenlandes anzusehen ist, beschreibt Spengler (140, p. 26, 29) sowohl einen ziemlich mächtigen weißen bis intensivroten Hallstätter Kalk, der bisweilen Hornsteine führt (Draxlehnerkalk) und Kittl seinerzeit einen typischen *Arcestes* geliefert hat (N-Hang des Buchbergriedls),[1] als einen hellgrauen Hornsteindolomit mit graugrünen oder grauen Mergelzwischenlagen in Verbindung mit dünngebanktem, grauem »Hüpflinger Hornsteinkalk«, welcher dem der südlichen Gesäuseberge recht ähnlich sieht.

Hahn beobachtete im Höhenecklzug (NW St. Martin) einen mit dem dunklen schieferig-kalkigen Karnikum vergesellschafteten, etwas buntfarbigen Dolomit, welcher ihn an den Hallstätter Dolomit der Saalachregion erinnerte (59, p. 469). Unserer Aufmerksamkeit ist dieses Vorkommen, dessen genaue Lage anzugeben Hahn leider versäumt hat, offenbar infolge seiner Kleinheit entgangen.

Endlich wären noch die grauen bis bunten und zum Teil knolligen Kalke der Klamm des unteren Blühnbachtales zu erwähnen, welche hier auch mit einem grünlichen oder bräunlichen hallstätterartigen Dolomit verknüpft und vermutlich als karnische Hallstätter Kalke (respektive Hüpflingerkalke) zu deuten sind (vgl. p. 177; 59, p. 468).

Das Erscheinen von hallstätterartigen Gesteinen sowohl an den hochalpinen S-Wänden als in dem ihnen benachbarten Teil des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes bilden zusammen mit der auffälligen Fazies- und Mächtigkeitsdissonanz zwischen den beiderlei Schichtfolgen eine wertvolle Stütze für die Hahn'sche Hypothese, daß die auf das »tirolische Sockelgebirge« der Berchtesgadner Alpen und des Salzkammergutes in vorgosauischer Zeit aufgeschobene „juvavische Deckmasse" (Reiteralm- und Hallstätter Decke) vorher am tirolischen S-Rande gewurzelt und da gewissermaßen eine Vermittlung zwischen jenen beiden Serien gebildet habe, so daß also die diese gegenwärtig trennende hochalpine Überschiebungsfläche den Charakter einer »juvavischen Wurzelnarbe« besitze (168, p. 83 bis 84).

Als keineswegs zutreffend, da den Beobachtungstatsachen offenkundig widerstreitend, muß hingegen die von Haug (64, p. 417) vertretene Ansicht bezeichnet werden, nach der die an die Basalpartie des hochalpinen Dachstein- oder Riffkalkes doch zweifellos stratigraphisch geknüpften Hallstätter Kalklinsen (z. B. unter dem Hochgschirr etc.) als laminierte Fetzen der nach seiner Meinung hier unter den S-Wänden des Kalkhochgebirges — seiner »Nappe du Dachstein« — sichtbaren »Nappe de Hallstatt« erklärt werden (59, p. 308; 168, p. 83). Ebensowenig ist Kober (81, p. 34; 83, p. 94) der wirklichen Verhältnisse gerecht geworden, wenn er bis vor kurzem die besagten Hallstätter Vorkommen dem Werfener Schuppenlande zugezählt und dieses dann als die hier von S her unter die »Dachsteindecke« untertauchende »Hallstätter Decke« betrachtet hat.

---

[1] Mojsisovics hat ihn auf dem geolog. Spezialkartenblatt Z. 15, C. IX (Ischl und Hallstatt) noch als eventuellen Schreyeralmkalk ausgeschieden.

h) Lias.

Die Entdeckung von Liasgesteinen, die bisher an der S-Seite der Dachsteingruppe unbekannt gewesen waren, gelang uns gelegentlich einer Exkursion zum Rettenstein im Oktober 1915 (168, p. 82). Es wurde damals grauer Liasfleckenmergel im tektonischen Liegend der obertriadischen Riffkalkmasse dieses Berges und ferner roter, toniger Adneter Kalk, welcher aus seinem Gipfelbereich stammt, aufgefunden. Wir wollen nun beide Vorkommen etwas genauer betrachten.

I. Tiefliasischer Fleckenmergel.

Der Rettenstein stellt einen aus obertriadischem Korallriffkalk bestehenden und durch die Senke des Sulzenhalses von der hochalpinen Dachsteinmasse (-decke) abgetrennten Zeugenberg der letzteren dar, welcher, wie das mächtige seinen W- und S-Fuß umziehende Band von mylonitischer Rauchwacke deutlich zeigt, den seinen Sockel bildenden und wohl dem Werfen-St. Martiner Schuppenland zuzurechnenden Werfener Schiefern aufgeschoben erscheint. Dieses Mylonitband umschließt nun an der SW-Ecke der Riffkalkpyramide des Berges eine ansehnliche Linse von durcheinander geknetetem gipsführendem Haselgebirge, hellrotem Hallstätter Kalk (vgl. p. 185) und dem uns eben beschäftigenden Liasfleckenmergel, Gesteinen, die offenbar einer weiter N unter dem Dachsteinmassiv verborgenen Schuppe von hallstätterartiger Fazies entstammen und von dort durch die Hochgebirgsüberschiebung losgerissen und als Fetzen unter den Dachsteinriffkalk des Rettensteins verfrachtet worden sind. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß sich auch Zlambachmergel an der Zusammensetzung dieses Quetschlinges (Phacoides) beteiligen, doch ist mir eine Auffindung entsprechender Versteinerungen noch nicht geglückt. Die besagte tektonische Linse, welche eine ganz ansehnliche Mächtigkeit — von zirka 25 bis 30 *m* — zu besitzen scheint, bildet bei feuchter Witterung ein ausgesprochen schlammiges Terrain und zieht sich unmittelbar unter dem Riffkalk, respektive dessen von einem dichten Legföhrenbestand bewachsenen Gehängeschutt hin, während sie im Liegend an den hier mehrere Meter starken gelblichen Mylonit (Rauchwacke) grenzt. Sie liegt in etwas über 1700 *m* Meereshöhe am Ursprung des »Wetzsteingrabens«,[1] welcher von der SW-Ecke der Rettensteinriffkalkmasse der Warmen Mandling in westlicher Richtung zustrebt und sie N Filzmoos bei einer Straßenbrücke etwa 500 Schritte talab von derjenigen Brücke erreicht, auf welcher der vom Marcheggsattel herabkommende Fahrweg den genannten Bach zuerst übersetzt.

Das Liasgestein ist ein hell- bis dunkelgrauer, stellenweise kleine grünlichgraue Fleckchen aufweisender und lichtgelblichgrau anwitternder, fester, dichter und ziemlich kalkreicher Mergel, in dem wir folgende zwei unmittelbar nebeneinander auf demselben Gesteinsstück gelegene Fossilreste aufgefunden haben:

Schlotheimia sp.: Fragmente eines zirka 3 *cm* großen, leider nicht näher bestimmbaren Gehäuses.

Phylloceras (Rhacophyllites) sp. aff. *psilomorpho* Neum.: Ein zur Hälfte erhaltenes Gehäuse von zirka $5^1/_2$ *cm* Durchmesser und mit gut sichtbarer Lobenlinie, sehr an das von M. Neumayr (Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias. Abh. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VII, p. 21, Taf. II, Fig. 4) aus den Psilonotenschichten des Pfonsjoches beschriebene und von G. Geyer (Lias. Cephalopoden des Hierplatz, p. 233) zu *Rhacophyllites* gestellte *Phylloceras psilomorphum* Neum. erinnernd und fast nur durch etwas breiter gewölbte Externseite davon abweichend. Auch der von F. Toula (Paläont. Mitteilungen aus d. Sammlungen von Kronstadt in Siebenbürgen. Abh. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XX, p. 21, Taf. II, Fig. 4) aus dem Unterlias von Alsó-Rákos in Siebenbürgen (= *Bucklandi-* oder *Marmorea*-Zone nach E. Vadász) bekanntgemachte *Rhacophyllites* aff. *ürmösensi* Herb. zeigt nicht geringe Übereinstimmung.

Jedenfalls entspricht, wie aus diesen Fossilbestimmungen hervorgeht, unser Fleckenmergel dem Lias α, und zwar höchst wahrscheinlich seiner tieferen Hälfte.

II. Mittelliasischer Adneter Kalk.

Obgleich es uns bisher noch nicht gelungen ist, den roten Adneter Kalk im Gipfelgebiet des Rettensteins anstehend nachzuweisen, kann an seinem Vorkommen daselbst, und zwar höchstwahrscheinlich in transgressiv dem Hochgebirgskorallenkalk aufgelagerten taschenförmigen Partien nicht gezweifelt werden, nachdem wir lose Blöcke davon unmittelbar unter den SW-Wänden des Berges oberhalb der vorhin besprochenen, mit den Liasfleckenmergeln und Hallstätter Kalken verknüpften

[1] Also etwas über den Lutzer Riedln der 1915 vom Deutsch. u. Österr. Alpenverein herausgegebenen Karte der Dachsteingruppe (1 : 25.000).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Haselgebirgslinse angetroffen haben, wie ferner am S-Gehänge des obertriadischen Gipfelmassivs N und NW von der Nestleralpe. Auch etwas W von derselben kann man sie im Bereiche der dort anstehenden Werfener Schichten zusammen mit Schuttmaterial von weißem oder hallstätterkalkartigem, rötlichem Riffkalk beobachten. Ferner hat der Kaltenbach, welcher E des Marchecksattels (N Filzmoos) die Warme Mandling erreicht, vereinzelte Adneterkalkblöcke in seinem Schuttbett von den W-Wänden des Rettensteins bis zu seiner Mündung zutal getragen.

Es handelt sich um einen etwa dunkelziegelroten, tonreichen Kalkstein, dessen petrographischer Charakter bestens mit dem der Adneterkalke des Salzkammergutes, und zwar insbesondere mit den an der »Dammhöhe« und »zwischen den Kögeln« am Plassen (juvavische Einheit) bekanntgewordenen übereinstimmt und der — ähnlich wie diese — nach seiner Fossilführung hauptsächlich dem höheren Mittellias (Lias δ=Domeriano) entsprechen dürfte.[1] Spengler (218, p. 40; 219, p. 387) hat unseren roten Rettensteinlias wohl mit Recht als Hinweis darauf betrachtet, »daß die Wurzelregion der Deckscholle der Plassengruppe nur S des Rettensteins gelegen sein konnte«.

Die von uns in diesem unseren Adneter Kalk festgestellten Versteinerungen sind:

Krinoiden-Stielglieder, vereinzelt auftretend und nicht näher bestimmbar.

? Bivalven-Steinkern, länglich, nicht genauer bestimmbar.

Harpoceras (Grammoceras) cf. *Curionii* Mgh.: Ein ziemlich feinberipptes Exemplar von $5^1/_2$ *cm* Durchmesser, das recht gut mit dem von A. Fucini (Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. Palaeontogr. Ital. Vol. X [1904], p. 279, Taf. XIX, Fig. 1 bis 6) dargestellten Stücken des *H. Curionii* übereinstimmt. Man kennt diese Art mit Sicherheit aus dem Lias δ der S-Alpen und Appenninen.

Harpoceras (Grammoceras) cf. *celebratum* Fuc.: Ein etwas verdrücktes Exemplar von $5^1/_2$ *cm* Durchmesser schließt sich ziemlich gut an *H. celebratum* Fuc. (vgl. Fucini l. c., p. 275, Taf. XVIII, Fig. 1 bis 2; Taf. XIX, Fig. 13 und P. Rosenberg, D. lias. Cephalopodenfauna d. Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. Geol. Öst.-Ung. u. d. Or., Bd. XXII, p. 298, Taf. XV, Fig. 9) an, eine Art, die im Mittellias der N- und S-Alpen und des Zentralappennins verbreitet ist.

Harpoceras (Grammoceras) celebratum Fuc. var. *italica* Fuc.: Ein fragmentäres Gehäuse von 5 *cm* Durchmesser entspricht bestens der obigen Varietät, die Fucini (l. c., p. 276, Taf. XVIII, Fig. 3 bis 9) aus dem Mittellias des Zentralappennins und Rosenberg (l. c. p. 299, Taf. XV, Fig. 10) aus dem Mittellias der Kratzalpe beschrieben hat.

Belemnites sp.: Ein nicht näher bestimmbares Fragment.

i) Mylonitische Rauchwacke.

Wie im Bereiche unserer N-Radstädter Tauern sind auch in den sich anschließenden Kalkalpen mylonitische Rauchwacken an wichtige Schubbahnen, und zwar insbesondere an die Überschiebung der hochalpinen Decke über das Werfen-St. Martiner Schuppenland geknüpft. So sehen wir zunächst eine stellenweise ziemlich mächtige derartige Rauchwackenbildung über den Werfener Schiefern und unter dem Muschelkalk des Flachen- und Windringberges bei Bischofshofen, respektive unter dem Hochgebirgskorallenkalk des Rettensteins bei Filzmoos ausstreichen (168, p. 80, 82). Daß es sich dabei nicht etwa um eine normale stratigraphische Schichtfolge mit »Saalfeldener Rauchwacke«, wie diese ja mancherorts in den Werfen-St. Martiner Schuppenzügen (Larzenbach, Annaberg etc., vgl. p. 171), erscheint, handelt, folgt nicht nur aus dem räumlichen Verhältnis der flach liegenden Deckenmassen zu den steileren Schichten des Werfener Sockelbaues, sondern auch namentlich aus dem Vorkommen der vorhin (p. 187) erwähnten, an die Rauchwacke geknüpften Quetschlinse von Haselgebirge, Hallstätterkalk und Liasfleckenmergel unter dem Riffkalk des Rettensteins.

---

[1] Die oberwähnten ziegelroten, erdigen Liasmergelkalke der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe haben eine ziemlich reiche Fauna (besonders mit Echinodermen, Bivalven, Harpoceren und Belemniten) der *Davoei-*, *Margaritatus-* und *Spinatus*-Zone geliefert. Als Vertreter der *Jamesoni*-Zone treten darunter »zwischen den Kögeln« auch hellgraue Kalkmergel mit *Inoceramus ventricosus* Sow. und verschiedenen Cephalopoden zutage, ein Niveau, das am Rettenstein noch nicht haben nachweisen können.

Am Flachen- oder Moos-[1] und Windringberg finden sich die Rauchwacken speziell längs des Höllgrabens wie auch stellenweise an der Flachenberg-Ostseite (z. B. oberhalb Pertil und Spöck)[2] und sind hier gewöhnlich von limonitischem Spateisenstein durchsetzt, der auch in die benachbarten Werfener (»Lagerschiefen« Lipolds) und die etwas dolomitischen Gutensteiner Schichten putzenartig eindringt und »in der Hölln« auch bergwerksmäßig gewonnen wird (75, p. 39; 117, p. 259). Lipold hat schon 1854 (93, p. 381) diese »braungraue poröse Rauchwacke«, die er allerdings als normale Muschelkalkrauchwacke deutete, erwähnt und zusammen mit unmittelbar darüber auftretendem und brecciös zertrümmertem Gutensteiner Kalk (»Dolomitbreccie« Lipolds)[3] als »Lagerkalk« bezeichnet. Sichtlich war die poröse kalkige Rauchwacke für den Absatz des Eisenerzes aus den zugeführten Erzlösungen besonders geeignet. Wenn die in der Rauchwacke enthaltenen und bisweilen einige Zentimeter großen eckigen Fragmente des grünlichen Werfener Schiefers zurücktreten, nimmt sie naturgemäß mehr den Charakter eines feingrusig zermalmten Gutensteiner Kalkes an.

In ganz analoger Weise wie das »Hölln«-Vorkommen ist offenbar auch die mit limonitischem Siderit und etwas Kupferkies verknüpfte gelbbraune Rauchwacke zu deuten,[4] welche am »Stegmoosriedl« unter der Taghaube (NNE Dientner Alm) zwischen dem grünlichgrauen Werfener Schiefer im Liegend und dem dunklen dolomitischen Muschelkalk im Hangend zutage tritt, aus Brocken beiderlei Gesteins besteht und reich an Ausscheidungen von weißlichem Quarz ist. Die Erze sind hier in früherer Zeit in zwei kleinen Tagbauen und einem Stollen abgebaut worden (39, p. 168).

Die unter der Rettenstein-Pyramide (NE Filzmoos) sichtbare und Trümmer von Werfener Schiefer und Triaskalk (besonders Dachsteinriffkalk) enthaltende Rauchwacke begleitet deren West- und Südfuß als ein kontinuierliches Band von ganz ansehnlicher Stärke (vgl. p. 187). Eine kleine davon durch die Erosion abgetrennte Rauchwackenpartie findet sich im Bereiche des die Rettensteinbasis bildenden Werfener Schiefers an dem vom Nestler Riedl zur Pachler Alpe führenden Wege in zirka 1670 bis 1690 *m* Höhe, also unmittelbar an der SE-Seite des Rettensteins.

Daß aber die Hochgebirgsmasse dieses Berges einstens über das Tal der Warmen Mandling hinweg weiter nach W gereicht hat, beweist das Auftreten ihrer basalen Überschiebungsrauchwacken auch auf dem vom Hofpürgl zum Marcheck-Sattel herabziehenden Kamm, woselbst wir sie zwischen dieser Scharte und etwa der Kote 1500 *m* (N Marcheck) dem quarzitischen Werfener Schiefer aufgelagert und unmittelbar N über dem Marcheck-Sattel noch von einer kleinen, vielfach in Blöcke aufgelösten Kappe von etwas Ramsaudolomit und Dachsteinkalk bedeckt sahen.

D. Känozoikum.

a) Tertiär.

Tertiäre Ablagerungen spielen in unserem Aufnahmsgebiete eine ziemlich untergeordnete Rolle. Es sind die limno-fluviatilen Bildungen der Wagreiner Senke und des Ennstales (Radstadt, Gröbming),

---

[1] Vgl. 74, p. 188; und 75, p. 27, 39. Nach Aberle (1, p. 348) heißt der Südostabhang des Winterauwaldberges »Moosberg«.

[2] Gümbel (55, p. 362) dürfte beim Gehöfte Spöck an der Salzachbrücke N von Bischofshofen von dort oben zutalgerollte lose Eisenerzblöcke gesehen haben.

[3] Es ist klar, daß diese Zertrümmerung des Gutensteiner Kalkes auch bei der Überschiebung der hochalpinen Decke über das Werfener Land entstanden ist und daher keineswegs scharf von der typischen Rauchwacke getrennt erscheint. Dies geht ja auch aus der von Lipold l. c. gegebenen lithologischen Kennzeichnung des Kalkes hervor. In den Hohlräumen zwischen den Kalktrümmern beobachtete Lipold Drusen und Lager von stengeligem Aragonit.

[4] Hahn (59, p. 302) hat sie zwar nicht als eine mylonitische Bildung, sondern als Reichenhaller Rauchwackenhorizont gedeutet, aber immerhin diese wie die am Flachenberg und bei Annaberg auftretenden Erzlagerstätten mit einer wichtigen tektonischen Linie, dem Ausstrich seiner »juvavischen Wurzelzone«, in Zusammenhang zu bringen gesucht. Da die Hochgebirgsüberschiebung höchstwahrscheinlich alttertiären Alters ist, erhellt daraus die Jugendlichkeit dieser an sie geknüpften Erzbildung.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

die infolge ihrer tiefen, durch Absenkungen an Brüchen bedingten Lage der Denudation haben entgehen können und ferner das kleine auf dem Dachsteinplateau nächst der Stoder Alpe gelegene Vorkommen, das hier auch an einer Verwerfung in den Dachsteinkalk eingeklemmt und dadurch in eine es vor völliger Abtragung bewahrende Position gelangt ist. Das auf der Mandlingkette bei Radstadt vorhandene Vorkommen enthält Gerölle marinen Eozäns, welches hier demnach nur auf sekundärer Lagerstätte erscheint, aber immerhin zeigt, daß sich zur Eozänzeit ein Meeresarm bis in den Bereich der Mandlingtrias erstreckt hat (vgl. p. 194 ff.).

Wenn unsere Alpen trotz der heftigen während des Alttertiärs vor sich gegangenen Faltungen und Deckenüberschiebungen, von denen hier insbesondere auf die des Hochalpins über das Werfener Schuppenland hingewiesen sei,[1] bis gegen Ende des Oligozäns nicht Hochgebirgs-, sondern bloß Mittelgebirgs- oder zum Teil Hügelformen angenommen haben, so ist dies nur unter der Voraussetzung denkbar, daß jene tektonischen Vorgänge, was Ampferer dargelegt, nicht sosehr zu einer Hochfaltung als vielmehr zu einem Ausweichen der bewegten Massen und zwar speziell der unteren, nach der Tiefe führten (212, p. 414 bis 415).

Wie zuerst Götzinger (45) und dann auch Machatschek (224, p. 607 bis 608; 222, p. 165, 265), Sölch (226, p. 173 bis 174) und Winkler (212, p. 393, 410, 415) auseinandergesetzt haben, dürften an der Wende von Oligozän und Untermiozän und während des letzteren die Zentral- von den Nordkalk-Alpen noch nicht durch den sie später scheidenden Längstalzug getrennt gewesen sein, sondern es zogen damals wohl von S nach N quer über beide Flußläufe mit schwachem Gefälle hinweg, die diese Landschaft durch Lateralerosion einebneten und ausgedehnte, heute noch auf den Kalkhochplateaus sichtbare (untermiozäne) Abtragsflächen schufen. Diese Flüsse breiteten also wahrscheinlichst die aus den krystallinen Schieferalpen stammenden Augensteinschotter über das Kalkgebirge aus[2] und lagerten überdies stellenweise in von ihnen durchströmten seeartigen Becken kohlenführende Sedimente ab, wie sie uns bei der Stoderalpe an der Nordseite des Stoderzinkens entgegentreten. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir diesem Vorkommen ein jungoligozänes bis untermiozänes Alter zusprechen.

Was nun ferner die limnisch-fluviatilen Tertiärbildungen bei Wagrein und in der Ennstalfurche (Radstadt, Gröbming usw.) anlangt, so sind bezüglich ihrer genaueren stratigraphischen Position namentlich zwei Ansichten vertreten worden. Die eine, eigentlich schon seit langem herrschende (103, p. 52; 42, p. 308; 26, p. 381; 45, p. 52; 159, p. 180; 83, p. 109; 59, p. 315; 70, p. 54; 88, p. 13) und kürzlich wieder von Petrascheck (213, II. Teil, p. 1) vorgebrachte geht dahin, daß sie chronologisch dem Stoderalpentertiär und den Augensteinschottern und demnach hauptsächlich dem Untermiozän entsprechen[3] und aus einer Periode stammen würden, in der das Ennslängstal noch nicht bestanden habe. Die heutige Niveaudifferenz (zirka 900 *m*) zwischen dem Stoderalpen- und Ennstaltertiär (Gröbming) sei erst durch nachträgliche — nach dem Untermiozän eingetretene — Verwerfungen zustande gekommen, welche eine Absenkung der Grauwackenzone, respektive eine Emporhebung des Kalkhochgebirges samt dem darauf liegenden Tertiär herbeigeführt hätten. Die andere, zuerst von uns (168, p. 84 bis 85; 169, p. 29) ausgesprochene Ansicht besagte, daß erst nach Ablagerung der Augensteinschotter und des Stoderalpentertiärs (Oberoligozän bis Untermiozän) an der Südseite der Kalkalpen jene erosive Tätigkeit einsetzte, die hier als Vorläuferin des jetzigen Ennstales eine Tiefenfurche schuf, in der die von uns damals etwa für ein Äquivalent der Lignite von Pitten und der II. Mediterranstufe

---

[1] Ein pliozänes Alter der Tektonik dieses Gebietes, wie es kürzlich Schwinner (228, p. 43) angenommen hat, möchten wir entschieden ablehnen.

[2] Eine andere als die obige und uns recht wahrscheinlich dünkende Deutung haben den Augensteinen der Kalkalpen Machatschek (222, p. 265 ff.) und Leuchs (227, p. 3) gegeben, indem sie dieselben wenigstens zum Teil für umgeschwemmtes Material von einst vorhandenen jüngermesozoischen quarzreichen Schichten (Jura-Kreide) des Kalkhochgebirges halten.

[3] Sie wären in diesem Sinne also auch gleichalterig mit dem Braunkohlentertiär der Steiermark überhaupt und mit der sogenannten Lignitstufe von Pitten, deren Zugehörigkeit zum Untermiozän unlängst von Petrascheck (213, I. Teil, p. 1 bis 2) eingehend dargelegt worden ist.

gehaltenen Tertiärschichten von Wagrein, Radstadt, Gröbming, Steinach und Wörschach sedimentiert worden seien, eine Meinung, wie ihr ähnlich auch Machatschek (224, p. 608; 222, p. 259) und Sölch (226, p. 174, 190) Ausdruck geliehen haben.

Ist nun auch heute nach den von Petrascheck (213, I. Teil, p. 1, 31; II. Teil, p. 1) dafür vorgebrachten Gründen, daß die Lignitstufe von Pitten nicht der Basalpartie der II. Mediterranstufe im Sinne E. Sueß', sondern vielmehr so wie das obersteirische Braunkohlentertiär dem Untermiozän entspreche, unsere obige Gleichstellung des Ennstaler Tertiärs mit Pittener Lignit und II. Mediterranstufe zugleich nicht mehr aufrechtzuhalten, so scheint uns doch die Aneinanderreihung der vorhin erwähnten Tertiärvorkommen zwischen Wagrein und Wörschach in der die Südseite der Kalkalpen begleitenden Depressionszone auf ihre gleichzeitige Entstehung in dem hier in erster Anlage begriffenen Längstalzuge hinzuweisen. Letztere ist vermutlich durch eine etwa an der Wende von Unter- und Mittelmiozän einsetzende Hebung oder Emporwölbung der Kalkalpen (respektive Kalkhochalpen) über die ihnen benachbarte Grauwackenzone veranlaßt worden, welche die zuvor noch von S nach N erfolgende Entwässerung (Augensteinflüsse) unterbrach und in die alpine Längstalrichtung ablenkte, wobei man allerdings zunächst noch nicht an eine einheitlich hinziehende (sondern eine subsequente) Talfurche denken kann (224, p. 608; 222, p. 50, 259, 293).[1]

Aus dieser Epoche könnten also die obgenannten Tertiärablagerungen stammen, die sich in stehenden Gewässern oder Torfmooren des werdenden Längstales abgesetzt haben mochten. Da sich an ihrer Zusammensetzung selbst dort, wo sie unmittelbar ans Kalkgebirge herantreten (Gröbming usw.) beinahe ausschließlich Gerölle von Quarz und krystallinen Schiefern aus der Grauwackenzone und den Tauern, aber nur ganz untergeordnet solche nordalpiner Kalkgesteine beteiligen, wäre daraus zu schließen, daß dieser der Grauwackenzone folgende Längstalzug damals erst ganz flach ausgetieft und kaum oder ganz wenig von den im N benachbarten Kalkalpen überhöht war, so daß von hier aus auch keine wesentliche Geröllzufuhr erfolgt wäre. Nach dieser Auffassung würde also das Ennstaler Tertiär etwa an die Wende von Unter- und Mittelmiozän oder höchstens ins frühere Mittelmiozän zu versetzen und daher seine Altersdifferenz gegenüber dem Stoderalpentertiär eine verhältnismäßig nur geringe sein. Die tiefere Lage, in der es uns derzeit entgegentritt, muß dann jedenfalls auch durch eine nachträgliche, im späteren Miozän oder Pliozän erfolgte beträchtliche Emporhebung der Kalkhochalpen oder eventuell auch durch eine gewisse Absenkung der südlich davon befindlichen Längstalregion an in deren Sinne verlaufenden Verwerfungssprüngen erklärt werden.

Vielleicht werden künftige diesen inneralpinen Tertiärbildungen zusammen mit den Augensteinschottern gewidmete Spezialstudien eine gesicherte Lösung der hier angeschnittenen schwierigen Fragen herbeiführen.

Die fortschreitende Vertiefung der großen Salzach-Enns-Längstalfurche an der Südseite der Kalkalpen dürfte, wie F. Machatschek (222, p. 138, 274 bis 277) aus Resten einiger alter Erosionsniveaus geschlossen hat, in mehreren aufeinanderfolgenden Phasen erfolgt sein. Während der obermiozänen, deren Talsohle ihm unter anderen durch die etwas abgeplattete Gipfelhöhe des Schoberlberges (1663 *m*) NW von St. Martin angedeutet zu werden scheint, mag die Landschaft noch den Charakter eines sanften Mittelgebirges mit flachkonkaven Tälern besessen haben. In dieser Zeit könnten nach Machatschek auch die ausgedehnten horizontalen Höhlengänge des Dachstein- und Tennengebirges entstanden sein (222, p. 274), deren Augensteinbildungen (155, p. 498; 12, p. 87, 92, 96) aber kaum von den die Höhlen schaffenden Gewässern transportiert, sondern erst später von der Oberfläche des Hochplateaus durch Spalten und Schächte in die Hohlräume gelangt sein dürften (222, p. 274; 88, p. 14). Zur Zeit des unter- und mittelpliozänen Talstadiums, das Machatschek um zirka 300 *m* tiefer als das vorige sucht, zeigten die jetzigen Kalkhochalpen wohl nahezu Hochgebirgscharakter. Diesen erreichten sie aber dann sicherlich in der nächsten, der oberpliozänen Phase, deren Haupttalsohle sich um weitere 200 bis 300 *m* eingetieft haben mag (222, p. 277). Die Ausräumung der Enns-

[1] Im Gegensatz zu der jetzt ziemlich allgemein herrschenden Vorstellung, daß sich die Längstalfurche an der Südseite unserer Kalkalpen erst nach dem Stadium einer darüber hinweg nordwärts gerichteten, untermiozänen Entwässerung ausgebildet habe, steht Schwinner (228, p. 40) auf dem Standpunkt, daß es eine solche hier nie gegeben, sondern vielmehr der Südrand der hochalpinen Kalktafel stets das südlichere Vorland als deutliche Landstufe überragt hätte.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

talfurche in dieser mio- bis pliozänen Periode — im Gegensatz zu der noch Schutt akkumulierenden untermiozänen Braunkohlenzeit — ist kürzlich von Schwinner (228, p. 43) betont worden.

Die Umprägung der, wie gesagt, etwa zu Ende des Untermiozäns südlich von den Kalkalpen in der Grauwackenzone angelegten und dann allmählich eingetieften Salzach-Enns-Längstalfurche in ein gesondertes Salzach- und Ennssystem dürfte während des Pliozäns erfolgt sein, indem ein in seinem Verlaufe wohl schon durch einen ehemaligen (untermiozänen) Augensteinfluß bedingter (»antezedenter«) und nach N gerichteter Wasserlauf durch rückläufige Erosion die nach S ansteigende hochalpine Triaskalkplatte zwischen dem Hagen- und Tennengebirge ganz durchsägte und schließlich — etwa in der Region von St. Johann i. P. — jenes Längstal anzapfte (94, p. 101, 103; 96, p. 288; 194, p. 52 bis 53; 222, p. 148; 228, p. 43), wodurch die Wässer des Pinzgaues — statt nach E über Wagrein — nun nach N durch den Paß Lueg gelenkt und gleichzeitig auch das Nährgebiet der obersten Enns durch dessen Ableitung gegen W diesem Flusse entfremdet wurde (Wagreinerbach, ? Fritztal). Bei der Aufrichtung der neuen Wasserscheide mögen vielleicht auch damals vor sich gegangene kleinere Schollenbewegungen in der Grauwackenzone, deren Existenz daselbst ja unter anderen durch die einseitige Verstellung des Wagreiner Tertiärs erwiesen wird,[1] eine Rolle gespielt haben.

So wie das Quertal der Salzach dürfte auch das der Saalach während des Pliozän zur Ausbildung gelangt sein (222, p. 40).

Nach diesem Überblicke über die jüngere tertiäre Geschichte unseres Gebietes besprechen wir dessen einzelne Tertiärvorkommen.

α) Das Tertiär der Stoderalpe.

(Oberoligozän oder Untermiozän.)

Dieses kleine Vorkommen, welches durch seine bedeutende Höhenlage — in zirka 1700 *m* über dem Meeresniveau — und seine Kohlenführung eine gewisse Berühmtheit in der ostalpinen Literatur erlangt hat, nimmt eine flache Terrainsenke an der Nordseite des Stoderzinkens bei der Stoderalpe[2] ein, von der es sich in Form einer W—E-gestreckten Mulde ostwärts gegen die 1730 *m* hohe Einsattelung zwischen den Dachsteinkalkhöhen des Stoderzinkens und Bärendumpfkogels erstreckt. Sie dürfte oberflächlich ungefähr 700 *m* lang und 160 *m* breit sein.[3]

Nachdem die ehemaligen Grubenbaue gegenwärtig ganz verfallen sind, ist man auf die Betrachtung der noch auf den Halden sichtbaren Gesteine angewiesen, um sich eine Vorstellung von der lithologischen Zusammensetzung dieser Ablagerung zu machen. Die bezeichnendsten Gesteinstypen, die wir hier aufsammeln konnten, waren:

1. ein grobkörniger, im allgemeinen hellgrauer Sandstein, aus einem weißlichen, mergeligen Zement und bis zu einigen Millimetern großen Körnern von Quarz und graugrünem oder schwärzlichem Phyllit (Gestein der Grauwackenzone) bestehend;

2. ein hell- bis mittelgrauer, ziemlich feinkörniger Sandstein mit kleinen weißen Glimmerschüppchen und bald tonigem, bald kalkigem Bindemittel, durch die Verwitterung bräunlich werdend;

3. ein dunkelgrauer, braunrot gefleckter, fester Ton;

4. ein grauer und ein dunkelbräunlichgrauer, bei der Verwitterung sich hellgrünlichgrau oder rostigbraunrot verfärbender, ziemlich fester Mergel mit Schmitzen von Lignitholz und mit schwarzen kohligen Blattresten, stellenweise auch von parallelstreifigen Harnischen durchsetzt;

---

[1] Diese das Wagreiner Tertiär gegen S abschneidende Verwerfung ist demnach wohl frühestens mittelmiozän, vielleicht aber auch jünger. Dasselbe gilt auch für die Dislokation, welche das Einfallen des Tertiärlappens bei der Lobenauer Ziegelei nächst Radstadt gegen die Mandlingtrias bewirkt hat. Die das Stoderalpentertiär im N begrenzende mag auch damit gleichalterig oder eventuell ein wenig älter sein.

[2] NE vom Horstig-Alpenheim und E von der Brünner Hütte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins gelegen.

[3] Die von Babitsch (4, p. 6) mit 1400 *m* angegebene Länge und auf 600 bis 300 *m* veranschlagte Breite der Tertiärmulde ist demnach stark übertrieben. Auch seine Mitteilung, daß sich an diese westlicher Richtung eine habituell ganz identische, aber bisher noch nicht näher untersuchte Nebenmulde anschließe, haben wir nicht bestätigen können.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

5. ein dunkelrötlich-(purpurrot-)grauer, fester Kalkmergel;

6. ein limonitisch (rostgelb oder -braun) gefärbter, dünnplattiger und zum Teil konzentrisch-schalig struierter sinteriger Süßwasserkalk;

7. ein dunkelbraunes sphärosideritisches Gestein.

Die diesen Schichten eingelagerte ziemlich kompakte Kohle entfernt sich bereits einigermaßen von gewöhnlichem Lignit und ist nach ihrer dunklen Färbung und dem lebhaften Pechglanz wohl am besten als eine tertiäre Glanzkohle zu bezeichnen, ähnlich wie die von Wagrein, Gröbming und Tipschern. Ihr Bruch ist muschelig, der Strich braun, die Holzstruktur in der Regel schönstens zu erkennen.

Die gute Qualität der Stoderalpenkohle erhellt aus verschiedenen an ihr vorgenommenen Laboratoriumsprüfungen (103, p. 52; 156, p. 35; 4, p. 7; 97, p. 53), wonach ihr Brennwert von 4853 bis 5732 Kalorien (nach Berthier), ihr Aschengehalt von 2·96 bis 11·05% und ihr Wassergehalt von 11·50 bis 9·25% geschwankt hat. Eine von Dr. Sigmund Neumann in Budapest 1897 für die damaligen Besitzer der Grube Hugo Graepel und Emil R. v. Horstig ausgeführte Analyse einer Kohlengrube, deren Mitteilung wir Prof. V Uhlig verdanken, ergab 61·24% C, 1·37 H, 24·31 gebundenes H_2O, 0·87 S, 2·96 Asche, 9·25 Adhäsionswasser; Wärmeeffekt 5372 Kalorien; 60·11% Koksausbeute, sinterig.

Die Kohle tritt in mehreren durch taubes Material voneinander getrennten Schichten auf, wobei sich, wie ich einem von Horstig am 27. Juli 1899 an Mojsisovics gerichteten und mir von Prof. Uhlig eingehändigten Brief entnehme, an der Zusammensetzung des Liegendmittels namentlich rote und an der des Zwischen- und Hangendmittels vorwiegend graue Mergel beteiligt haben. Im Ganzen sind elf bis zwölf Flötze von wechselnder Mächtigkeit angetroffen worden, die aber nach den Bergbaubefunden gegen die Tiefe zu, wo die oben steile in eine flache Lagerung überging, etwas zugenommen haben dürfte (4, p. 6).[1] Das Hauptflötz wies in 17 *m* Teufe bei einem Streichen von Hora 17 und 23° N-Fallen im »Gottesgabschacht« eine Mächtigkeit von 1·8 *m* auf (97, p. 52). Ein fast ebenso starkes soll, wie Graepel in einem am 22. Jänner 1897 an die Trifailer Kohlengewerkschaft adressierten und mir vorliegenden Schreiben erwähnt hat, in 30 *m* Teufe beobachtet worden sein, ja Babitsch (4, p. 5) gibt hier als größte überhaupt konstatierte Flözstärke sogar 2 *m* an. Die Mächtigkeit der übrigen Flötze variierte zwischen 10 *cm* und 90 *cm* (4, p. 5).

Nachdem die Stoderalpenkohle bereits vor vielen Dezennien entdeckt worden war, wurde sie 1892 von Horstig und Graepel durch einen neuangelegten Probeschurf genauer aufgeschlossen und von 1896 an vorwiegend im Tagbau intensiver ausgebeutet. Leider lohnte sich die von den beiden Besitzern auf den Bergbau gesetzte Erwartung, die sie sogar zur Anlegung eines sehr schönen, nach Gröbming führenden Fahrweges — der jetzt vorwiegend dem Touristenverkehr dienenden »Horstigstraße« — bewog, nicht, sondern sie waren nach wenigen Jahren genötigt, seinen Betrieb wegen der zu hohen Gestehungskosten gänzlich einzustellen. Im Jahre 1902 sind im ganzen 800 *q* Kohle gewonnen worden, die größtenteils in Gröbming als Hausbrand Absatz fanden.

Zu den schon vorhin gemachten Darlegungen über die Altersstellung unseres Tertiärs sei noch ergänzend bemerkt, daß 1889 Simony (139, p. 44), ohne daß ihm Pflanzenreste daraus vorgelegen wären, die Eventualität in Erwägung zog, daß es älter sein könnte als die dem Miozän (Untermiozän) angehörigen Braunkohlenschichten von Fohnsdorf und Leoben. Mojsisovics (103, p. 52) betonte die lithologische Übereinstimmung der von G. Geyer in den Augensteinbildungen des Dachsteinplateaus (1 *km* S vom Krippeneck und am Gjaidstein) beobachteten Sandsteine mit denen bei der Stoderalpe und nennt als die in Begleitung von deren Lignitflötzen gefundenen und über sein Ersuchen von F. v. Kerner bestimmten Blattabdrücke *Laurus primigenius* Ung., *Ficus tenuinervis* Ett. und *Smilax grandifolia* Ung., Fossilien, nach denen Diener (26, p. 381) auf oligozänes oder miozänes, Frech (34, p. 225, Fußnote 2) aber bloß auf oligozänes Alter des Stoderalpentertiärs schloß. Die übrigen Autoren, die sich damit gelegentlich befaßt, haben es, wie erwähnt, den Tertiärbildungen in der Ennstalfurche oder dem steirischen und Pittener Braunkohlentertiär gleichgestellt (vgl. p. 190 bis 191).

Nachdem von den drei erwähnten Pflanzenarten *Laurus primigenius* aus den oberoligozänen Blättersandsteinen des Mainzer Beckens und den Sotzkaschichten (Aquitanien), *Ficus tenuinervis* aus ebendiesen Schichten von Savinje bei Sagor und dem Untermiozän von Schönegg bei Wies in Steiermark (nach Belegstücken im Naturhist. Museum) und *Smilax grandifolia* aus dem Aquitanien von

---

[1] Petrascheck (213, II. Teil, p. 2) deutet an, daß die Flötzzahl vielleicht zum Teil durch tektonische Wiederholungen bedingt sein könnte.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Radoboj und dem Altmiozän von Bonn und Eibiswald bekannt geworden sind, könnte man daraus ebensogut eine oberoligozäne als eine untermiozäne stratigraphische Position des Vorkommens ableiten.

β) Das Tertiär bei Radstadt.

(Miozän, zum Teil mit Eozängeröllen.)

Bei Radstadt finden sich Tertiärablagerungen teils auf der triadischen Mandlingkette, woselbst sie die bekannten Eozängerölle führen, teils am Fuße dieses Bergzuges nahe der Kerschbaumer Mühle, wo sie vorwiegend aus lettigen, zur Ziegelerzeugung dienenden Schichten bestehen. Das letztere Vorkommen soll uns zunächst beschäftigen.

Wir erreichen die »Lobenauer Ziegelei«, in der es abgebaut wird, indem wir von dem bei der Kerschbaumer Mühle gelegenen Radstädter Elektrizitätswerk (zirka 1 *km* ESE Radstadt) den zunächst südwärts führenden Fahrweg einschlagen, auf seiner Brücke den hier im Ennstalalluvium verlaufenden Taurachbach überschreiten und diesem dann etwa 180 Schritte weit abwärts folgen. Damit stehen wir dem ersten Ausbiß des Tegels gegenüber. Unmittelbar gegen E schließt sich sodann zwischen einem Kalkofen und einem als Ziegeldepôt benützten Gebäude sein Hauptaufschluß — die eigentliche Ziegelgrube — an. Wie sich uns dieselbe gelegentlich unseres Besuches im Juli 1907 dargeboten hat, wollen wir sie nun beschreiben.

Das Tertiär war hier in einer Mächtigkeit von zirka 7 *m* entblößt und fiel bei WSW-Streichen mit durchschnittlich 15° südwärts[1] gegen die im Hintergrund der Ziegelgrube darüber aufragende Mandlingtrias[2] ein, ein Umstand, der Mojsisovics (102, p. 9) an eine Überschiebung der Tertiärschichten durch diese hat denken lassen, während wir darin nur ein unter Südneigung erfolgtes Absinken des Tegels gegen die Trias an einer zwischen beiden Formationen durchsetzenden steilen Verwerfung erblicken.[3] Der tertiäre Hauptaufschluß selbst zeigt folgende Zusammensetzung:

1. Seinen tieferen und weitaus mächtigsten Teil nimmt das für die Ziegelbereitung hauptsächlich in Betracht kommende Material — ein grauer oder graugrüner weicher Tegel oder Letten[4] — ein, der eine erst unter dem Mikroskope sichtbare Beimengung vieler winziger Quarzkörnchen zeigt und einen äußerst geringen Kalkgehalt aufweist. Das Tonmaterial dürfte von feinst geschlämmten Pinzgauer Phyllit stammen. Fossilreste haben wir weder hier noch in den anderen Sedimenten der Ziegelgrube auffinden können. Von Einschlüssen, die der graugrüne Tegel stellenweise enthält, sind zu erwähnen: 1 *a*. An einer Stelle treten darin vier in nicht ganz gleichen Intervallen übereinanderfolgende und seitlich rasch aussetzende, bis zu 1 *dm* starke schwärzliche Zwischenlagen auf, welche man bei flüchtiger Betrachtung für Lignitbänder halten möchte, bei genauerer Untersuchung aber als dunkle Lettenlagen erkennt. 1 *b*. Von der obersten derselben durch eine dünne Schichte des grüngrauen Tegels getrennt, sehen wir darauf eine 1 bis 2 *dm* starke, ziemlich kurze rote Lettenlage und unmittelbar darüber 1 *c*. eine zirka einen halben Meter mächtige Linse eines Süßwasserkalkes, dessen schneeweiße oder weißlichgraue Farbe lokal ins Rosarote spielt. Darüber breitet sich wieder in einer Stärke von etwa 2 *m* schwärzlichgraugrüner Letten aus, der nun von

2. einer anhaltigen — fast durch den ganzen Aufschluß ziehenden — schwarzen $1^1/_2$ bis 3 *dm* mächtigen Tegellage von der bei 1 *a*. erwähnten Beschaffenheit überlagert wird und hie und da 2 bis 5 *cm* dicke, bankige Linsen von hellem Süßwasserkalk (wie 1 *c*.) einschließt. Vielleicht waren an diesen dunklen Tegel die von Gümbel (54, p. 231) und Mojsisovics (102, p. 9) erwähnten, von uns aber nicht wieder beobachteten Schmitzchen und Splitter einer Glanz- oder Pechkohle geknüpft.[5]

---

[1] An einer Stelle zeigte uns das Tertiär ein etwas flacheres (12°), an einer anderen auch ein etwas stärkeres Eintallen (20°) nach SSE. Steil, wie Mojsisovics (102, p. 9) angegeben hat, ist es aber nirgends gewesen.

[2] Die Triaswand besteht hier vornehmlich aus einem rot- und weißgrauscheckigen Kalkstein (Primärbreccie, vgl. 170, p. 8), welcher sich unmittelbar im Hangenden des hellen brecciösen Mandlingdolomites einstellt und offenbar ein Grenzniveau zwischen diesem und dem bei der Ziegelei nicht mehr vorhandenen, aber bald gegen E hin erscheinenden Dachsteinkalk der Zaimberge ist. Dieser scheckige Kalk (vgl. p. 182), welcher für den Kalkofen abgebaut wird, zeigt sich hier wie der Mandlingdolomit von zahlreichen steilen Rutsch- und Harnischflächen durchsetzt.

[3] So wie auch das Wagreiner Tertiär gegen seine durch eine ziemlich steile Verwerfungsfläche gebildete Südgrenze hin geneigt ist.

[4] Im feuchten Zustande erscheint dieser Tegel ziemlich dunkelgrau mit einem grünlichen Stich, also grünlichgrau bis graugrün, in ausgetrocknetem lichtgrau.

[5] Auch die Beobachtung von Gips (-krystallen) ist uns nicht gelungen, welcher nach Mojsisovics (102, p. 9) und Frech (33, p. 17) im Letten der Lobenauer Ziegelei mitunter vorkommen soll, aber nach Frech nie in denselben Lagen wie die Pechkohle-Schmitzchen.

3. Nun kommt wieder eine bis $1^1/_2$ *dm* mächtige Schichte des graugrünen Tegels, welche an einem Punkte des Aufschlusses eine zirka 2 *m* lange Unterbrechung erfährt, so daß dann hier das nächste Stratum 4 in unmittelbare Berührung mit 2 tritt. — 3 *a*. An einer Stelle erblickt man an der Grenze zwischen diesem (4.) und der hier etwas sandigen, graugrünen Tegelschicht (3.) zwei kleine $1^1/_2$ bis 2 *dm* starke Linsen eines ein wenig sandhaltigen Kalkes, welcher durch seine schwarzgraue Färbung und den Besitz feiner, weißer Kalzitadern an manche dunkle Triaskalke erinnert.

4. Das oberste Glied des ganzen Tertiäraufschlusses bildet eine 2 bis 3 *dm* mächtige Lage, welche aus einem bräunlichroten kalkig-sandigen Tegel mit zahlreichen von ein paar Millimetern bis zu mehreren Zentimetern (ausnahmsweise bis 2 *dm*) großen Geröllen verschiedener Gesteine besteht, deren Oberfläche oft infolge eines roten hämatitischen Überzuges lebhaft glänzt, ganz so wie bei den hämatithäutigen Geröllen, die sich in der Nachbarschaft des Eisenerzvorkommens von Thurnberg bei Flachau im Wagreiner Tertiärzug vorfinden (vgl. p. 197). Man kann unter ihnen solche aus weißlichem bis dunkelgrauem Kalk (nordalpiner Trias[Zaim]kalk, vielleicht auch untergeordnet Radstädter Jurakalk) und Dolomit (Mandlingdolomit, eventuell auch Tauerndolomit), ferner aus einem bräunlichen, eisenschüssigen Kalkstein der Grauwackenzone,[1] von Quarz (Quarzknauern der Pinzgauer Phyllite) und quarzitischen Gesteinen (Radstädter Serizitquarzit, Quarzgrauwacke) und andere beobachten, also Felsarten, wie sie durchaus in der näheren und ferneren Umgebung anstehen. Am zahlreichsten sind aber die der Mandlingtrias entstammenden Kalk- und Dolomitgerölle vertreten.[2]

Erwähnung scheint uns schließlich auch der Umstand zu verdienen, daß diese hämatithäutigen Gerölle häufig in mehrfacher Richtung von Sprüngen durchsetzt erscheinen, welche nicht selten noch ihre Oberfläche betroffen und verschoben haben. Es spricht dies für eine deutliche Pressung, welche die Tegelschichten gelegentlich ihres Absinkens an der Hangenddislokation der Mandlingkette erfahren haben und die etwa auch mit der Entstehung wenigstens eines Teiles der Harnischflächen in den die Ziegelgrube überragenden Triaskalken Hand in Hand gegangen sein mag.

Die Aufschlüsse des Lobenauer Lettentertiärs dehnen sich am Fuße der Mandlingtrias im Ganzen über eine Strecke von ungefähr 150 Schritten (112 *m*) aus.

Es hat lange Zeit gewährt, bis das jungtertiäre Alter dieser Ablagerung Anerkennung fand. Peters hielt es 1854 (112, p. 812) für einen nur durch die Verwitterung aufgelösten Grauwackentonschiefer, Fugger und Kastner hingegen 1885 (40, p. 28 und 44, Fußnote 28) für eine diluviale Löß- und Konglomeratbildung. Gümbel (54, p. 231) betrachtete sie wohl zutreffend als Fortsetzung des Wagreiner Tertiärzuges, doch rechnete er beide teils wegen der von ihm wohl nicht ganz richtig beurteilten Pflanzenreste des letzteren, teils deshalb, da er die von ihm bei der Lobenauer Ziegelei entdeckten Nummulitengesteine als hier anstehend vermeinte, zum Alttertiär und zwar zum Oligozän (Niveau von Reit im Winkel, respektive von Oberburg in Steiermark, 55, p. 383). Mojsisovics wollte die Lobenauer Lettenablagerung anfänglich (101, p. 215) nach dem Auftreten von Gips für einen Haselgebirgston der Werfener Schichten halten, während er sie später (102, p. 9) infolge der Auffindung von Braunkohlensplittern als Tertiär betrachtete. Endlich hat sie dann Frech (31, p. 1264; 32, p. 11; 33, p. 17) zutreffend dem Wagreiner Tertiär gleichgestellt und damit ins Miozän verwiesen.

Da wir trotz eifrigem Suchen in dem ganzen Tegelaufschlusse kein nummulitenführendes Eozängerölle auffinden konnten, erscheint es uns mit Mojsisovics wahrscheinlich, daß es sich bei den hier 1889 von Gümbel entdeckten Nummulitengesteinen um Rollstücke gehandelt habe, die von der deren sichere Fundstellen tragenden Mandlingkette zufällig in die Ziegelgrube hinabgerutscht seien.[3]

Vermutlich stellt die Eozängerölle-Bildung, deren Reste sich auf der Mandlingkette bei Radstadt erhalten haben,[4] den ältesten, aus der Zerstörung ehemals in unmittelbarer Nähe davon angestandener Eozänschichten hervorgegangenen Teil des Radstädter Miozäns dar, so daß wir ihr Vorhandensein auch in der Tiefe unterhalb der Lobenauer Tegel erwarten könnten. Dieser Tegel möchte

---

[1] Ein uns vorliegendes Rollstück aus der rötlichen Lettenlage besteht aus einem bräunlich-eisenschüssigen, von einem hämatitischen Geäder durchzogenen Kalk. Dieser muß wohl aus der benachbarten Grauwackenzone stammen, möglicherweise von einem kleinen Eisenerzlager der unmittelbaren Umgebung, das dann auch den roten hämatitischen Farbstoff für die rötliche Geröllschichte (4.) geliefert haben könnte.

[2] Wenn Frech (33, p. 17) bemerkte, »daß hellere Lagen des Tones« der Lobenauer Ziegelei »zur Hälfte aus Dolomitgeröllen bestehen«, hat er offenbar dabei unsere rötliche Geröllschicht (4.) im Auge gehabt.

[3] Es könnte aber immerhin auch der Fall gewesen sein, daß Gümbels Nummulitengesteine Gerölle aus dem jetzigen Tegelaufschlusse, etwa aus seiner roten »Geröllschicht« waren (170, p. 9, 11).

[4] Die ergiebigsten Fundstellen für die Eozängerölle sind die kleinen Wasserrisse am tieferen Gehänge der Mandlingtrias südöstlich von Doppellehen (östlich Radstadt) in geringer Höhe über den Ennstalalluvien und ferner im Lobenauer Wald 0·7 *km* nordnordwestlich von Gut-Moos (zirka 3·2 *km* östlich Radstadt) etwa in 1000 *m* über dem Meere.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

dann etwa einer höheren Partie des fluvio-lakustren Miozäns der Ennstalfurche entsprechen, die hier bei der Lobenauer Ziegelei infolge Absenkung unter die Mandlingtrias vor gänzlicher Abtragung bewahrt geblieben, auf deren Höhen aber bereits völlig der Denudation zum Opfer gefallen wäre.

Auf die einzelnen bei Radstadt gelegenen Fundstellen der eben erwähnten nummulitenführenden Eozän- (Lutétien-, eventuell auch Auversien-) Gerölle, ihre lithologische Beschaffenheit und Fossilführung brauchen wir nicht mehr näher eingehen, da wir darüber bereits schon vor wenigen Jahren (1918) in diesen Denkschriften eingehend berichtet haben (170). Nur darauf sei hier nochmals kurz verwiesen, daß uns der litorale oder Seichtwassercharakter der Geröllgesteine ihre Ablagerung in einer Bucht, respektive einem Fjorde[1] zu verraten scheint. Während wir nun aber diese ihre Bildungsstätte 1918 über die Gosau-Abtenauer Region quer durch den Kalkalpenbereich mit dem Meere der Flyschzone in Verbindung stehend gedacht haben, wollen wir heute nicht in Abrede stellen, daß sich auch andererseits für ihren kürzlich von Schwinner (228, p. 34, 51) vermuteten Anschluß an das weiter südlich gelegene südsteirisch-kärntnerische Alttertiärmeer immerhin Gründe regionalgeologischer Natur beibringen ließen und daß eine solche Verknüpfung namentlich auch besser mit einer Alpensynthese im Sinne Staub's (220) harmonieren würde.

γ) Das Tertiär von Wagrein.

(Miozän.)

Der sogenannte »Wagreiner Tertiärzug« beginnt im Osten auf dem sich zwischen dem Zauch- und Flachautal erhebenden Höhenrücken, auf dem er zwischen dem Feuersangwald (SSW Altenmarkt) und Feuersang (Gehöfte N Flachau) an die Nordseite der Mandlingtrias angrenzt, begleitet dann das unterste Südgehänge der von hier über den Wagreiner Sattel nach Wagrein ziehenden Talsenke, vor welch letzterem Marktflecken er das hügelige Weberlandl aufbaut, und verschwindet endlich im W an dem unmittelbar nördlich von Wagrein gegen das Bauerngut Stadtleiten ansteigenden Gelände. Seine Gesamtlänge beträgt 10 *km*, seine größte im Weberlandl erreichte Breite fast 1 *km*.

Nach Peters' Untersuchungen (112, p. 815; 213, II. Teil, p. 2), dem noch die schöne Aufschlüsse bietenden Stollen des Kohlenbergbaues beim Steinbacher (NW Flachau) zugänglich waren, besteht die südwärts geneigte Tertiärserie von unten an aus Sandstein, Konglomerat, wieder Sandstein und Konglomerat und noch einem Sandstein zu oberst, welch letzterer die meisten der Kohlenlagen einschloß. Im ganzen zählte Peters 1854 (l. c.) im Bergbau sechs Flötzchen und außerdem zwei Ausbisse im Steinbachgraben, nach einer anderen Mitteilung aus demselben Jahre (110, p. 206) sogar mehr als acht Flötze. Einer Angabe Ehrlichs (27, p. 20) zufolge wies die wegen ihres deutlich schwarzen Glanzes als Pech- oder Glanzkohle zu bezeichnende Kohle im Steinbachgraben, wo sie auch von einem blaugrauen, den Sandstein bedeckenden Letten begleitet war, eine Stärke von nur vier Zoll bis ein Fuß auf. Wegen dieser geringen und überdies noch unbeständigen Mächtigkeit mußte der 1850 von der Mitterberger Gewerkschaft eröffnete Bergbau trotz guter Qualität der Förderung schon nach fünf Jahren als unrentabel eingestellt werden.

Nach unseren eigenen Beobachtungen scheint sich das Wagreiner Tertiär zunächst gewöhnlich mit einem groben Konglomerat auf den es von N her unterteufenden Pinzgauer Phyllit zu legen, darüber dann eine Wechsellagerung von gröberen bis feineren Konglomeraten und glimmerigen Sandsteinen zu folgen und zu oberst, also an der Südseite der südwärts einfallenden Schichtserie ein relativ feiner, muskovitreicher Sandstein zu dominieren, an den wohl auch die meisten Flötzchen des Steinbacher Bergbaues geknüpft waren.

Zur näheren Charakterisierung der Gesteine des Wagreiner Tertiärzuges diene eine kurze Beschreibung einiger von uns darin aufgesammelter Typen:

1. Die Konglomerate zeigen ein dunkel- bis braungraues oder rostbraunes Sandsteinzement mit kleineren bis gröberen, oft faustgroßen Geröllen, welche stellenweise (so im Weberlandl und an dem vom Punkt 1167 *m* — südlich des Wagreiner

[1] Kober (81, p. 32 [456]) hat sie hingegen für die Ablagerung eines offenen Meeres gehalten.

Sattels — herabziehenden Bache), aber auch als $^1/_3$ bis $^1/_2$ *m*, ja mitunter 1 bis $1^1/_2$ *m* große Blöcke erscheinen und in letzterem Falle gewiß keinen weiten Transport mitgemacht haben.

Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarz, grauen und grünlichen Quarzphyllit und typischen Pinzgauer Phyllit der Grauwackenzone und Radstädter Quarzphyllit und Serizitquarzit, seltener aus Siderit und Grauwackenkalk oder mesozoischem Radstädter Kalk (besonders dunklem) und Dolomit, durchwegs Gesteine, die in der nächsten oder näheren Umgebung des Tertiärzuges anstehen. Daneben finden sich aber auch zuweilen Rollstücke von turmalinführenden Glimmerschiefern und Gneisen (112, p. 814), also Felsarten, die offenbar durch einen miozänen Flußlauf aus den Hohen Tauern ins Wagreiner Gebiet verfrachtet worden sind. So haben wir im Weberlandl unter anderem ein ziemlich grobkörniges, hellgraues Granitgneisgerölle mit großen Muskovitschuppen beobachten können, wie sie durch ihre Aufbereitung wohl hauptsächlich die vielen feinen Glimmerblättchen des Wagreiner Tertiärsandsteines geliefert haben. Ein anderes von uns zugleich mit dem vorigen gefundenes Rollstück war ein deutlich geschieferter, fester Bändergneis, in dem weißlich- bis rötlichgraue Feldspat-Quarz-Lagen von 1 bis 2 *mm* Stärke mit solchen aus vorherrschendem Glimmer (Muskovit und etwas Biotit) abwechselten. Ein überfaustgroßes, leider schon stark zersetztes und völlig braunrot verfärbtes Gerölle, das aus der Gegend südöstlich Maierdörfl (ostnordöstlich Wagrein) stammt, dürfte einem groben pegmatitischen Zentralgneis entsprechen und enthält zahlreiche bis zu 2 *cm* große Muskovittafeln. Ein ähnliches glimmerreiches Gneisgerölle mit rosarotem Feldspat liegt uns endlich aus einer Konglomeratbank südlich von Schutt (Straße Reitdorf—Wagrein) vor. Gleichwie es bereits früher in der rötlichen Geröllage des Lobenauer Tegelaufschlusses bei Radstadt haben sehen können (vgl. p. 195), erweisen sich auch häufig die Gerölle des Wagreiner Tertiärs (so besonders in der Nachbarschaft des Flachauer Eisenerzlagers, im Bachgraben nordöstlich von Punkt 1167 nahe des Wagreiner Sattels und auch stellenweise im Weberlandl) von dunkelroten, lebhaft glänzenden Hämatithäuten überzogen, die von Eisenerzlagern ihres aus Pinzgauer Phylliten bestehenden Untergrundes herzuleiten sind.

2. In dem N von Wagrein gelegenen Tertiärlappen beobachteten wir nahe bei Punkt 1026 *m* ein nach der kaum abgerollten oder ganz eckigen Form seiner krystallinen Einschlüsse besser als miozäne Ablagerungsbreccie denn als Konglomerat zu bezeichnendes Gestein, gleichfalls mit hämatitischer Verfärbung. Hingegen könnte eine in dem kleinen, unmittelbar an der Südgrenze des Flachauer Erzvorkommens bei Thurnhof sichtbare Quarzhämatitbreccie, welche aus einer hämatitischen Matrix und weißen eckigen Quarzbrocken (auch etwas Quarzphyllit) darin besteht, möglicherweise schon der Grauwackenzone zuzurechnen sein, so wie ein unter und in inniger Verbindung mit der Breccie erscheinender dünnschichtig-toniger Hämatitschiefer, den man wohl besser ein Begleitgestein des Eisenerzlagers (vgl. p. 141) als eine tertiäre Umschwemmung davon heißen wird.

3. Die im Wagreiner Tertiärzug weitverbreiteten Sandsteine sind teils fein-, teils grobkörnig und dann durch vollkommene Übergänge mit den Konglomeraten verbunden. Ihre meist deutliche Schichtung beruht auf dem Reichtum an feinen und vielfach parallel gelagerten Muskovitschüppchen, welche infolge limonitischer Verfärbung gerne lichtgelblichbraun aussehen. Die Färbung der Sandsteine variiert von Hellbräunlichgrau über das vorherrschende Rostbraun bis zu einem durch kohlige Beimengungen verursachten Schwarzgrau oder -braun. Selten bemerkten wir einen schwachen Kalkgehalt.

4. Eine recht untergeordnete Rolle spielen hell- bis dunkelgraue, bräunlich verwitternde lettige Tone und Tonschiefer, welch letztere durch Zunahme eines Sandgehaltes zu feinkörnigen tonigen Sandsteinen überleiten.

Das tertiäre Alter des Wagreiner Konglomerat- und Sandsteinzuges ist, seit sich ihm die Aufmerksamkeit der Geologen zuzuwenden begonnen hat, niemals bezweifelt worden. So spricht Ehrlich 1850 (27, p. 20) darüber als von einem »tertiären Mollassesandstein«. Von Prinzinger (115, p. 604) ist er zuerst auf Grund einiger von C. v. Ettingshausen daraus bestimmter Pflanzenreste (Blattabdrücke mit Stengeln) zutreffend zum Miozän gestellt worden. Es waren dies die Arten *Cupressina* sp., *Carpinus (= Ostrya) alnifolia* Goepp., *Ficus (= Dombeyopsis) tiliaefolia* A. Br. und *Cupania miocenica* (Ett.) Sch., also Formen, welche namentlich aus dem Miozän (besonders Obermiozän) von Kainberg in Steiermark, Bilin, Öningen und bei Wien bekanntgeworden sind.[1] Ihr Fundort dürfte der zwischen Wagrein und dem Flachauer Tale gelegene Steinbachergraben gewesen sein (vgl. 13, p. 517). Als weitere Fundstelle von Pflanzenresten wird von Peters (112, p. 815) noch das »Westgehänge des Thurnberges« (nordnordöstlich Flachau) angegeben.

Stur stellte das Wagreiner Tertiär (154, p. 523, Tabelle) den kohlenführenden Schichten von Eibiswald und Göriach in Steiermark und von Brennberg bei Ödenburg, also dem Untermiozän nach der jetzt geltenden Auffassung (213, I. Teil) gleich, während wir eventuell auch ein etwas jüngeres Alter (vgl. p. 191) dafür in Erwägung ziehen.

Eine Parallelisierung des Wagreiner Tertiärs mit den unteroligozänen Schichten von Reit in Winkel, wie sie Gümbel (54, p. 231) vorgenommen hat, kann natürlich absolut nicht in Betracht kommen.

Wenn Frech (32, p. 11; 33, p. 18) aus dem Wagreiner Tertiärzug die vier Pflanzenspecies *Quercus Drymeja* Ung., *Betula prisca* Ett., *Daphnogene (= Cinnamomum) polymorpha* A. Br. und

[1] Vgl. F. Unger, Genera et species plantarum fossilium (1850) und O. Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz. Bd. III (1859), Tabelle, p. 351 ff.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Glyptostrobus oeningensis A. Br.[1] nennt, so dürfte diese Mitteilung eine irrtümliche sein und auf einer Verwechslung mit dem Tertiärsandstein von Steinach im Ennstale beruhen, aus welchem nämlich diese Arten in der älteren Literatur (154, p. 499) angegeben werden, während dies bezüglich des Wagreiner Tertiärvorkommens nicht der Fall ist.

Abweichend von Wähner (183, p. 72), welcher die Gerölle des Wagreiner Zuges zum Teil von der Schladminger Gneismasse abgeleitet und dann daraus gefolgert hat, daß sich die Wasserscheide zwischen dem Enns- und Salzachtale damals weiter östlich befunden habe und bei Wagrein ein aus E kommender Wasserlauf zur Salzach abgeflossen sei (183, p. 72), möchten wir nach der vorhin erwähnten Geröllführung unserer Tertiärablagerung umgekehrt schließen, daß damals auch ein Gebiet westlich von Wagrein samt einem Teil der Hohen Tauern der gegen E fließenden Ur-Enns tributär gewesen sei und harmonieren diesbezüglich mit Löwl (94, p. 102) und wohl auch anscheinend mit Schwinner (228, p. 40).

b) Diluvium und Alluvium.

In der Frist vom Jungpliozän bis zu dem die Diluvialperiode einleitenden Präglazial hat sich der Talboden nach Machatschek (222, p. 277) wieder um ungefähr 200 *m* tiefer in den Untergrund eingeschnitten. Zwischen Bischofshofen und Werfen liegt er in zirka 750 bis 800 *m* über dem Meere, am Österreich (südlich St. Martin) vermutlich bei Kote 1000 *m*, am Ebenfeld (südlich Altenmarkt) bei etwa 1078 *m*; bei Schladming (Ramsau) in zirka 900 *m* und bei Gröbming (Mitterberg) in zirka 850 *m* (222, p. 138, 259; 228, p. 44). Die alten Talniveauhöhen, welche A. Penck (108, p. 35, 311) zu der Ansicht führten, daß der Mandlingpaß damals die Rolle einer Wasserscheide spielte, haben hiefür unseres Erachtens keine Beweiskraft und sind wohl nur durch eine ganz jugendliche (postglaziale) Talverstellung, respektive Aufwölbung der Mandlingpaßgegend bedingt (228, p. 47).

Bezüglich der Beschaffenheit des Salzachtalzuges zur Präglazialzeit ist von Wähner (183, p. 15), Schjerning (195) und Martonne (229) die Ansicht vertreten worden, daß derselbe damals aus zwei selbständigen, durch eine Wasserscheide bei Embach (Wähner) oder ober Taxenbach (Martonne) getrennten Flußläufen bestanden habe: der eine sei, aus dem Oberpinzgau kommend, von Bruck, wo er von Taxenbach her einen Seitenbach empfing, über die Zellerseedepression nach N durch die »Hohlwege« der Saalach geflossen (»Pinzgauer Ache« Wähners, »alte Saalach« Martonnes), der andere (»Pongauer Ache« Wähners, »alte Salzach« Martonnes), hingegen mit der Gasteiner (Wähner) oder Rauriser Ache (Martonne) beginnend, über die schotterbedeckte Hochfläche von Embach, Eschenau, Goldegg und St. Veit ostwärts bis St. Johann und von hier weiter durch den Paß Lueg gegen N geströmt. Penck (108, p. 309) hat aber durch die Verfolgung des präglazialen Talbodens aus dem Pinzgau in den Pongau und die Konstatierung seines gleichsinnigen Gefälles nach E hin den Nachweis erbringen können, daß jene Hypothese unhaltbar ist[2] und gewiß schon vor der Eiszeit ein einheitliches aus dem Pinzgau ostwärts in den Pongau ziehendes Salzachtal vorhanden war.

Aber nicht nur das Durchbruchstal des Passes Lueg war damals vorhanden, welches die von Penck verfolgte präglaziale Salzach als Weg gegen N einschlug, sondern auch die durch die Kalkalpen gelegte Bresche der »Hohlwege«, die dann die diluvialen Gletschermassen zum Abzuge ins Berchtesgadener Land benützen konnten. Gegen S hin ist das präglaziale Saalachgebiet — etwa in der Zellerseeregion — offenbar noch durch eine, wenn auch relativ niedrige Wasserscheide vom damaligen Salzachlängstale geschieden gewesen,[3] das es, wäre die große Vergletscherung nicht indessen eingetreten, wahrscheinlich bald durch rückläufige Erosion angeschnitten und direkt aus dem Pinzgau nordwärts abgeleitet hätte.

---

[1] = *Glyptostrobus europaeus* Brongn. sp.; vgl. G. Pilar, Flora fossilis Susedana. Agram 1883, p. 22.

[2] Wenn nun auch nicht zur Präglazialzeit, so ist doch nach Penck (108, p. 310) während der letzten Interglazialzeit ein Abfließen der Pinzgauer Wässer durch das Saalachgebiet anzunehmen, da sich in der dieser entsprechenden Deltabildung der Ruine Gruttenstein bei Reichenhall zentralalpine Gesteine vorfinden. Damals — also nur ganz vorübergehend — dürfte die Taxenbacher Enge eine Wasserscheide zwischen einer Pongauer und Pinzgauer Ache gebildet haben.

[3] Diese Wasserscheide wurde dann durch die gewaltigen eiszeitlichen Gletschermassen, die sich aus dem Oberpinzgau über Bruck nach N schoben, abgehobelt und an ihrer Stelle die weite Depression des Zeller Sees geschaffen (194, p. 300).

Ein Eingehen auf die geologische Geschichte unseres Gebietes während der Haupteiszeiten und des sie trennenden Interglazials, während der postglazialen Rückzugsstadien der Gletscher und bis an die Schwelle der Gegenwart liegt nicht mehr im Rahmen dieser Abhandlung und wir müssen uns diesbezüglich einfach darauf beschränken, auf die sich damit beschäftigenden Veröffentlichungen von Böhm (13, p. 444, 512, 521; 15, p. 14), Brückner (19, p. 15, 16), Penck (108, p. 270, 271, 309, 353 bis 359, 369 bis 372), Zailer (189, p. 113, 180, 190, 198 bis 203), Schreiber (138, p. 28), Krebs (194, p. 300) und Schwinner (228, p. 44 bis 47, 52) zu verweisen. Was wir im Folgenden bieten, soll also kein Überblick über die Quartärbildungen unseres Untersuchungsbereiches nach historisch-chronologischen, sondern einfach nur ein solcher nach lithologisch-faziellen Gesichtspunkten sein und nur einer allgemeinen Abrundung der Gesamtdarstellung dienen.

Moränen:

Sie finden sich auf den Hochflächen von Embach, Eschenau, Goldegg und St. Veit, dann von Buchberg (nordöstlich Bischofshofen), Werfenweng und auf der Schladminger Ramsau, dem »First«-Rücken (nördlich Haus), zwischen der Nordostseite des Resingberges und dem unteren Laserbach nördlich vom Gerharter (hier begleitet von Terrassenschottern) und auf dem Gröbminger Mitterberg (40, p. 29), ferner bei Filzmoos (im Graben südwestlich Nestlerriedl, 13, p. 444, und bei Hachau), an der Südseite des Hochkönigs, bei Dienten, Mitterberg und im Mühlbachtal (Ort Mühlbach, Burgerkapelle), um St. Martin, Fritztal (südliche Seitengräben seines Unterlaufes, im Weiler »Gasthof« zwischen Hüttau und Eben), im Mittelpinzgau zwischen Saalfelden und dem Zeller See, in der Pongauer Talweite bei Schwarzach, an der Mündung des Groß-Arlbaches, bei St. Johann, Bischofshofen, wo sie namentlich am rechten Salzachufer oberhalb der oberen Eisenbahnbrücke samt den von ihnen eingeschlossenen Nagelfluhbänken schön aufgeschlossen sind,[1] bei der Fritzmündung und nächst Werfen. Vielerorts kennt man sie auch an der Nordseite der Radstädter Tauern, so im Wagreiner Tal (Mündung des Ginaugrabens), im Bereiche des Kleinarltales, zwischen Gasteg und Wiesberg unweit Schloß Höch (westlich Reitdorf),[2] zwischen dem Laheitberg und Altenmarkt und an der Südseite der Mandlingkette oder auf ihr beim Lobner, zwischen dem Oberzaim und P. 1336 (bei Schablberg), auf der plateauförmigen Wiesenfläche zwischen Schablberg und Hacklhütte (nordwestlich Forstau) und zwischen dem Wallnergut und Oberstein nördlich von Forstau.

Erratische Blöcke:

Über die Verbreitung und Höhenlage der von den Diluvialgletschern verschleppten erratischen Blöcke, unter denen namentlich westlich vom Salzachquertal solche von Zentralgneis aus den Hohen Tauern erscheinen, verdanken wir Böhm (13, p. 444), Brückner (19, p. 15), Fugger und Kastner (38, p. 437; 40, p. 27, 29) genauere Mitteilungen. Angaben über einzelne Vorkommen sind unter anderen auch von Morlot (104), Aberle (1), Gümbel (55) und Schwinner (228, p. 45) gemacht worden. Besondere Erwähnung verdienen die zahlreichen aus der Zentralgneisregion der Tauern stammenden Gesteinsblöcke am Thumersbach östlich von Zell am See und im Urschlautal zwischen Saalfelden und dem Filzensattel bei Dienten.

Diluvialkonglomerate (Nagelfluhbänke):

Kleine Partien von niedrige Terrassen bildenden Diluvialkonglomeraten trifft man im Kleinarltal zwischen Mitter-Kleinarl und Wagrein — so südöstlich Brandegg, südöstlich Steinreith, südwestlich Wasenmeister —, zwischen Wagrein[3] und St. Johann an einigen Stellen, dann in schöner Entwicklung fast im ganzen Flachautale, wo sie auch Peters (112, p. 816) und Brückner (19, p. 131)[4] erwähnen, ferner ganz lokal im unteren Teile des Taurachtales. Mit den Schotter- und Konglomeratbildungen zwischen der Südseite des Tennengebirges und dem Fritztal hat sich ziemlich eingehend Fugger (38, p. 436) beschäftigt. Wir sahen solche an einigen Punkten beiderseits des Fritzbaches (zum Teil 20 bis 40 *m* hoch über dem Talboden) — so bei Pöham, im unteren Brandstattgraben, zwischen Egger und Leiten (westnordwestlich Hüttau), an der Westseite der Igelsbachmündung, beim Hüttauer Bahnhofe, bei Brunnhäusl südlich von Plaik (südöstlich Brunnhäusl) und bei Gasthofer (nordnordwestlich Eben) —, dann an der St. Martiner Senke — bei Holzmann und Vorder- und Hinternasen zwischen Brunnhäusl und St. Martin und bei Lungötz, von wo sie nordwärts bis Hagenhof emporreichen — und im obersten Lammergebiet —

---

[1] Vgl. darüber besonders die Beobachtungen von Fugger und Kastner (40, p. 30 und p. 43, Fußnote 44), wo ein Längs- und Querschnitt durch dieses Diluvialvorkommen veröffentlicht ist, und von Brückner (19, p. 93), der hier ein Querprofil durch das Salzachtal bei Bischofshofen entworfen hat.

[2] Die zwei kleinen Hügel südlich von Ranzberg (nördlich Reitdorf) sind offenbar aus anstehendem Pinzgauer Phyllit bestehende Rundhöcker, an deren Ostflanke eine 4 bis 5 *m* über der Enns gelegene Terrasse in dieses Gestein eingeschnitten zu sein scheint. Einige kleine Rundhöcker aus Pinzgauer Phyllit sind auch dem Wagreiner Tertiärzug östlich und westlich von Steinbacher gegen N hin vorgelagert.

[3] Die Bänke der Schotterterrasse von Wagrein, deren Gerölle niemals so groß wie die des Wagreiner Tertiärzuges sind, zeigen ein sanftes Verflächen gegen W (10 bis 15°), weshalb sie von einem der Salzach tributären Wasserlauf abgesetzt sein müssen.

[4] Von Brückner hier als »Niederterrassenschotter« angesprochen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

zwischen Edgut und Spießhof (westlich Lungötz) und unteren Schoberlgraben (südwestlich Spießhof). Die nach Penck (108, p. 354) der Bühl-Verbauung angehörigen, nach unserer Ansicht aber eher interglazialen Schotterkonglomerate am südlichen Fritzgehänge zwischen dem Hüttauer Bahnhof und P. 821 *m* (Ostgrenze des Spezialkartenblattes St. Johann im Pongau) zeigen schöne Erosionsformen in Gestalt von Erdpyramiden, Türmchen oder von Nadelbäumchen gekrönten Pfeilern (vgl. 37, p. 20, Abbildung; 40, p. 29 und 41, Fußnote 31). Auf der Hochfläche der Hachau und beim Mühlebner beiderseits der unteren »Kalten Mandling« finden sich auch kleinere Reste horizontal geschichteter, diluvialer Schottermassen. Die Nagelfluhbänke der Ramsauterrasse bei Schladming[1], deren lithologische Zusammensetzung eingehend von Böhm (13, p. 510) erörtert worden ist, liegen annähernd horizontal, doch zeigen sie auch infolge kleiner Absenkungen mitunter stellenweise Abweichungen von dieser Lagerung. So beobachteten wir etwa an der 1000-*m*-Isohypse des von Schladming auf die Ramsau führenden rotmarkierten Weges lokal[2] die abwechselnd feinen und sehr groben Nagelfluhbänke mit 25° nach NE fallend, ferner an der linken Seite des Oberlaufes jenes Bächleins, welches beim Bahnwächterhaus 723 *m* nördlich von Lehen (westlich Oberhaus) ins Ennstal mündet, mit 20 bis 25° nordwärts verflächende und etwas weiter abwärts am rechten Ufer desselben Bachlaufes mit 45° nach SW fallende Konglomeratschichten. Die einer Deltabildung entsprechenden Nagelfluhbänke an der Mündung des Wagreiner Baches in das Salzachtal weisen südlich von diesem Bache nächst P. 603 *m* ein flaches Fallen nach NW und an dem Plateau von St. Johann häufig ein solches gegen N oder NE auf. Ähnliche, meist horizontal geschichtete, fluviatile Schotterbänke konstatierten wir ferner im Salzachtale E von Sinnhub (etwas nördlich der Fritzmündung), bei Grabenmühl an der Mündung des Werfenwengbaches, unmittelbar östlich der Station Markt Werfen, bei Kalchau, Staudach und gegenüber Konkordiahütte am rechten Salzachufer und östlich unter Balfnerdörfl (nordwestlich St. Johann), bei Zimmerberg (nördlich Außerfelden), Bischofshofen, Brennhof (südwestlich Dorf Werfen), nördlich von Schlöglmühle (nördlich Immlaubachmündung), bei Markt Werfen und bei Konkordiahütte am linken Salzachufer. Endlich möge noch des Mitterberges bei Gröbming gedacht werden, auf welchem diluviale Konglomeratbänke eine wichtige Rolle spielen.

Lakustre Bändertone:

Die im Hangenden der fluviatilen Schotter abgelagerten lakustren Bändertone (»Bühlstadium« nach Penck) werden unter anderem am Nordende des Ortes Bischofshofen und im Fritztalgebiet zur Ziegelbereitung abgebaut. In letzterem ist ein solches Ziegelwerk im unteren (nördlichen) Teil eines kleinen Grabens, der ein wenig E von der Hüttauer Bahnstation von S her ins Fritztal mündet, in Betrieb. Die an seinem Westgehänge zirka 20 *m* über dem Talboden gelegene Ziegelgrube entblößt hier einen etwa 8 *m* mächtigen blaugrauen, bräunlich austrocknenden, horizontal geschichteten Letten, welcher von groben fluviatilen Schotterbänken unter- und überlagert wird. Der Untergrund dieser Diluvialbildung besteht aus schwarzen Pinzgauer Phylliten, die etwas südlich der Tegelgrube mit 40° gegen NW verflächen.

Gehängebreccien:

In Kürze müssen wir auch auf die zu einem relativ festen Gestein verkitteten Gehängebreccien zurückkommen, denen Penck (108, p. 359) eine sich von der Widersbergalm zum Rohrmoosriedl (nordwestlich Mühlbach) erstreckende ins Gschnitzstadium versetzt hat, während die an der Südseite des Dachsteins auftretende »Ramsauer Breccie« von Böhm (13), Zailer (189, p. 200) und Schwinner (228, p. 45) für interglazial erklärt worden ist. Fugger und Kastner (39, p. 160) haben beim Aufstieg vom Mitterberg-Wirtshaus zur Mitterfeldalpe in zirka 1615 *m* Höhe eine zusammengebackene Gebirgsschuttbreccie beobachtet, welche hier in 20 *m* Breite konkordant mit der Böschung in westöstlicher Richtung von den Steilabfällen der Mandelwand herabzieht. Mächtige konglomerierte Gehängeschuttmassen erscheinen ferner häufig unter dem Südabfall des Tennengebirges, wie zunächst im Setzenberggraben (nordnordöstlich Hohenwerfen), wo sie in zirka 700 *m* Höhe gut aufgeschlossen sind und einige kleine Höhlen beherbergen, und weiter bis zum Gehöfte Schreckenberg (900 *m*) hin (38, p. 378), dann, und zwar auch mit Höhlennischen am rechtsseitigen Zweig des Staudachgrabens (nordöstlich Hohenwerfen) in 880 *m* Höhe (38, p. 379) und im obersten Teil der Erzherzog Eugen-Klamm im Kalchergraben (östlich Hohenwerfen). Hier tritt uns an dessen rechtem Ufer oberhalb der Einmündung des Fallsteinergrabens eine zirka 20 bis 25 *m* mächtige Breccienbank mit bis über 1 m^3 großen Riesenkalkblöcken entgegen, welche in unmittelbarer Nähe des sogenannten »Schleierfalles« gleichfalls ein paar Höhlen von 4 bis 6 *m* Tiefe und 3 bis 5 *m* Höhe aufweist. Die ansehnlichste davon ist etwa 30 *m* lang (breit). Fugger (38, p. 381, 382, 436) hat die Vermutung ausgesprochen, daß diese Breccienbildung aus einer Zeit stammen könnte, als noch die Salzach ihre Wässer über den Ofenauerberg ins weite Salzachtal bei Golling ergossen habe (183, p. 40; 38, p. 374). Mächtige Gebirgsschuttbreccien erblicken wir ferner in den Gräben zwischen der Kreuzhöhe (1551 *m* westlich Elmaualpe) und dem Jagdhause Mordegg (= Modereck) in 1400 bis 1500 *m*, dann am rechten Ufer des Grabens zwischen der Elmaualpe und Kreuzhöhe in zirka 1635 *m*, wo sie in einem 30 *m* breiten Streifen 50 *m* talabwärts zu verfolgen sind, und besonders auffällig direkt oberhalb der eben genannten Erhebung unmittelbar unter dem Steilabfall des Hochtrons in zirka 1650 *m*, hier stellenweise eine ansehnliche, 4 bis 5 *m* hohe Felswand bildend. Ein kleines Vorkommen einer aus eckigen Brocken von Werfener Schiefern bestehenden Gehängebreccie erscheint unmittelbar nördlich von der den Fritzbach begleitenden Straße an der Stelle, woselbst der

---

[1] Während Penck (108, p. 370 bis 371) die Nagelfluhbänke der Schladminger Ramsau samt dem von ihnen eingeschlossenen Torfkohlenflötz als eine »Verbauung« aus der Bühlzeit anspricht, betrachten sie Zailer (189, p. 199, 201), Schwinner (228, p. 44, 45, 52), Schreiber (138, p. 28) und Brückner (214) im wesentlichen und nach unserem Dafürhalten mit Recht als eine interglaziale Ablagerung.

[2] An einer anderen, durch eine scharfe Krümmung bezeichneten Stelle desselben Weges gewahrt man in der Schotterbildung eine deutliche Delta-(Taschen-)struktur.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

alte aus dem Fritztal nach Pfarrwerfen führende Fahrweg das letztere verläßt. Sie dürfte ziemlich jugendlichen, höchstens spätdiluvialen Alters sein.

Die »Ramsauer Breccie«, wie sie Böhm (13, p. 520 bis 521) zuerst genannt hat, krönt namentlich die zwischen dem Brandriedl und Ramsauhof (nordöstlich von der evangelischen Kirche) von der Südwand des Dachsteinmassivs in die Ramsau vorgeschobenen und von Werfener Schiefern aufgebauten Gehängerücken, die durch junge Schuttkegel und -gerinne voneinander getrennt werden und in ihrem unteren Teile Wald, höher oben aber bereits Krummholz tragen. Von einer näheren Beschreibung dieser alte verfestigte Schutthalden darstellenden Breccienbildungen kann hier füglich Abstand genommen werden, nachdem ja bereits Böhm (l. c.) eine solche geliefert hat. Nur das sei hervorgehoben, daß ihre Stärke meist zirka 20 bis 30 *m*, stellenweise aber auch 50 *m* beträgt und daß sie oft eine dem Gehänge folgende grobe Bankung mit einer maximalen Neigung von 32 bis 28° zu oberst zeigen. Die schönsten Aufschlüsse und prächtigsten Erosionsgestalten bietet die Ramsauer Breccie jedenfalls an dem wegen dieser Gebilde als »Burgleitanger« bezeichneten Ostseite des Brandriedls dar, von wo sie uns Simony geschildert und in einigen trefflichen Bildern vor Augen geführt hat (139, p. 106 bis 107 mit Fig. 70 und Taf. XCI bis XCII samt Tafelerklärung). In einem ziemlich tief unten in der Waldregion am Wege vom Kaarlbach zur Austriahütte angelegten Steinbruch wurde die Breccie seinerzeit als Baustein für die evangelische Kirche in der Ramsau gebrochen. Einige kleinere und isolierte Partien der Ramsauer Breccie, deren Alter nach Böhm (13, p. 521) ein interglaziales[1] ist, finden sich auch noch westlich vom Brandriedl bei der Brandalpe (Westhang des Brandriedls), der Neustattalpe (südlich Schönbichl), ferner bei der Scharlalpe und am Tiefenbach (östlich Rettenstein) und in der Hachau (östlich Filzmoos, 13, p. 522).

Diluviale Torf- oder Schieferkohle:

Das diluviale Torf- oder Schieferkohlenlager der Ramsauleiten bei Schladming erscheint in zirka 204 *m* Höhe über der Ennstalsohle ungefähr an die Kote 944 *m* geknüpft, längs deren es sich vom Bauernhof »Klaus« am Griesbach bei Pichl durch Ausbisse angeblich etwa 4 *km* weit in der Richtung gegen Mauterndorf (nordöstlich Schladming) verfolgen läßt. Das Flötz, dessen Mächtigkeit von einem halben (besonders im E) bis $1^1/_2$ *m* (besonders im W) zu schwanken pflegt und nur ganz ausnahmsweise eine solche von 2 *m* erreicht, liegt allgemeinen horizontal und erhebt sich höchstens stellenweise ein wenig konform mit seinem Untergrund. Ab und zu wird es von kleinen Brüchen durchsetzt, deren zwei mit dem Ennstal parallel streichende in der Grube mit einer Sprunghöhe von je 4 *m* ausgerichtet worden sind (213, II. Teil, p. 23). Nach N scheint sich das Kohlenlager gegen die Südseite des Kulm- und Sattelberges zu erstrecken, aber dabei durch sich einschaltende Schotterlagen mehr und mehr zu vertauben. Wie man am Südabfall der Ramsauleiten sehen kann, besteht sein Sockel aus horizontal geschichteten und von verschiedenartigen Geröllen[2] gebildeten Nagelfluhkonglomeraten, welche auf den hie und da in tieferen Bachrissen entblößten Pinzgauer Phylliten abgelagert worden sind. Die Überlagerung des Flötzes stellen die analogen Konglomeratbänke und darüber die Moränen des Ramsauleitenplateaus, zusammen zirka 150 *m* mächtig, dar. Das unmittelbare Liegend und meist auch das unmittelbare Hangend des Torfkohlenlagers wird von einem 0·5 *m* (nur selten bis zu 1 *m*) starken, weißlichgrauen, feinsandig-fettigen Tegel (Ton) gebildet, der auch als Zwischenlagen im Flötz und als Schlammbelag einzelner Kohlenfragmente auftritt. Der Liegendtegel enthält gelegentlich auch ein oder zwei Kohlenstreifen von 5 *cm* Dicke. Nach Schreiber (138, p. 27) kann man das Torfkohlenflötz von unten gegen oben in lockeren, dunklen *Hypnum*- und stark verschlämmten »Ried-(Schilf-)torf«, darüber in relativ mächtigen, besonders von Birken- und Kiefernresten (Holz- und Rindenstücken, gelegentlich auch Zapfen) aufgebauten »Bruchtorf« und zu oberst in geringmächtigen »Torfmoos-Wollgras-Torf« gliedern. Infolge der starken Überdeckung ist die Ramsauer Torfkohle merklich zusammengepreßt und blättrig geworden (»Schiefertorf«, »Schieferkohle«). Ihre Färbung ist bräunlich, ähnlich wie bei vielen jungtertiären Ligniten, jedoch der Verkohlungsgrad und Heizwert ein entschieden geringerer.[3] Die häufig zu beobachtende Verlettung des Flötzes zeugt von oftmaligen Überschwemmungen des ehemaligen Moores. Von allen diluvialen Schieferkohlenvorkommen Österreichs ist das der Schladminger Ramsau das bedeutendste und bildet auch seit langem, wenn auch mit mehrmaligen Unterbrechungen, einen Gegenstand des Bergbaues (13, p. 510; 72, p. 383; 213, II. Teil, p. 23). Während es samt den es umschließenden Nagelfluhen von Penck (108, p. 370 bis 371) als eine Ablagerung des Bühlstadiums betrachtet worden ist, möchten wir es in Übereinstimmung mit anderen Autoren für eine interglaziale halten; Zailer (189, p. 199, 201) und Schwinner (228, p. 44, 52) ordnen sie der Mindel-Riß-, respektive Hauptinterglazialzeit zu, Schreiber (138, p. 28) und Brückner (214) dem Riß-Würm-Interglazial.

Eine Übersicht über die jüngeren Torfmoorbildungen unseres Aufnahmsgebietes, welche sich vielerorts meist in geringer Ausdehnung von der postglazialen Zeit bis zur Gegenwart entwickelt haben, haben Zailer (189) und Schreiber (138) geliefert.

Es sind dies im Bereich des Spezialkartenblattes St. Johann i. P. Moorbildungen im Kessel von Saalfelden — bei Pabing nördlich und bei Letting südlich davon —, auf dem Filzensattel bei Berg-Dienten, am Sattel 1351 *m* bei der Dientner Alm, bei Goldegg-Weng, Goldegg und St. Veit, etwas südlich vom Mitterberg-Wirtshaus am Nordhang des Hochkails (in Abbau stehend), zwischen Wiem und Oberau etwas südlich von Mitter Kleinarl, an verschiedenen Stellen des Südwestgehänges der Hochgründeckgruppe, im »Moosfeld« nördlich von Lehen westnordwestlich von Werfenweng, bei diesem Orte selbst, dann südlich davon bei

---

[1] Nach Zailer (189, p. 199, 201) Mindel-Riß-Interglazial.

[2] Die Gerölle bestehen aus Quarz, Quarzit, Grauwacke, Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis u. dgl. (189, p. 192).

[3] Der Heizwert der Ramsauer Schieferkohle beträgt meist bloß wenig über 3000 Kalorien, nur bei ausgesucht gutem, holzigem Material kann er bis über 3600, ja selbst bis etwas über 3800 Kalorien steigen. Diesbezügliche Daten und Analysen der Kohle vgl. in 13, p. 517; 72, p. 384; 97, p. 62; 189, p. 193 bis 196; 213, II. Teil, p. 24.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

der »Ebner Kapelle« nächst Grundstein und zirka 1 bis $1^1/_2$ *km* weiter westlich von diesem Gehöfte — bei Erlach und südöstlich von Grünstein. Im Bereiche des Spezialkartenblattes Radstadt sind Torfmoore zu erwähnen: an verschiedenen kleinen Stellen des sich von der Ennskraxen nordwärts erstreckenden Höhenrückens, und zwar bei der Steinkaralpe (nördlich Kraxenkogel), bei der Frauenalpe (östlich Wildbühel), auf dem vom Grieskareck nordostwärts zum Griesbachwald ziehenden Kamme und im Niederwald (westlich Flachau); ferner beim Schloß Höch südwestlich von Reitdorf, auf dem Rücken zwischen Blümeck und Höllberg, am Südgehänge des Roßbrandzuges und zwar namentlich ein wenig unter dem Kamm zwischen Roßbrand und Hofereck, in der Talsenke westlich von Filzmoos etwas östlich vom Sattelpunkt 1071 *m*, bei Halseck (nordwestlich Filzmoos) und beim Zöferer in der Hachau (östlich Filzmoos); dann am Nordhang des Höheneckls (nördlich St. Martin), beim Schober (südöstlich Gerzkopf), etwas südwestlich vom Wurmeck, auf dem das linke Gehänge des Hammergrabens bildenden Kammrücken südlich der Zefereralm (ostnordöstlich Filzmoos), ferner in der Schladminger Ramsau das »Reiterermoos« (8 *ha*) beim Schweiger (nördlich Glutserberg), das »Bernmoos« (4 *ha*) zwischen Moser und Knaifl (östlich Glutserberg) und das »Filzmoos« (3 *ha*) bei der Kote 1068 zwischen St. Rupert am Kulm und Schladming (vgl. 189, p. 191); schließlich finden sich in der Ennstalfurche die bis 2 *m* mächtigen Niedermoore bei Eben (3·5 *ha*) und Radstadt (20 *ha*)[1] und das Hoch- und Niedermoor bei Mandling (37 *ha*, in Abbau stehend).[2]

Von den hiemit aufgezählten sind die im Gebiete der Radstädter Quarzphyllite, Pinzgauer Phyllite und auch der Werfener Schiefer hochgelegenen »Kamm- und Hangmoore« von den glazialen Verhältnissen genetisch relativ unabhängig und hauptsächlich durch lokale, für die Moorbildung förderliche Umstände bedingt (189, p. 118).

Der Goldegger See geht sichtlich der Vertorfung entgegen. Hingegen ist das allmähliche Kleinerwerden des Zeller Sees wohl im Wesentlichen auf die Schuttzufuhr durch den Thumersbach zurückzuführen, der jährlich zirka 3000 m^3 Material in das Seebecken ablagert.

Alluviale Schutthalden und -felder:

Große jugendliche Schutthalden und -felder sehen wir insbesondere an dem Südfuß des steil aufragenden Kalkhochgebirges entwickelt, so an der Südseite des Hochkönigs bei der Widersbergalm, bei Elmau (nordwestlich Mühlbach) und bei Mitterberg, im Immlautale, in der Wengerau nördlich von Werfenweng, bei der Aualpe im obersten Lammertale, an der Südseite der Bischofsmütze, im Ursprungsgebiete der Warmen und Kalten Mandling, in der höheren Schladminger Ramsau, am Gradenbach (nördlich der Station Haus) und dem Nordhang des Eichberges unter den Südwänden der Dachsteingruppe. Aber auch weiter südlich erlangen sie dort, wo für ihre Entstehung günstige Verhältnisse obwalten, mitunter recht ansehnliche Ausdehnung. So flankieren sie häufig den vorwiegend aus brecciösem, leicht zerfallendem Triasdolomit bestehenden Mandlingzug von Radstadt bis in die Schladminger Ramsau und sammeln sich auch an den Gehängen der von relativ kompakten Radstädter Quarzit aufgebauten Höhen zwischen Forstau- und Flachautal an (32, p. 12; 181, p. 211). Am Ostgehänge des Kleinarltales erscheint unmittelbar südlich von Grasreith (1286 *m*) eine sich gegen unten (südwestlich) zuspitzende Schuttfläche, welche den Zusammenhang des hier darunter fortstreichenden und im Quarzphyllit auftretenden mesozoischen Kalkbandes oberflächlich unterbricht. Ausgedehnte und zum Teil wiesen- und waldbedeckte Schuttfelder[3] finden sich ferner westwärts vom Kleinarltal bei der Almhütte 1445 *m* und bei der Auerbauerhütte südöstlich vom Arlberg, bei der Grafenbergalm (südwestlich Grafenberg), westlich von Schützlehen (westsüdwestlich Wagrein) und besonders auffällig zwischen Krottenmoos, Vorderneureit und P. 1034 *m* zwischen dem Arlberg und der St. Johann—Wagreiner Straße. Im Graben des Lehenbaches, welcher von der nördlich des Kitzsteines gelegenen Saualpe über die Gegend von Moseck zum Kleinarltal hinabzieht, sind auf eine große Strecke hin (südwestlich Moseck) ganz gewaltige Schuttmassen angehäuft, welche hier den anstehenden Untergrund völlig verhüllen. Auch das offenbar aus relativ dunklem Quarzphyllit bestehende Gebiet der Zirmeggalpe (südwestlich Mitter-Kleinarl) wird so weitgehend von Schuttmaterial[4] bedeckt, daß hier eine genauere Beobachtung über die Lagerung des Felsbodens größtenteils ausgeschlossen ist.

Alluviale Schutt- und Schotterbänke erscheinen in den weiten Tälern der Salzach und Enns und auch in entsprechend geringerer Verbreitung allenthalben in deren Seitentälern und -gräben. In den Alluvialschottern und -sanden, welche die Salzach von Taxenbach bis Werfen begleiten, wurde vom XVI. bis XVIII. Jahrhundert auch eine, wirtschaftlich allerdings höchst unbedeutende Wäscherei auf Gold betrieben, das jedenfalls von der Rauriser Ache jenen Ablagerungen des Salzachflusses zugeführt worden ist (vgl. 114, p. 182 bis 185; 184, p. 497; 186, p. 47).[5]

---

[1] Ihr Torf wird von *Carex, Phragmites, Equisetum* und *Hypnum*-Moosen gebildet (189, p. 154).

[2] Die Versumpfung und Torfbildung im Ennstale zwischen Mandling und Radstadt ist nach Schwinner (228, p. 47) wohl durch eine jugendliche Aufwölbung und Schwellenbildung der Mandlingpaßregion bedingt, welche oberhalb davon die Enns aufstaute.

[3] Möglicherweise ist auch Moränenmaterial stellenweise an ihrer Zusammensetzung beteiligt.

[4] Vielleicht zum Teil auch Moränenschutt.

[5] Die Angabe Russeggers (127, p. 509) und Reissachers (121, p. 25), daß Gold auch im Tonschiefer an der Embacher Plaike, respektive auf den mergeligen Salbandbestegen des Klammkalkzuges in der Kitzlochklamm vorkomme, halten für unwahrscheinlich.

Ein feiner Kalkschlamm hat sich an der Einmündungsstelle des von Berg-Dienten kommenden Filzenbaches in den von der Dientner Alm herabziehenden Dientner Bach (etwas nordöstlich Dorf-Dienten) abgesetzt.

In der vorwiegend von phyllitischen Gesteinen aufgebauten Grauwackenzone ereignen sich namentlich während der Schneeschmelze und bei anhaltenden Regengüssen Bergschlipfe und Rutschungen, welche den Verkehr in äußerst unliebsamer Weise stören können.

So sind dadurch unter anderen die Fahrstraßen im engen Mandlinggraben (nördlich von Mandling), im Mühlbach- und Dientner Graben schon oftmals arg beschädigt worden (36, p. 125). Durch wässerige Erweichung der blätterigen Phyllite zu einer breiartigen Masse entstehen auch häufig in der Salzachenge zwischen Lend und Taxenbach Unterspülungen und Abrutschungen des Gehänges, deren größte und bekannteste, die »Embacher Plaike«, um Pfingsten 1794 am rechten Salzachufer etwas oberhalb Neudeck (nördlich Embach) niederging und die Salzach zu einem fast bis Taxenbach reichenden See aufstaute. Die durch diese Rutschung mobilisierte Gebirgsmasse betrug schätzungsweise 30,000.000 m^3 (vgl. 195, p. 369; 183 p. 15, 64; 196, p. 180). Eine im Jahre 1875 beim Bahnbaue am linken Salzachufer gegenüber der Embacher Plaike eingetretene Gesteinsbewegung zerstörte den ursprünglichen 163 *m* langen »Unterstein-Tunnel« und machte es nötig, ihn durch einen neuen weiter bergwärts angelegten von 427 *m* Länge zu ersetzen (183, p. 17 bis 18). Auch die Talwände des tief eingeschnittenen und schutterfüllten Wengergrabens zwischen Werfenweng und Dorf-Werfen neigen sehr zu Plaikenbildung (38, p. 385).

Daß es nicht selten an den Einmündungen schuttreicher Seitengräben in die breiteren Haupttäler zu Vermurungen der letzteren bei Wolkenbrüchen oder Hochwässern kommen kann, ist ja selbstverständlich.

Als Beispiel hiefür sei zunächst die Vermurung des Ennstalbodens durch den Mandlingbach bei Mandling im Jahre 1897 erwähnt. Auch die dolomitischen Schuttkegel der Mandlingkette erzeugen zu solchen niederschlagsreichen Zeiten häufig kleine, sich über die vorgelagerten Talflächen ausbreitende Niedermuren (33, p. 20). Verheerende Murgänge haben ferner das Zauchtal vor der Anlage der jetzigen (besonders im Sommer 1896 ausgeführten) Wildbachverbauung bei anhaltenden Regengüssen heimgesucht (so namentlich vom 2. bis 5. August 1895, vgl. 230, p. 17). Eine schwere Hochwasserkatastrophe brach im September 1899 über Hüttau herein, woselbst die ungewöhnlich hoch angeschwollene Fritz mehrere Häuser und große Strecken des Bahn- und Straßenkörpers zerstörte.

Als jugendliche Bildungen seien auch noch an einigen Stellen vorkommende Absätze von Kalktuff und -sinter genannt.

So erscheinen solche Sinterkrusten mitunter der diluvialen »Ramsauer Breccie«. Fugger (38, p. 380) beobachtete einen von einer Quelle auf Gutensteiner Kalk abgelagerten Kalksinter in der Erzherzog Eugen-Klamm bei Werfen. Am linken tieferen Gehänge des Kleinarltales bietet das südlichere der beiden südlich von Moseck (nordwestlich Auen) aufgeschlossenen Rauchwackebänder einem kleinen mit dem Lehengraben parallel verlaufenden Bächlein Gelegenheit zu Auslaugung und neuerlichem Niederschlag der Kalksubstanz als Sinter. Schließlich trifft man südwestlich Oberau (südsüdwestlich Mitter-Kleinarl) in zirka 100 bis 150 *m* Höhe über dem Kleinarltalboden als oberflächlichen Überzug von Klammkalk und Kalkphyllit einen gelblichen Kalktuff an, der habituell einigermaßen an eine mylonitische Rauchwacke erinnert und vermutlich auf die Auslaugung eines solchen Gesteins, das zusammen mit Bänderkalk etwas höher am Gehänge bei Sailbichl ansteht, zurückzuführen ist.

Zuletzt möchten wir noch die Aufmerksamkeit auf eine kürzlich von Schwinner (228, p. 46) aus den Schladminger und Rottenmanner Tauern beschriebene morphologische Eigentümlichkeit lenken, die wir auch an der Nordseite der Radstädter Tauern — zwischen dem Kleinarl- und Forstautal — in typischer Ausprägung wiederfinden: die ungleichseitige (»einseitige«) Ausbildung der meridional verlaufenden höheren Gebirgskämme. Sie besteht darin, daß sich das westliche Gehänge der einzelnen Bergrücken relativ glatt und gleichmäßig talwärts senkt, während das östliche vom Grat aus zunächst — meist gegen eine diluviale Karstufe hin — steilwandig zur Tiefe bricht und erst unterhalb davon geringere Neigung anzunehmen pflegt. Diese Asymmetrie ist durch den verschiedenen Einfluß von Schnee und Frost auf den Untergrund beiderseits der Kammhöhe bei vorherrschenden Westwinden, also durch meteorologische Faktoren bedingt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Literaturverzeichnis.

Im folgenden sind die Veröffentlichungen zusammengestellt, welche sich mit den geologischen Verhältnissen des hier behandelten Gebietes unmittelbar beschäftigen oder zu Vergleichszwecken von uns herangezogen werden. Jede Arbeit wird im Text nur mit der ihr in dieser Liste vorangesetzten Ziffer (1 etc.) zitiert.

Die am häufigsten erwähnten Zeitschriften erscheinen in nachstehender Weise abgekürzt:

Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt (respektive Staats-, Bundesanstalt)	Vh. R.-A.
Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt (respektive Staats-, Bundesanstalt)	Jb. R.-A.
Sitzungsberichte d. (kais.) Akademie d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.	Sb. A. W.
Denkschriften d. (kais.) Akademie d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.	Dschr. A. W.
Anzeiger d. (kais.) Akademie d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.	Anz. A. W.
Mitteilungen d. Geolog. Gesellschaft in Wien	M. Geol. G. W.
Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal.	N. Jb. M.
Geolog. Rundschau, herausgeg. v. d. Geolog. Vereinigung	Geol. Rsch.
Tschermaks mineralog. und petrograph. Mitteilungen	T. M. P. M.

1. 1867. C. Aberle, Über Franz Keils geognostisch-kolorierte topographische Reliefkarte des größten Teiles der salzburgischen Alpen. Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskd., VII. Vereinsjahr, p. 299.

2. 1907. O. Ampferer, Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. Vh. R.-A., p. 389.

3. 1905. G. v. Arthaber, Die alpine Trias des Mediterrangebietes. F. Frechs Lethaea geognostica. II. Theil (Das Mesozoikum), I. Bd., 3. Lfrg. (Stuttgart).

4. 1897. F. J. Babitsch, Der Glanzkohlenbergbau »Gröbming« oberen Ennstale. Eine fachmännische Skizze, p. 12. Druck J. E. Rigler, Budapest.

5. 1903. F. Becke, Westende der Hohen Tauern (Zillertal). In F. Becke und F. Löwl, Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. VIII. Führer f. d. Exkurs. d. IX. Internat. Geologenkongr. in Wien.

6. 1909. — — Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. Sb. A. W. Bd. CXVIII. Abt. I, p. 1045.

7. 1909. — — Über Diaphthorite. T. M. P. M. (N. F.) Bd. XXVIII, p. 369.

8. 1906. — — u. V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sb. A. W., Bd. CXV, Abt. I, p. 1693.

9. 1884. A. Bittner. Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Vh. R.-A., p. 99.

10. 1884. — — Aus den Salzburger Kalkgebirgen. Die Ostausläufer des Tennengebirges. Vh. R.-A., p. 358.

11. 1906. A. W. G. Bleeck, Die Kupferkiesgänge von Mitterberg in Salzburg. Ein Beitrag zur Kenntnis alpiner Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XIV. Jahrg., p. 365 (Berlin).

12. 1913. H. Bock, G. Lahner und G. Gaunersdorfer, Höhlen im Dachstein und ihre Bedeutung für die Geologie, Karsthydrographie und die Theorien über die Entstehung des Höhleneises. (Verlg. d. Ver. f. Höhlenkd. in Österreich, Graz.)

13. 1885. A. v. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jb. R.-A., Bd. XXXV, p. 429.

14. 1887. — — Einteilung der Ostalpen. Pencks geograph. Abhandl., Bd. I, p. 331 ff.

15. 1900. — — Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abhandl. d. k. k. geograph. Ges. in Wien, Bd. II, Nr. 3.

16. 1898. E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges., Bd. L, p. 468.

17. 1898. — — Beiträge etc., II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges., Bd. L, p. 695.

18. 1830. A. Boué, Sur l'age relatif des dépots secondaires dans les Alpes et Carpathes. Journ. de Géologie. Tome I. (Paris).

19. 1886. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Pencks geograph. Abhandl., Bd. I, Heft 1.

20. 1802. L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, Bd. I. p. 258 ff. (L. v. Buchs ges. Schriften, herausgeg. v. J. Ewald, J. Roth und H. Eck, Bd. I, Berlin, 1867).

21. 1867. S. Bukowski, Über den Kupfererzbergbau Birgstein bei St. Johann in Salzburg. Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätten Österreichs. Vh. R.-A., p. 375.

22. 1913. H. Buttmann, Die Kupferkieslagerstätten von Mitterberg. Von d. kgl. sächs. Hochschule zu Dresden Verbdg. m. d. kgl. sächs. Bergakad. zu Freiberg z. Erlang. d. Würde eines Dr.-Ing. genehmigte Dissert. Freiburg i. Sachsen. (Verlag v. Craz u. Gerlach [Joh. Stettner.])

23. 1850. H. Credner, Geognostische Bemerkungen über die Zentralkette der Alpen in Oberkärnten und Salzburg. N. Jb. M., Jahrg. 1850, p. 513 (Stuttgart).

24. 1897. C. Diener. Über eine Vertretung der Juraformation in den Radstädter Tauerngebilden. Vh. R.-A., p. 252.

25. 1900. — — Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jb. R.-A., Bd. L, p. 383.

26. 1903. — — Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. (Wien u. Leipzig).

27. 1850, C. Ehrlich, Über die nordöstlichen Alpen (Linz).

28. 1857. — — Die nutzbaren Gesteine Oberösterreichs und Salzburgs nach dem geognostischen Vorkommen und in ihrer Anwendung. Ber. Mus. Franc. Carol. XVII. (Linz).

29. 1883. H. Baron Foullon, Über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der unterkarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und krystallinischer Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennstale in Obersteiermark. Jb. R.-A., Bd. XXXIII, p. 207.

30. 1884. — — Über die petrographische Beschaffenheit krystallinischer Schiefergesteine aus den Radstädter Tauern und deren westlichen Fortsetzung. Jb. R.-A., Bd. XXXIV, p. 635.

31. 1896. F. Frech, Über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. Jahrg. 1896. II., Nr. XLVI, p. 1255.

32. 1900. — — Zur Geologie der Radstädter Tauern. 77. Jahresber. f. 1899 d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. II. Abt., Naturwissenschaften. a. Naturwissenschaftl. Sektion, p. 7 (Breslau).

33. 1901. — — Geologie der Radstädter Tauern. E. Kokens geolog. paläontolog. Abhandl. N. F., Bd. V (Jena).

34. 1908. — — Über den Gebirgsbau der Alpen. Petermanns geograph. Mitt., Bd. 54, p. 219.

35. 1907. E. Fugger, Das Blühnbachtal. Jb. R.-A., Bd. LVII, p. 91.

36. 1909. — — Das Dientener Tal und seine alten Bergbaue. Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskd., XLIX. Vereinsjahr, p. 121.

37. 1910. — — Klammen und Schluchten im Lande Salzburg. Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskd., zugleich Festschrift etc. L. Vereinsjahr, p. 1.

38. 1914. — — Das Tennengebirge, Jb. R.-A., Bd. LXIV, p. 369.

39. 1883. — — u. C. Kastner, Aus den salzburgischen Kalkalpen. Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskd., XXIII. Vereinsjahr, p. 145.

40. 1885. — — u. — — Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen und über Salzburg. (Verlag H. Kerber, Salzburg).

41. 1886. G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. Jb. R.-A., Bd. XXXVI, p. 215.

42. 1913. — — Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Vh. R.-A., p. 267

43. 1914 (1907) — — Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. Dschr. A. W., 82. Bd., p. 1.

44. 1913. G. Gillitzer, Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geognost. Jahresheft. XXV. Jahrg. (1912), p. 161.

45. 1913. G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. k. k. graph. Ges. in Wien, 56. Bd., p. 39.

46. 1912. B. Granigg, Über die Erzführung der Ostalpen. M. Geol. G. W Bd. V, p. 345.

47. 1913. — — Über die Erzführung der Ostalpen. Ber. üb. d. allgem. Bergmannstag in Wien, 16. bis 19. Sept. 1912, p. 289. (Verlg. d. Zentralver. d. Bergwerksbes. Österreichs, Wien.)

48. 1879. A. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, p. 193.

49. 1883. — — Zur Kenntnis einiger Serizitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. Ein Beitrag zur Lehre von den Lagerstätten der Erze. N. Jb. M. II. Beilagebd. 1883, p. 72.

50. 1883. — — Zur Kenntnis der grünen Gesteine (grüne Schiefer) von Mitterberg im Salzburgischen. Jb. R.-A., Bd. XXXIII, p. 397.

51. 1885. — — Über Lagergänge. Berg-. u. Huettenmaenn. Zeitg. XLIV. Jahrg., p. 281 (Leipzig).

52. 1886. — Studien über Tonschiefer, Gangtonschiefer und Serizitschiefer. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanst., u. Bergakad. zu Berlin f. d. Jahr 1885. Abhandl. Mitarbeitern d. kgl. geolog. Landesanst., p. 37.

53. 1877. C. W. Gümbel, Die geognostische Durchforschung Bayerns. Rede in d. öffentl. Sitzung d. k. Akad. d. Wiss. am 28. März 1877 zur Feier ihres einhundert und achtzehnten Stiftungstages, p. 65. (Im Verlage der k. Akademie, München.)

54. 1889. — Über einen Nummulitenfund bei Radstadt (1. August 1889). Vh. R.-A., p. 231.

55. 1890. — — Geologische Bemerkungen über die warmen Quellen von Gastein und ihre Umgebung. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. k. b. Akad. d. Wiss. zu München. Bd. XIX., Jahrg. 1889, p. 341.

56. 1894. — — Geologie von Bayern. Bd. II. Geologische Beschreibung von Bayern, p. 70 ff. (Cassel).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

57. 1785. B. Hacquet, Physikalisch-politische Reise aus den Dinarischen durch die Julischen, Carnischen, Rhätischen in die Norischen Alpen im Jahre 1781 und 1783 unternommen. II. Teil, p. 173 ff. (Leipzig).

58. 1912. F. F. Hahn, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. Vh. R.-A., p. 337.

59. 1913 bis 1914. — — Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. M. Geol. G. W. Bd. VI (1913), p. 238 u. 374.

60. 1847. F. v. Hauer, Versteinerungen von Dienten. Haidingers Ber. über d. Mitt. v. Freunden d. Naturw. in Wien I. Bd., p. 187.

61. 1853. — — Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. R.-A., Bd. IV, p. 715.

62. 1857. — — Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sb. A. W., Bd. XXV, 3. Abt., p. 253, (darin E. Sueß, Das Dachsteingebirge vom Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennstale, p. 300 bis 313).

63. 1889. — — Jahresbericht. Ann. d. k. k. Naturhist. Hofmuseums. Bd. V, p. 71.

64. 1906. É. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. de la Soc. géol. de France, 4. Sér., tom. VI, I. et II. parties, p. 359.

65. 1909. — — Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. Compt. rend. hebdomad. des Séanc. de l'Acad. des Scienc. Tome 148 (1909), p. 1476 ff.

66. 1895. C. A. Hering, Die Kupfergewinnung der Mitterberger Kupfergewerkschaft bei Bischofshofen im Salzburgischen. Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg., LIV. Jahrg., p. 215 (Leipzig).

67. 1912. F. Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1911, Bd. 48, p. 1 bis 238.

68. 1912 — — Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Die Hohen Tauern. Geol. Rsch., Bd. III, p. 172; II. Das ostalpine Gebirge im Norden und Süden der Tauern l. c., p. 237; III. Das Gebirge östlich von den Radstädter Tauern und vom Katschberg l. c., p. 245.

69. 1914 bis 1915. — — Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. I. Geol. Rsch., Bd. V, p. 95; II. Die Kalkalpen — ein Deckenland? l. c., p. 253; III. Zentralalpines l. c., p. 555.

70. 1915. — — Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handbuch d. region. Geologie (Heidelberg).

71. 1916. — — Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern (Grauwackenzone des Paltentales in Obersteiermark). M. Geol. G. W., Bd. IX, p. 151.

72. 1906. F. Hutter, Geschichte Schladmings und des steirisch-salzburgischen Ennstales, p. 368 ff. (Verlag v. U. Mosers Buchhandlung [J. Meyerhoff] Graz).

73. 1901. I. A. Ippen, Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1901, p. 85.

74. 1916, V. Jäger, Die Eisenhütte in Flachau und ihr Schurfbereich. I. Teil. Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskd. LVI. Vereinsjahr, p. 183.

75. 1917. — — Die Eisenhütte in Flachau etc. II. Teil l. LVII. Vereinsjahr, p. 25.

76. 1884. C. v. John, Über Melaphyr von Hallstatt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. Vh. R.-A., p. 76.

77. 1900. — — Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jb. R.-A., Bd. XLIX (1899), p. 247.

78, 1903. E. Kittl, Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). IV. Führer f. d. Exkurs. d. IX. internat. Geologenkongr. in Wien.

79. 1842. A. v. Klipstein, Geologische Fragmente aus dem Tagebuch einer Reise durch Bayern nach den östlichen Alpen. Karstens und v. Dechens Archiv, Bd. XVI, Heft 2, p. 1 bis 86 (Berlin).

80. 1912. L. Kober, Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sb. A. W., Bd. CXXI, Abt. I, p. 105.

81. 1912. — — Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. Sb. A. W., Bd. CXXI, p. 425.

82. 1912. — — Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Dschr. A. W., Bd. LXXXVIII, p. 345.

83. — — Über Bau und Entstehung der Ostalpen. M. Geol. G. W., Bd. V, p. 368.

84. — — Radstädter Tauern. Führer zu geolog. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geol. Rsch., Bd. III, p. 524 (Leipzig 1912).

85. 1910. F. Kossmat, Eisenerzlagerstätten der Ostalpen. M. Geol. G. W., III. Bd., p. 455.

86. 1913. — — Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. M. Geol. G. W., Bd. VI, p. 61.

87. 1913. H. Krauss, Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshefte, XXVI. Jahrgang, p. 105.

88. 1915. N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 46 (1915). p. 1 ff. (Wien).

89. 1912. Cl. Lebling, Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognost. Jahreshefte, XXIV. Jahrg. (1911), p. 33.

90. 1830. C. Lill v. Lilienbach, Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. N. Jb. M., I. Jahrg., p. 153 ff. (Heidelberg).

91. 1851. M. V. Lipold, Schilderung des Tännengebirges. Jb. R.-A., Bd. II, Heft 1. p. 79.

92. 1854. — — Allgemeiner Bericht über die geologische Aufnahme der I. Sektion der k. k. geologischen Reichsanstalt im Sommer 1853. Jb. R.-A., Bd. V, p. 253.

93. 1854. — — Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Herzogtume Salzburg. Jb. R.-A., Bd. V, p. 369.

94. 1884. F. Löwl, Über Talbildung. Verlag v. H. Dominicus, p. 99 ff. (Prag).

95. 1903. — — Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. In F. Becke F. Löwl, Exkursionen im westlichen u. mittleren Abschnitt d. Hohen Tauern, IX. Führer f. d. Exkurs. d. IX. internat. Geologenkongr. in Wien.

96. 1906. — — Geologie, p. 287 bis 288 (Verlag F. Deuticke, Wien).

97. 1903. Die Mineralkohlen Österreichs. Herausgegeb. v. Komitee d. allgem. Bergmannstages, Wien 1903, p. 46 bis 62.

98. 1874. E. Mojsisovics, Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode den Ostalpen. Jb. R.-A., Bd. XXIV, p. 81.

99. 1883. — — Über die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. Vh. R.-A., p. 290.

100. 1896. — — Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sb. A. W., Bd. CV, Abt. I, p. 5.

101. 1897. — — Über das Auftreten von Nummulitenschichten bei Radstadt im Pongau. Vh. R.-A., p. 215.

102. 1900. — — Geologische Revisionstouren im obersten Ennsgebiete. Vh. R.-A., p. 8.

103. 1905. — — Erläuterungen zur Geol. Karte etc. Blatt Ischl und Hallstatt (Zone 15, Kol. IX der Spezialk.) Verlg. d. geol. R.-A. (Wien).

104. 1847. A. v. Morlot, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen (Verlag Braumüller u. Seidel, Wien).

105. 1850. R. J. Murchison, Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen etc. (Bearbeitet von G. Leonhard), p. 6 bis 17 (Stuttgart).

106. 1911. J. Nowak, Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. internat. de l'acad. des scienc. de Cracovie. Classe des scienc. mathém. et natur. Sér. A.: scienc. mathém. 1911. No. 2. A., p. 57.

107. 1905. Th. Ohnesorge, Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Vh. R.-A., p. 373.

108. 1909. A. Penck, in A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I, p. 269 bis 374 (Verlag. Chr. H. Tauchnitz, Leipzig).

109. 1854. K. F. Peters, Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiete der Saale. Jb. R.-A., Bd. V, p. 116.

110. 1854. — — Die Tertiärablagerung zwischen Flachau und Wagrain. Jb. R.-A., Bd. V, p. 206.

111. 1854. — — Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. Jb. R.-A., Bd. V, p. 766.

112. 1854. — — Die geologischen Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Jb. R.-A., Bd. V, p. 808.

113. 1864. — — Über die Zentralkette der östlichen Alpen. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. in Wien, III. Bd, (Jahrg. 1862/63), p. 171.

114. 1880. F. Pošepny, Archiv für praktische Geologie. I. Bd., p. 182 bis 429. (In Kommission b. Alfred Hölder, Wien.)

115. 1851. H. Prinzinger, Über die Schiefergebirge im südlichen Teile des Kronlandes Salzburg. Jb. R.-A., Bd. I (1850), p. 602.

116. 1852. — — Bunte Sandstein- und Grauwackengebilde südlich vom Tennen- und Dachsteingebirge. Jb. R.-A., Bd. III, Heft 4, p. 144.

117. 1910. K. A. Redlich, Zwei Limonithlagerstätten als Glieder der Sideritreihe in den Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geologie. XVIII. Jahrg., p. 258 (Berlin).

118. 1913. — — Das Schürfen auf Erze von ostalpinem Charakter. Bericht über d. allgem. Bergmannstag in Wien. 16. bis 19. September 1912, Wien. Verlg. d. Zentralver. d. Bergwerksbes. Österreichs, p. 83.

119. 1913. — — Der Karbonzug der Veitsch und seine Magnesite. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, 14 p.

120. 1913. — — u. O. Großpietsch, Die Genesis der krystallinen Magnesite und Siderite. Ein Beitrag zum gegenwärtigen Stande dieser Frage mit besonderer Berücksichtigung der Veitsch und des steirischen Erzberges. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, 12 p.

121. 1848. K. Reissacher, Die Gold führenden Gangstreichen der Salzburgischen Zentralalpenkette. Haidingers naturwiss. Abhandl., Bd. II, Wien, II. Abteilung, p. 17 bis 42.

122. 1893. A. Rosiwal, Petrographische Notizen über einige krystallinische und »halbkrystallinische« Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern I. Vh. R.-A., p. 365.

123. 1894. — — Petrographische Notizen etc. II. Vh. R.-A., p. 475.

124. 1873. J. Rumpf, Über krystallisierte Magnesite und ihre Lagerstätten in den nordöstlichen Alpen. Vh. R.-A., p. 312.

125. 1873. — — Über krystallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. T. M. P. M., Jahrg. 1873 (Beilage z. Jb. R.-A., 1873), p. 263.

126. 1874. — — Aus dem steiermärkischen Landesmuseum. Pinolit von Goldeck. T. M. P. M., 1874 (Beilage z. Jb. R.-A., 1874), p. 281.

127. 1835. J. Russegger, Über den Nordabhang der Alpen in Salzburg und Tirol. N. JB. M. Jahrg. 1835, p. 505.

128. 1910. B. Sander, Zur Systematik zentralalpiner Decken. Vh. R.-A., p. 357.

129. 1912. — — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. R.-A., Bd. LXII, p. 219.

130. 1913. — — Referat über L. Kober, Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Vh. R.-A., p. 258.

131. 1913. — — Referat über L. Kober, Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und in seiner weiteren Umrahmung. Vh. R.-A., p. 178.

132. 1913. — — Referat über F. Heritsch, Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Die Hohen Tauern. Vh. R.-A., p. 334.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

133. 1914. B. Sander, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I. Bericht), Dschr. A. W., LXXXII. Bd., p. 257.

134. 1915. — — Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Vh. R.-A., p. 140.

135. 1916. — — Zur Geologie der Zentralalpen. II. Ostalpin und Lepontin. Vh. R.-A., p. 223; III. Stand der Deckentheorie in den Zentralalpen, l. c., p. 229.

136. 1895. M. Schlosser, Zur Geologie von Nordtirol. Vh. R.-A., p. 340.

137. 1909. C. Schmidt u. J. H. Verloop, Notiz über die Lagerstätte von Kobalt- und Nickelerzen bei Schladming in Steiermark. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XVII. Jahrg., p. 271.

138. 1912. H. Schreiber, Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg mit Hinweisen auf das Moorvorkommen und das nacheiszeitliche Klima in Europa. »Österr. Moorzeitschritt«, Bd. 1911 bis 1912, 43 p. (Staab).

139. 1889 bis 1895. F. Simony, Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen (Text u. Atlas, Verlag v. Ed. Hölzel, Wien, 1895).

140. 1914. E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sb. A. W., Bd. CXXIII, Abt. I, p. 267.

141. 1909. A. Spitz, Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. T. M. P. M. (N. F.), Bd. XXVIII, p. 497.

142. 1874. G. Stache, Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. R.-A., Bd. XXIV, p. 135.

143. 1879. — — Über die Verbreitung silurischer Schichten in den Ostalpen. Vh. R.-A., p. 216.

144. 1884. — — Elemente zur Gliederung der Silurbildungen der Alpen. Vh. R.-A., p. 25.

145. 1884. — — Über die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXXVI, p. 277.

146. 1890. — — Die Silurfaunen der Ostalpen. 1. Fauna des Eisenkies führenden Graphitschiefers oder »Cardiolahorizontes« von Dienten im Kronland Salzburg. Vh. R.-A., p. 121.

147. 1865. F. M. Stapff, Geognostische Notizen über einige Alpinische Kupfererzlagerstätten. Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung, XXIV. Jahrg., p. 6 (Leipzig).

148. 1907. M. Stark, Grünschiefer etc. aus dem Großarl- und Gasteintal. T. M. P. M. (N. F.), Bd. XXVI, p. 487.

149. 1912. — — Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sb. A. W., Bd. CXXI, p. 195.

150. 1904 bis 1915. A. W. Stelzner u. A. Bergeat, Die Erzlagerstätten. Bd. I (1904) u. Bd. II (1905), (Verlag v. A. Felix, Leipzig).

151. 1851. B. Studer, Geologie der Schweiz. I. Bd., Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen, p. 112 bis 121 (Bern Zürich).

152. 1853. D. Stur, Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jb. R.-A., Bd. IV, p. 461.

153. 1854. — — Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jb. R.-A., Bd. V, p. 818.

154. 1855. — — Über die Ablagerungen des Neogen (Miozän und Pliozän), Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung. Sb. A. W., Bd. XVI, p. 477

155. 1871. — — Geologie der Steiermark (Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz 1865).

156. 1886. — — Beitrag zur Kenntnis der Flora des Kalktuffes und der Kalktuffbreccie von Hötting bei Innsbruck. Abhandl. d. k. k, geol. R.-A., Bd. XII, p. 35.

157. 1854. E. Sueß, Profil vom Hallstätter Salzberg über den Dachstein zum Hochgolling. Jb. R.-A., Bd. V, p. 196 (Sitzung).

158. 1891. — — Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Anz. A. W., XXVII. Jahrg., Nr. XXIV, p. 245.

159. 1909. — — Das Antlitz der Erde. Bd. III/2, p. 170 bis 210 (Verlag F. Tempsky u. G. Freytag, Wien u. Leipzig).

160. 1895. F. E. Sueß, Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jb. R.-A., Bd. XLIV (1894), p. 589.

161. 1903. P. Termier, Les nappes des Alpes orientales et la synthese des Alpes Bull. de la Soc. géol. de France, IV. Sér., tome III, p. 711.

162. 1905. — — Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Bull. de la Soc. géol. de France, IV. Sér., tome V, p. 209.

163. 1912. — — Résultats scientifiques de l'Excursion alpine de la »Geologische Vereinigung«: I. les nappes lépontines à l'ouest d'Innsbruck. Compt. rend. des séanc. de l'Acad. des Scienc., Paris Tome 155, p. 602. II. les nappes lépontines dans les Tauern l. c., Tome 155, p. 678.

164. 1906. A. Till, Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. Vh. R.-A., p. 323.

165. 1885. F. Toula, Geologische Untersuchungen in der »Grauwackenzone« der nordöstlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. Dschr. A. W., Bd. L, p. 121.

166. 1906. — — Lehrbuch der Geologie. 2. Aufl., p. 171, Fig. 174 (Wien).

167. 1916. F. Trauth, Vorläufige Mitteilung über den geologischen Bau an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Anz. A. W Nr. 5, 4 p.

168. 1916. — — Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. M. Geol. G. W., Bd. IX, p. 77.

169. 1917. — — Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen. Mitt. d. Sekt. f. Naturkd. d. Österr. Touristenklubs, XXIX. Jahrg., p. 17.

170. 1918. — — Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. Dschr. Ak. W., 95. Bd., p. 171.

171. 1847. P. Tunner, Generalbericht über die berg- und hüttenmännischen Hauptexkursionen in den Jahren 1843 bis 1846. D. steierm.-ständ. montanist. Lehranstalt z. Vordernberg etc. Ein Jahrb. f. d. österr. Berg- u. Hüttenmann, III. bis VI. Jahrg., Wien (1843 bis 1846), p. 40 bis 138.

172. 1908. V. Uhlig, Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sb. A. W., Bd. CXVII, Abt. I, p. 1379.

173. 1909. — — Über die Tektonik der Ostalpen. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Verhandl. 1909, I, p. 1 bis 21.

174. 1909. — — Der Deckenbau in den Ostalpen. M. Geol. G. W., Bd. II, p. 462.

175. 1882. M. Vacek, Über die Radstädter Tauern. Vh. R.-A., p. 310.

176. 1884. — — Bericht des Direktors F. v. Hauer über M. Vaceks Aufnahmstätigkeit im Sommer 1883. Vh. R.-A., p. 3 bis 4.

177. 1884. — — Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jb. R.-A., Bd. XXXIV, p. 609.

178. 1890. — — Einige Bemerkungen über die Radstädter Tauern. Vh. R.-A., p. 131.

179. 1893. — — Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. Vh. R.-A, p. 382.

180. 1897. — — Einige Bemerkungen über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. Vh. R.-A., p. 55.

181. 1901. — — Zur Geologie der Radstädter Tauern. Vh. R.-A., p. 191.

182. 1901. — — Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. Vh. R.-A., p. 361.

183. 1894. F. Wähner, Geologische Bilder von der Salzach. Zur physischen Geschichte eines Alpenflusses. Vorträge d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. in Wien, XXXIV. Jahrg., Heft 17, p. 1 bis 73.

184. 1879. C. J. Wagner, Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein mit Einbeziehung des Terrains zwischen Lend und Taxenbach. Jb. R.-A., Bd. XXIX, p. 493.

185. 1879. — — Bauausführung des Tunnels bei Bischofshofen auf der Salzburg-Tiroler Bahn. Zeitschr. d. österr. Ing.- u. Archit.-Ver., XXXI. Jahrg., p. 169.

186. 1884. — — Die Beziehungen der Geologie zu den Ingenieurwissenschaften (Verlag v. Spielhagen u. Schurich, Wien).

187. 1906. E. Walker, The Mittersberg Copper Mine in Austrian Tyrol. The engineering and mining Journal. Vol. LXXXI, p. 507 bis 508 (New York).

188. 1893. S. Frh. v. Wöhrmann, Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jb. R.-A., Bd. XLIII, p. 708 bis 710.

189. 1910. V. Zailer. Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiete der Enns. Zeitschr. f. Moorkultur u. Torfverwertung. VIII. Jahrg., p. 105 ff. u. 171 ff. (Wien).

Nachtrag zum Literaturverzeichnis.

Einige in der vorigen Liste versehentlich übergangene oder seit deren Zusammenstellung (im Jahre 1918) erschienene Publikationen seien hier ergänzungsweise angefügt:

190. 1908. F. Heritsch, Zur Genesis des Spateisensteinlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. M. Geol. G. W., Bd. I, p. 396.

191. 1900. E. Ludwig u. Th. Panzer, Über die Gasteiner Thermen. T. M. B. M. (N. F.), Bd. XIX, p. 470.

192. 1865. F. F(oetterle), Versteinerungen aus dem Schneegebirge im Salzburgischen von Herrn J. Mayerhofer. Jb. R.-A., Bd. XV, Verhandl. p. 264.

193. 1899. F. Becke, Bericht über den Fortgang der Arbeiten zur petrographischen Durchforschung der Zentralkette der Ostalpen. Anz. A. W., XXXVI. Jahrg., p. 5.

194. 1913. N. Krebs, Länderkunde der Österreichischen Alpen. Bibliothek länderkdl. Handbücher, herausgeg. v. A. Penck (Stuttgart).

195. 1897. W. Schjerning, Der Pinzgau. Physikalisches Bild eines Alpengaues. Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskd., herausgeg. v. A. Kirchhoff, X. Bd., Heft 2 (Verlag J. Engelhorn, Stuttgart).

196. 1875. H. Wolf, Der Bergsturz bei Unterstein auf der Salzburg-Tiroler Bahn. Vh. R.-A., p. 175.

197. 1887. A. Cathrein, Über Chloritoidschiefer von Großarl. T. M. P. M. (N. F.), VIII. Bd., p. 331.

198. 1900. Th. Fuchs, Über eine transversale Schieferung im Werfener Schiefer. N. Jb. M., Jahrg. 1900, I, p. 141.

199. 1923 bis 1924. O. Ampferer, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. R.-A., 73. Bd., p. 99 u. 1. Fortsetzung, l. c., 74. Bd., p. 35.

200. 1922. L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Dschr. A. W., 98. Bd., p. 201.

201. 1921. — — Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sb. A. W., Abt. I, 130. Bd., p. 375.

202. 1923. — — Bau und Entstehung der Alpen (Verlag Gebr. Bornträger, Berlin).

203. 1923. J. Pia, Die große Eishöhle im Tennengebirge (Salzburg). VI. Geologische Beobachtungen. Speläolog. Jb., Bd. IV, p. 48 (Wien).

204. 1923. — — Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. Sb. A. W., Abt. I, 132. Bd., p. 35.

205. 1921. W. Schmidt, Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. R.-A., 71. Bd., p. 101.

206. 1922. — — Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Vh. R.-A., 1922, p. 92.

207. 1923. — — Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jb. R.-A., 73. Bd., p. 255.

208. 1923. R. Schwinner, Die Niederen Tauern. Bisherige Ergebnisse, Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. Geol. Rsch., Bd. XIV, p. 26.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

209. 1923. R. Schwinner, Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 75. Bd., Monatsber., p. 164.

210. 1923. A. Tornquist, Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. Geol. Rsch., Bd. XIV, p. 110.

211. 1923. A. Winkler, Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Vh. R.-A., p. 89.

212. 1924. — — Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sb. A. W., Abt. I, 132. Bd., p. 343.

213. 1924. W. Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VI. Braunkohlenlager der österr. Alpen. I. Teil: Die Kohlenlager des Mürz- und Murgebietes etc. II. Teil: Ennstal, Kärnten und Tirol. Berg- und Hüttenmänn. Jb., 71. Bd., p. 1 u. 23 (Wien).

214. 1913. E. Brückner, Interglaziale Torflager in den nördlichen Ostalpen. Ztschr. f. Gletscherkd., 7. Bd., Heft 5.

215. 1921. Alb. Heim, Geologie der Schweiz. II. Bd. Die Schweizer Alpen, p. 546, 694, 695 (Leipzig).

216. 1921. F. Kossmat, Die Mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. XXXVIII. Bd., Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., Nr. II (Leipzig).

217. 1921. F. Heritsch, Geologie von Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., 57. Bd. (Graz).

218. 1918. E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. M. Geol. G. W., Bd. XI, p. 1.

219. 1919. — — Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. R.-A., 68. Bd. (1918), p. 285.

220. 1924. R. Staub, Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz., N. F., 52. Lfrg. (Bern).

221. 1919. F. Heritsch, Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Vh. R.-A., p. 155.

222. 1922. F. Machatschek, Morphologische Untersuchungen der Salzburger Kalkalpen, Ostalp. Formenstudien, herausgeg. v. F. Leyden, Abt. I, Heft 4 (Berlin).

223. 1918. A. Spitz, Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jb. R.-A., LXVIII. Bd., p. 196, Fußnote 2.

224. 1916. F. Machatschek, Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkd. zu Berlin, 1916, p. 602.

225. 1924. E. Spengler, Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. Vh. R.-A., p. 144.

226. 1922. J. Sölch, Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geografiska Annaler 1922, H. 2 (Stockholm).

227. 1924. K. Leuchs, Augensteinschotter im Kaisergebirge (Nordtirol). Vh. R.-A., p. 201.

228. 1924. R. Schwinner, Geologisches über die Niedern Tauern. Zeitschr. d. D. u. Österr. Alpenvereines 1924, p. 24 (München).

229. 1898. E. de Martonne, Problèmes de l'histoire des Vallées Enns-Salzach. Annales de Géographie. 7e année (1898).

230. 1914. F. Frech, Allgemeine Geologie. III. Die Arbeit des fließenden Wassers. Sammlg. aus »Natur u. Geisteswelt«, 209. Bändchen (Leipzig u. Berlin).

231. 1921. L. Kober, Der Bau der Erde (Berlin).

232. 1924. O. Ampferer u. Th. Ohnesorge, Erläuterungen z. geol. Spezialkarte d. Republ. Österreich. Blatt Innsbruck-Achensee (Wien).

233. 1924. E. Spengler u. J. Pia, Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Sammlung geol. Führer XXVI. (Berlin).

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	101
I. Hauptabschnitt: Stratigraphisch-petrographische Beschreibung	103
Vorbemerkung	103
A. Metamorphes Schiefergebirge	104
a) Klammserie (Klammkalk und Klammphyllit)	104
b) Kleinarler Quarzphyllit-Quarzitgruppe	108
c) Radstädter Quarzphyllit-Quarzitgruppe und die sie begleitenden altkrystallinen Gesteine (Schladminger Altkrystallin)	109
α) Gneis- und glimmerschieferartige Gesteine	111
β) Serizitquarzit und -quarzitschiefer (Radstädter Quarzit und Quarzitschiefer)	112
γ) Quarzphyllit	114
δ) Serizitphyllit (Serizitschiefer)	114
ε) Chlorit-Serizitphyllit	115
ζ) Biotit-Chlorit-Serizitphyllit	116
d) Pinzgauer Phyllit- oder Grauwackenzone	116
d_1) Kalkfreie Sedimentgesteine der Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone	119
α) Serizit-Albitgneis. (Gneisartiger Grauwackenschiefer und Albitphyllit)	119
β) Glimmerschieferähnlicher Phyllit	120
γ) Konglomeratische Phyllitgesteine (Konglomeratgrauwacken)	121
δ) Grauwacke (serizitische Grauwacke)	122
ε) Grauwackenschiefer (feinsandig-quarzreicher Serizitphyllit)	124
ζ) Quarzphyllit	125
η) Serizitquarzit, Quarzitschiefer und Quarzit	126
ϑ) Kieselschiefer	127
ι) Phyllitischer Tonschiefer	127
κ) Serizitphyllit	128
λ) Kohlig-graphitoidischer Phyllit (Serizitphyllit)	130
μ) Chlorit-Serizitphyllit	131
ν) Biotit-Serizitphyllit	131
ξ) Biotit-Chlorit-Serizitphyllit	131
ο) Chloritoidphyllit	132
π) Epidotphyllit	134
ρ) Ausblühungen auf Pinzgauer Phylliten	134
d_2) Kalkige Pinzgauer Phyllite (Kalkphyllite), Kalke und Ankerite	135
e) Magnesite	139
f) Erze	139
g) Metamorphe Eruptivgesteine, Tuffe und Tuffite	142
α) Porphyroide	143
β) Albitamphibolit und -schiefer	144
γ) Epidotamphibolit und -schiefer	145
δ) Biotitamphibolit	146
ε) Albit-Chlorit-Biotitschiefer	146
ζ) Grünschiefer s. l. (Diabasschiefer)	146
η) Grünschiefer s. str. (Prasinit)	148
ϑ) Epidot-Chloritgrünschiefer (Epidot-Chloritschiefer)	148
ι) Chloritgrünschiefer (Albit-Chloritschiefer)	149
κ) Chloritschiefer	150
λ) Biotit-Chloritschiefer	151
μ) Kalkgrünschiefer, Kalkchloritschiefer und Kalkchloritphyllit	151
ν) Quarzchloritschiefer (Chloritphyllit)	152
B. Mesozoikum der Radstädter Tauern	154
a) Radstädter Dolomit (hauptsächlich ladinisch, zum Teil wohl auch karnisch-norisch)	155
b) Pyritschiefergruppe (hauptsächlich rhätisch)	157

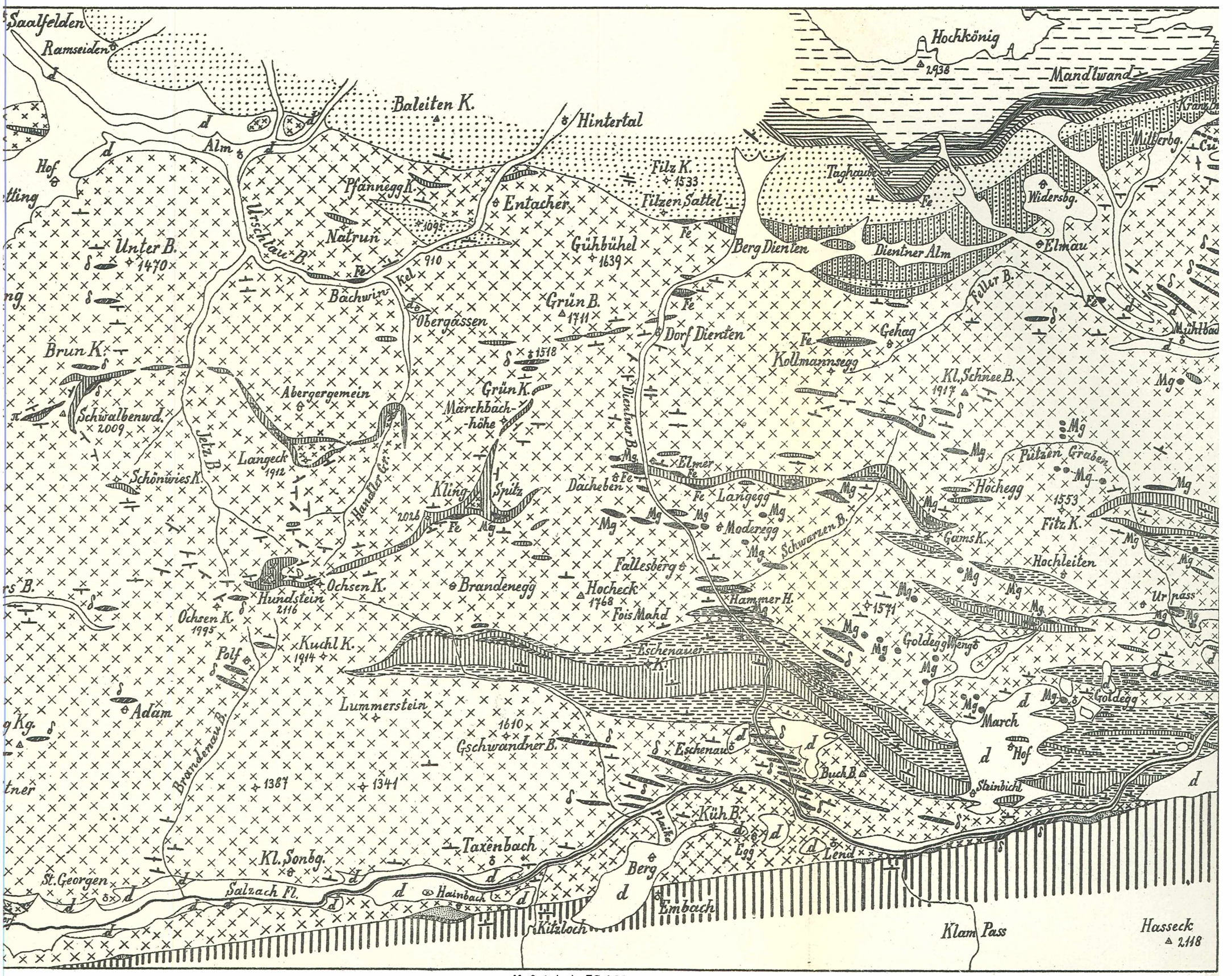
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Seite
c) Radstädter Kalk (hauptsächlich jurassisch) 158
d) Rauchwacken und Reibungsbreccien (Mylonite) 160
C. Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen 161
a) Werfener Schiefer mit Gips (skythisch) 163
α) Werfener Schichten der Mandlingkette 166
β) Werfener Schiefergebiet zwischen Saalfelden und der Taghaube mit der Entwicklung der »Schattseitner Schiefer« 166
γ) »Grüne« Schiefer zwischen Berg-Dienten und dem unteren Fritztale 167
δ) Relative krystalline (metamorphe) Werfener Schichten 168
ε) Quarzitische Werfener Schichten (»Werfener Quarzite«) 168
ζ) Bunte »normale« Werfener Schiefer 169
b) Muschelkalk (anisisch) 170
α) Reichenhaller Kalk und Saalfeldener Rauchwacke 170
β) Gutensteiner Kalk und Dolomit 171
γ) Reiflinger Kalk 173
c) Ramsaudolomit und (?) Wettersteinkalk (ladinisch) 174
d) Raibler Schichten (unterkarnisch) 176
e) Oberer Dolomit (Raibler- und Hauptdolomit, oberkarnisch, respektive unternorisch) 179
f) Dachsteinkalk und Hochgebirgskorallenkalk (besonders norisch) 180
g) Hallstätter Kalk 184
h) Lias 187
i) Mylonitische Rauchwacke 188
D. Känozoikum 189
a) Tertiär 189
α) Das Tertiär der Stoderalpe (Oberoligozän oder Untermiozän) 192
β) Das Tertiär bei Radstadt (Miozän, zum Teil mit Eozängeröllen) 194
γ) Das Tertiär von Wagrein (Miozän) 196
b) Diluvium und Alluvium 198
Literaturverzeichnis 204
Nachtrag zum Literaturverzeichnis 209
Inhaltsübersicht 211

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gische Karte der Pinzgauer Phyllit-(Grauwacken-)zone zwischen Saalfelden, Mitterberg und dem Salzach-Längstal

Aufgenommen von F. Trauth.



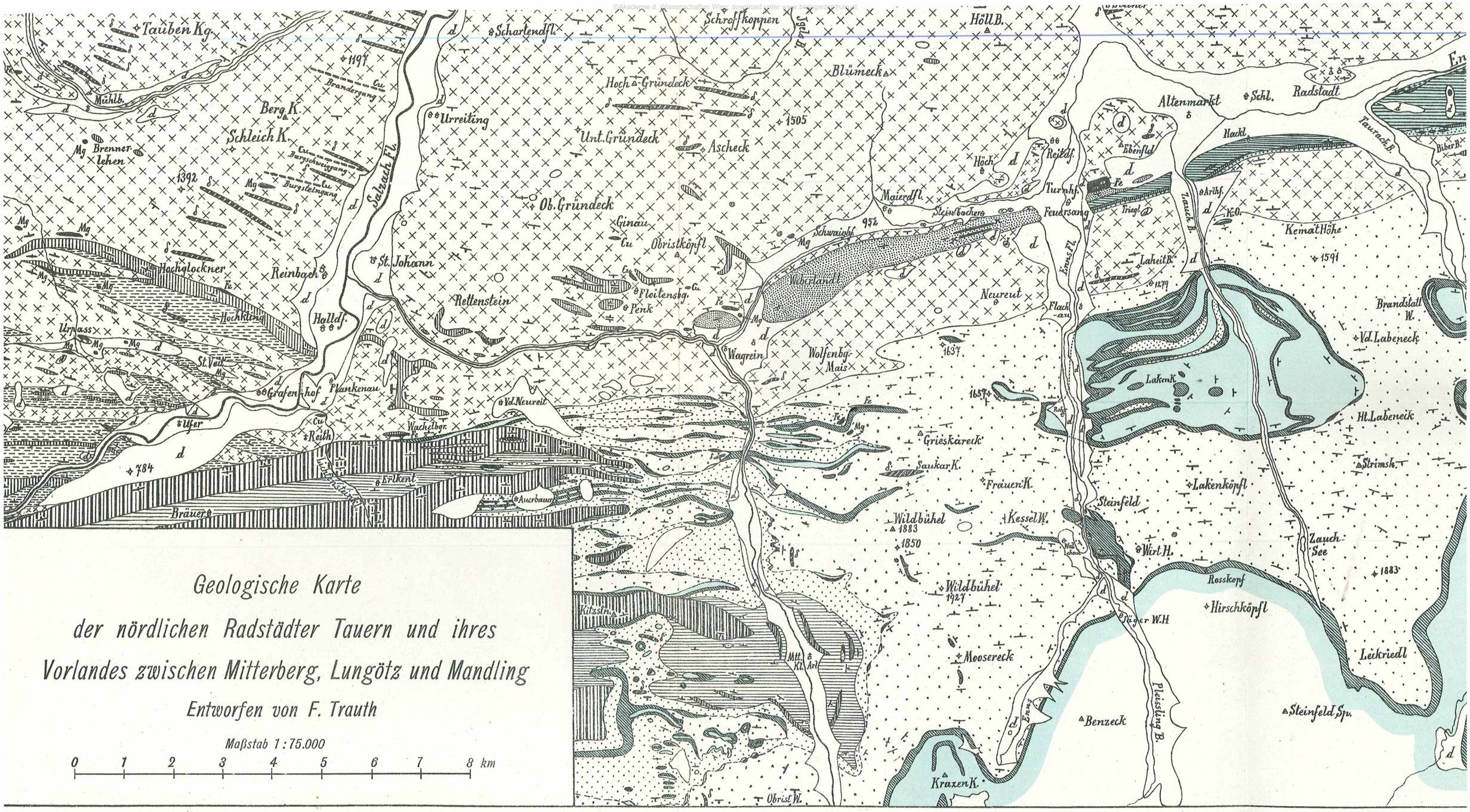
Maßstab 1 : 75.000

0 1 2 3 4 5 6 7 8 km

- Alluvium
- Diluvium
- Radstädter Mesozoikum (nur S der Salzach)
- Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit (nur bei Hainbach SW von Taxenbach)
- Klammkalk und -phyllit
- Magnesit (Mg), Eisenerz (Fe), Kupfererz (Cu)
- Porphyroid (nur W der Schwalbenwand, S von Saalfelden)
- metam. bas. Eruptiva, resp. Tuffe (Amphibolite, Grünschiefer etc.)
- Kalk und Ankerit der Pinzgauer Phyllitzone (bes. Obersilur)
- kalkhältiger Pinzgauer Phyllit (Pinzgauer Kalkphyllit)
- kalkfreie Pinzgauer Phyllit-Gesteine
- Dachstein- und Hochgebirgskorallenkalk
- Raibler Schichten
- Ramsau- und oberer Dolomit
- Muschelkalk
- „grüne" Werfener Schichten von Mitterberg
- Werfener Schichten von normaler u. „Schattseitner" Entwicklung

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



Alluvium (Tal- u. Gehängeschutt, Torfmoore)

Diluvium

Tertiär

Kohlenflöze im Tertiär

Mylonit (Rauchwacke am Flachenberg u. Rettenstein)

Lias (am Rettenstein)

Hallstätter Kalk (bei der Hofpürgl-Hütte)

Dachstein- u. Hochg Korallenkalk (zwisch Werfen u. d. Burgst St.-Martin) wohl z. T steinkalk)

Ramsau- u. oberer Dolomit

Muschelkalk u.-Dolomit

quarzitische Werfener Schichten

normale Werfener Schichten u. kieselige der Mandlingkette

„grüne" Werfener Schichten von Mitterberg etc.

Gips der Werfener Schichten

Kalk u. Ankerit der Pinzgauer Phyllitzone (bes. Obersilur)

kalkhältiger Pinzgau Phyllit (Pinzgauer Kalkphyllit)

Radstädter Quarzphyllit-Quarzit

Schladminger Gneis

Rauchwacke (Mylonit), Radstädter Kalk u. Pyritschiefer d. Radstädter Tauern

Radstädter Dolomit

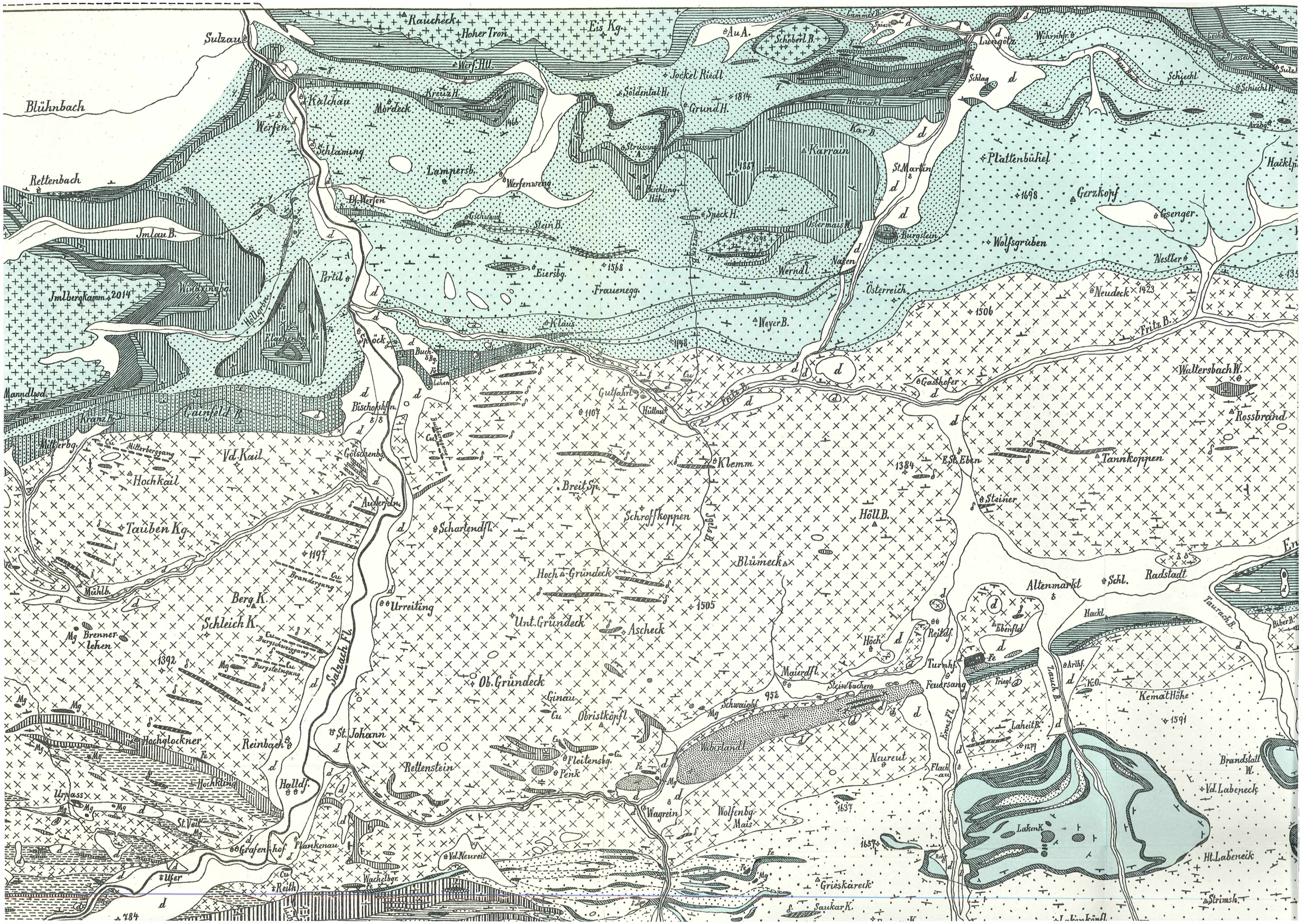
Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit

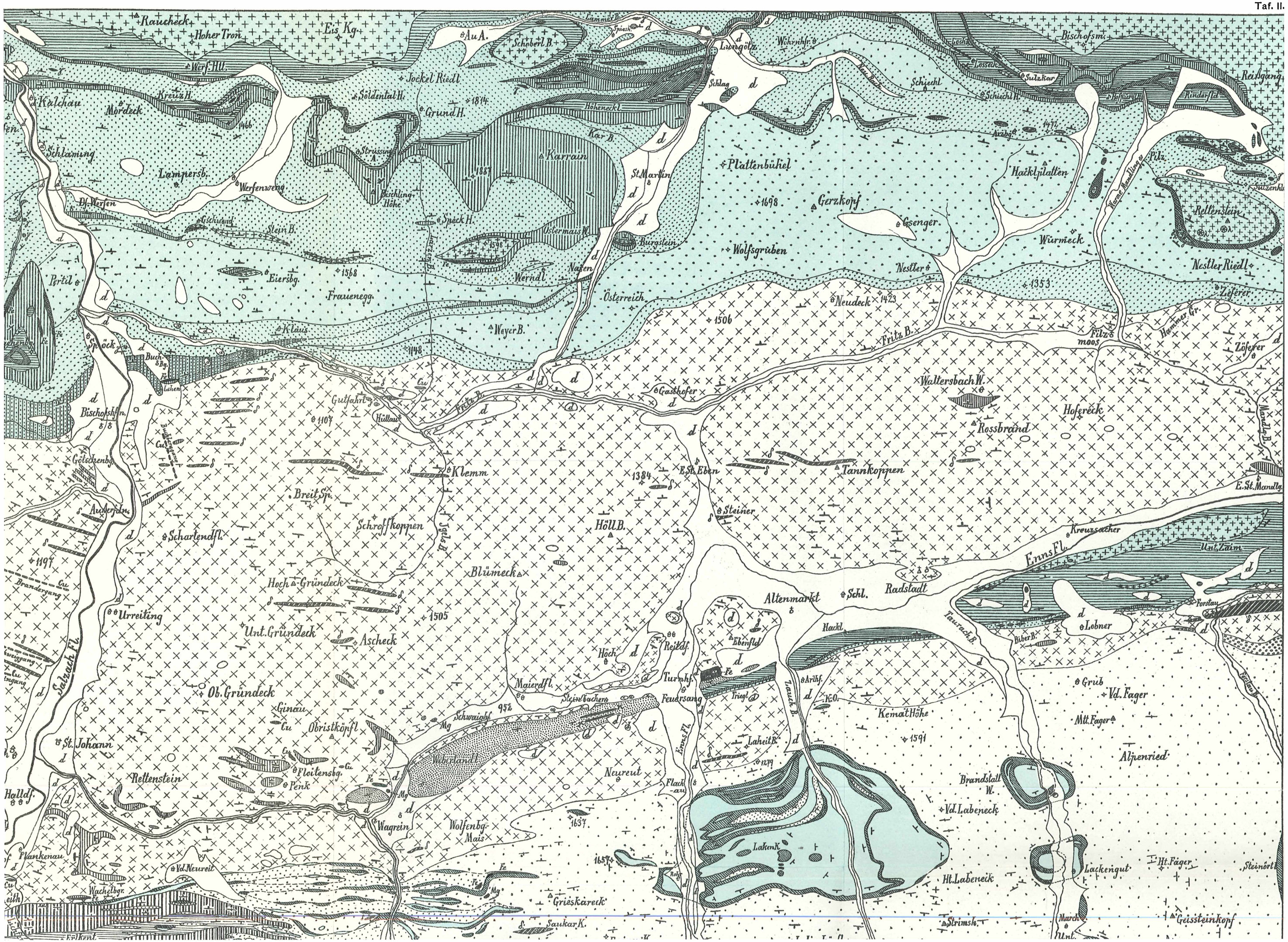
Klammkalk

Klamm-(Kalk-)phyllit

metam. bas. Eruptiva Tuffe (δ); Porphyroi bei Hüttau

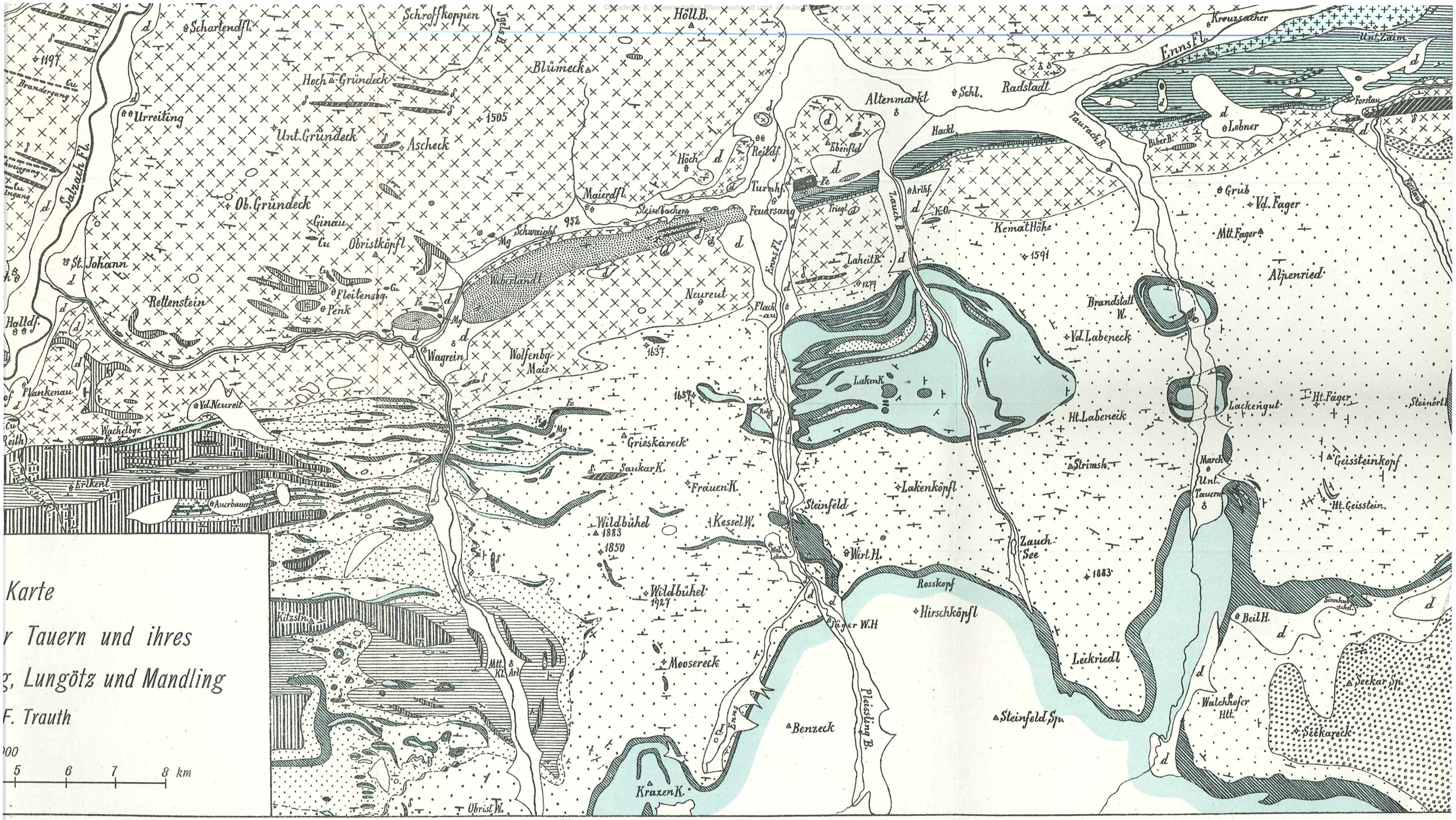
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at





©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

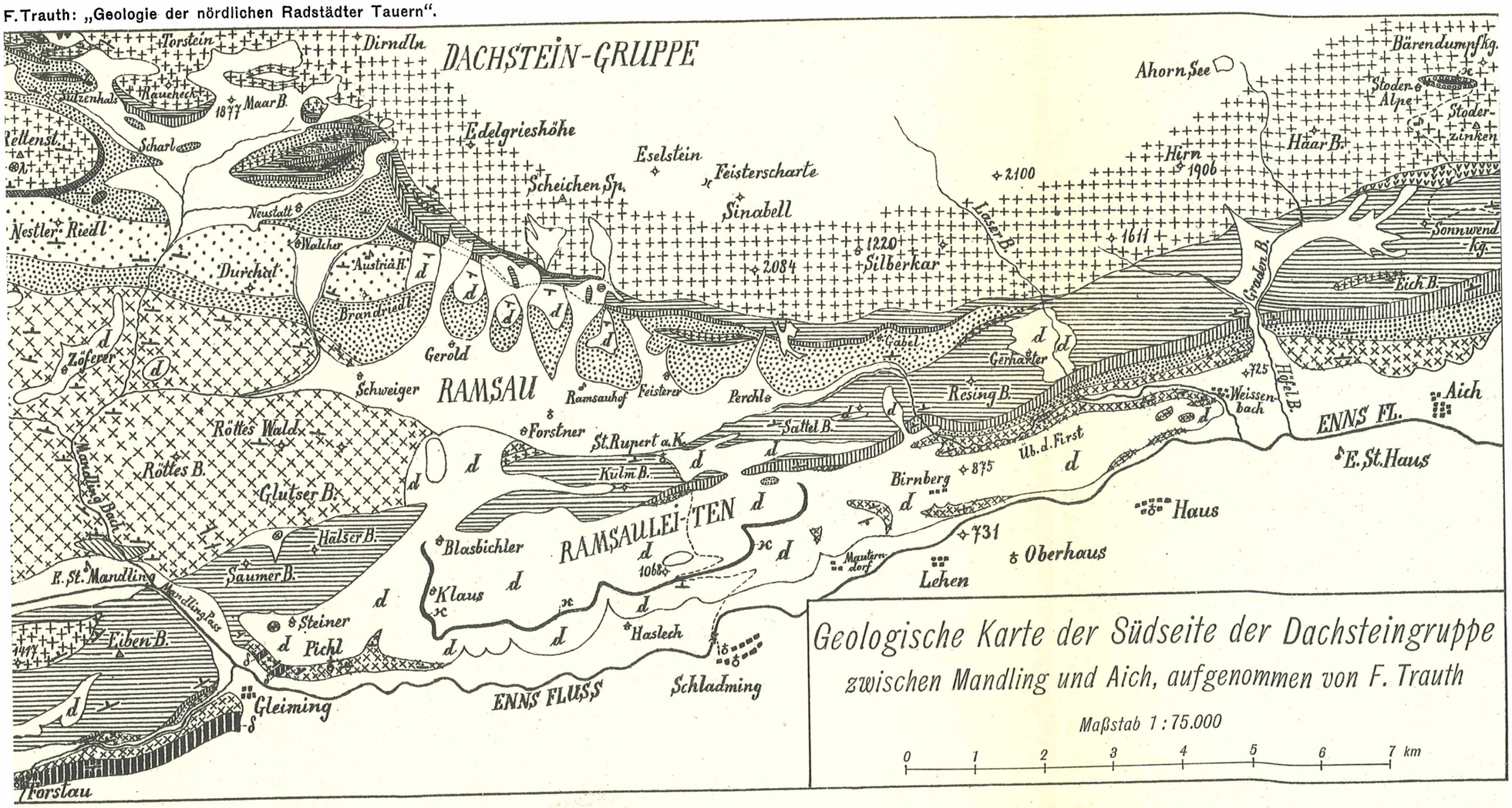


m	Tertiär	Kohlenflöze im Tertiär	Mylonit (Rauchwacke am Flachenberg u. Rettenstein)	Lias (am Rettenstein)	Hallstätter Kalk (bei der Hofpürgl-Hütte)	Dachstein- u. Hochgebirgs-Korallenkalk (zwischen Df. Werfen u. d. Burgstein S. v. St.-Martin) wohl z. T. Wettersteinkalk)	Raibler Schichten
lkalk u.-Dolomit	quarzitische Werfener Schichten	normale Werfener Schichten u. kieselige der Mandlingkette	„grüne" Werfener Schichten von Mitterberg etc.	Gips der Werfener Schichten	Kalk u. Ankerit der Pinzgauer Phyllitzone (bes. Obersilur)	kalkhältiger Pinzgauer Phyllit (Pinzgauer Kalkphyllit)	kalkfreie Pinzgauer Phyllit-Gesteine
ninger Gneis	Rauchwacke (Mylonit), Radstädter Kalk u. Pyritschiefer d. Radstädter Tauern	Radstädter Dolomit	Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit	Klammkalk	Klamm-(Kalk-)phyllit	metam. bas. Eruptiva, resp. Tuffe (δ); Porphyroid (π) nur bei Hüttau	Magnesit (Mg), Eisenerz (Fe), Kupfererz (Cu)

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

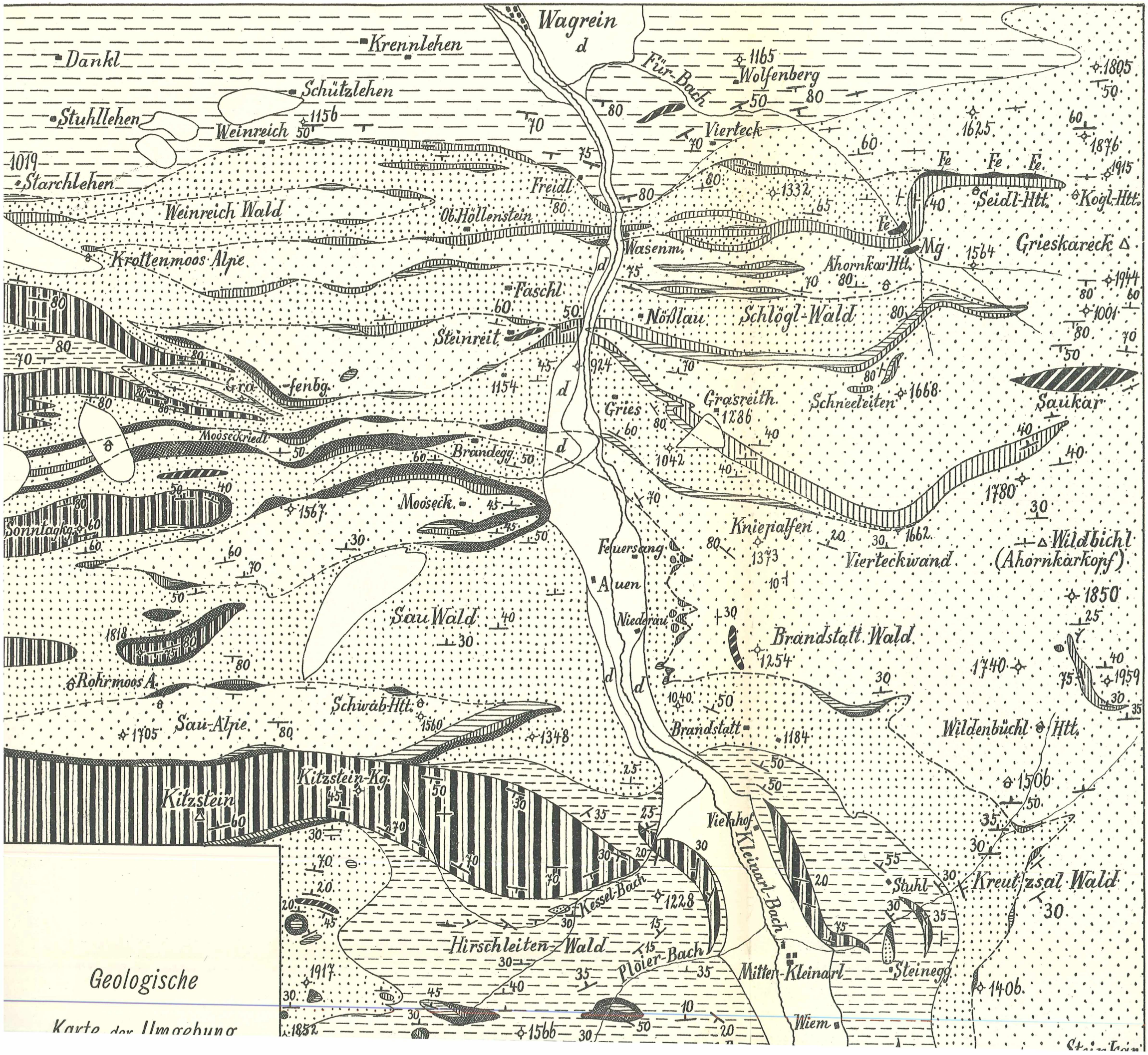
F. Trauth: „Geologie der nördlichen Radstädter Tauern".



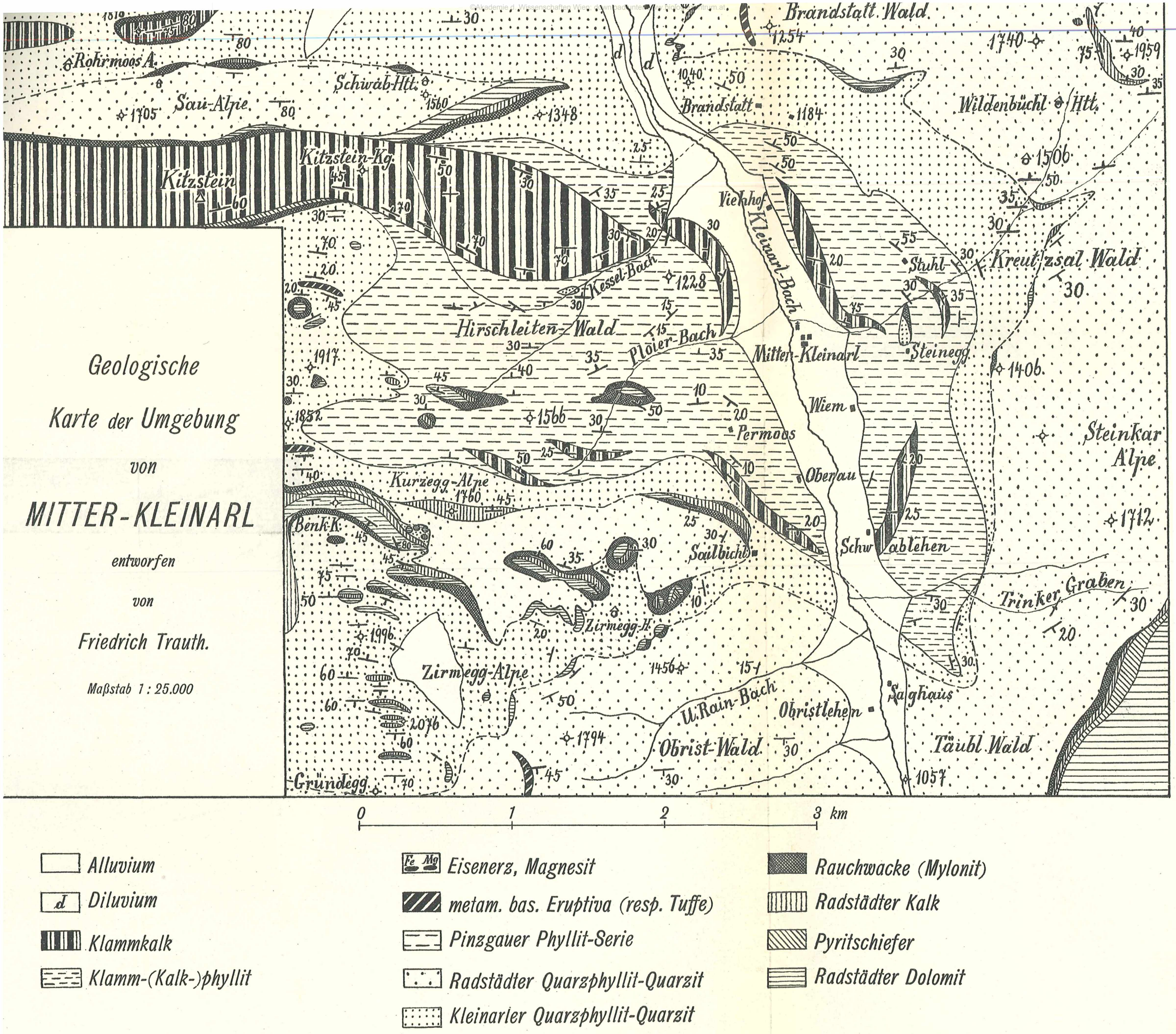
Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

F. Trauth: „Geologie der nördlichen Radstädter Tauern".



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



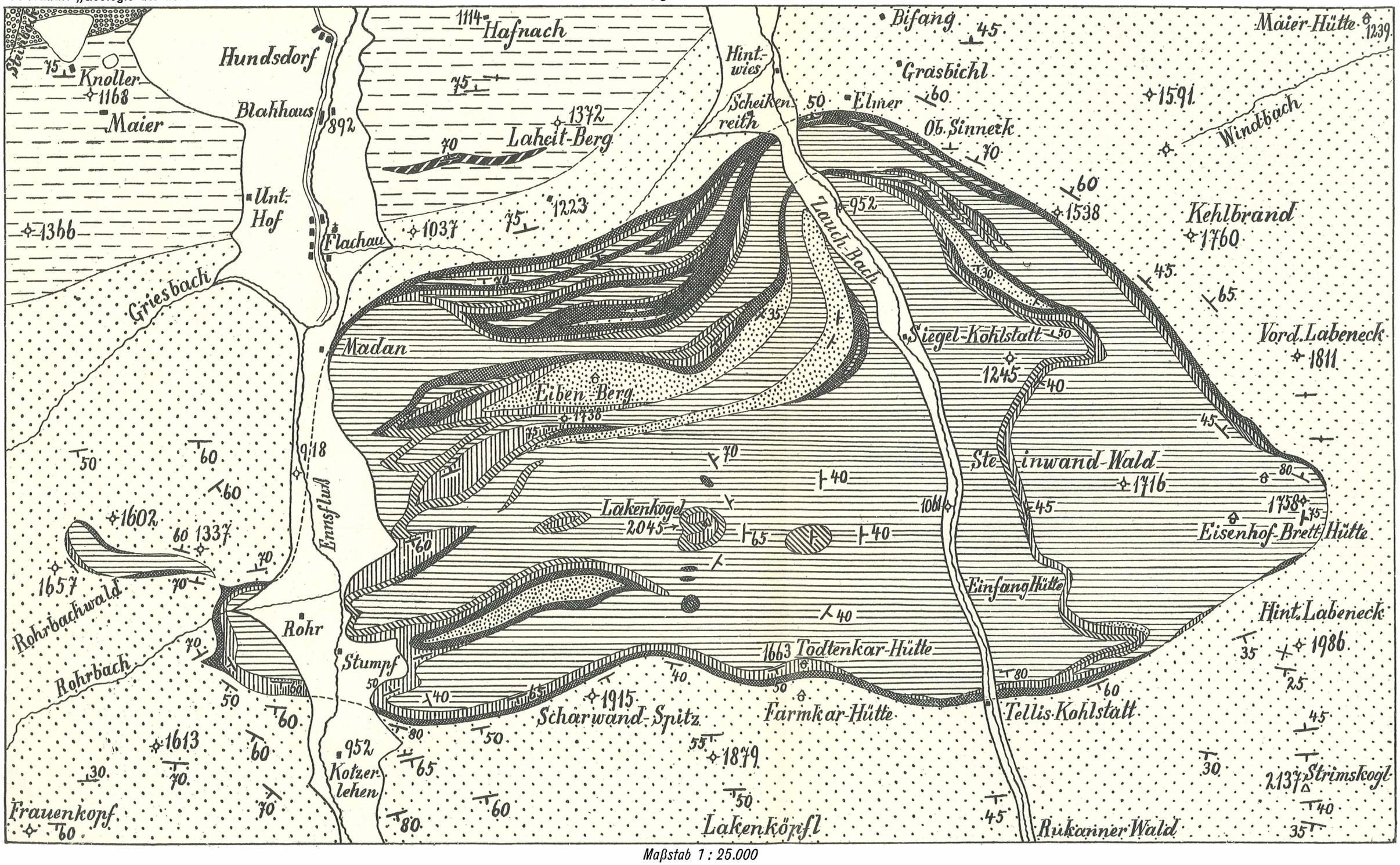
Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Geologische Karte des Lackenkogel-Fensters südlich von Altenmarkt.

F. Trauth: „Geologie der nördlichen Radstädter Tauern".

Aufgenommen von F. Trauth.



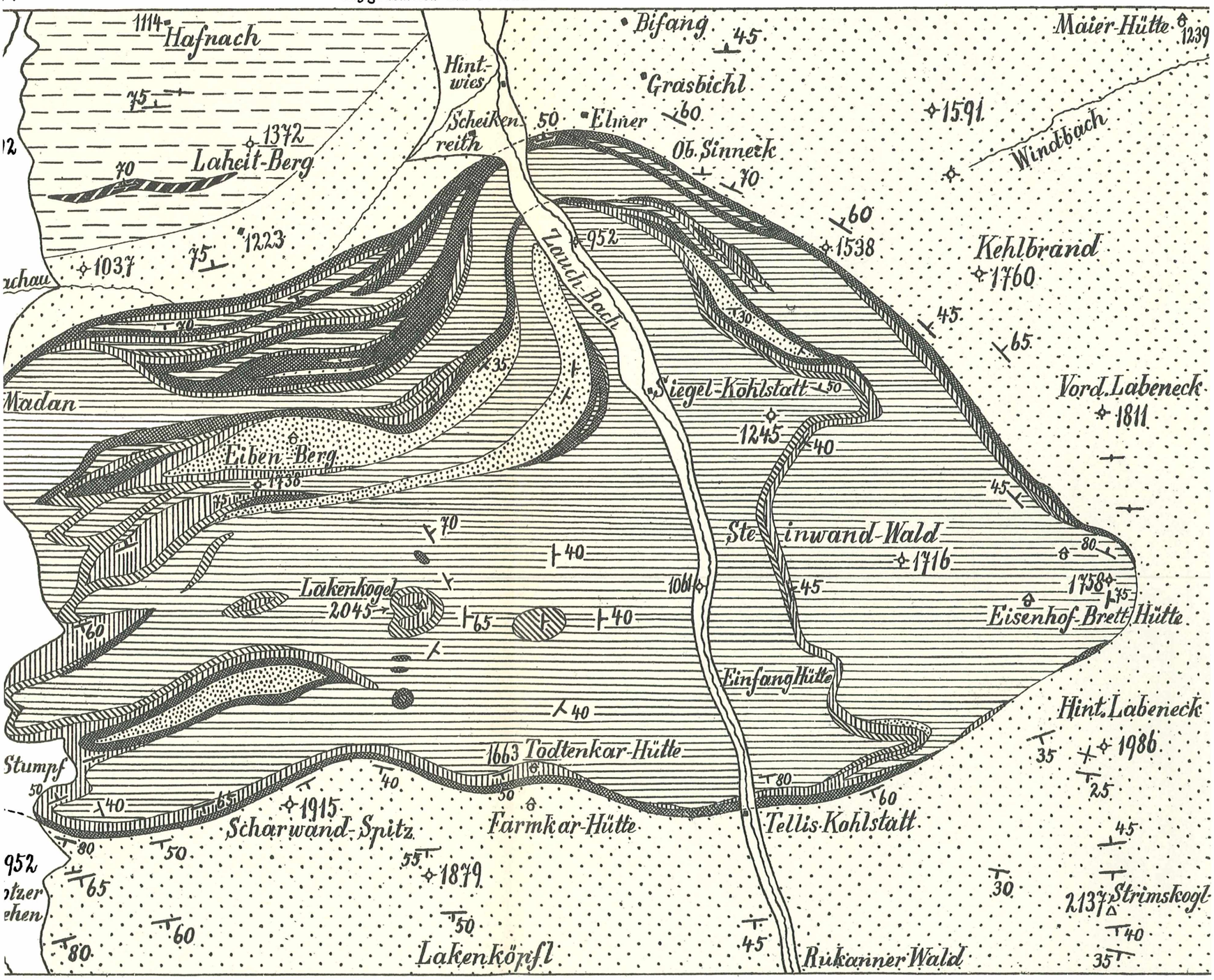
Maßstab 1 : 25.000

0 1 2 3 km

- Quartär
- Wagreiner Tertiär (Miozän)
- Rauchwacke (Mylonit)
- Radstädter Kalk
- Pyritschiefer
- Radstädter Dolomit
- Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit
- Albitamphibolit- und Grünschiefer
- Pinzgauer Phyllit-Serie
- Radstädter Quarzphyllit-Quarzit

Geologische Karte des Lackenkogel-Fensters südlich von Altenmarkt.

Aufgenommen von F. Trauth.



Maßstab 1 : 25.000

0 1 2 3 km

- Rauchwacke (Mylonit)
- Radstädter Kalk
- Pyritschiefer
- Radstädter Dolomit
- Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit
- Albitamphibolit- und Grünschiefer
- Pinzgauer Phyllit-Serie
- Radstädter Quarzphyllit-Quarzit

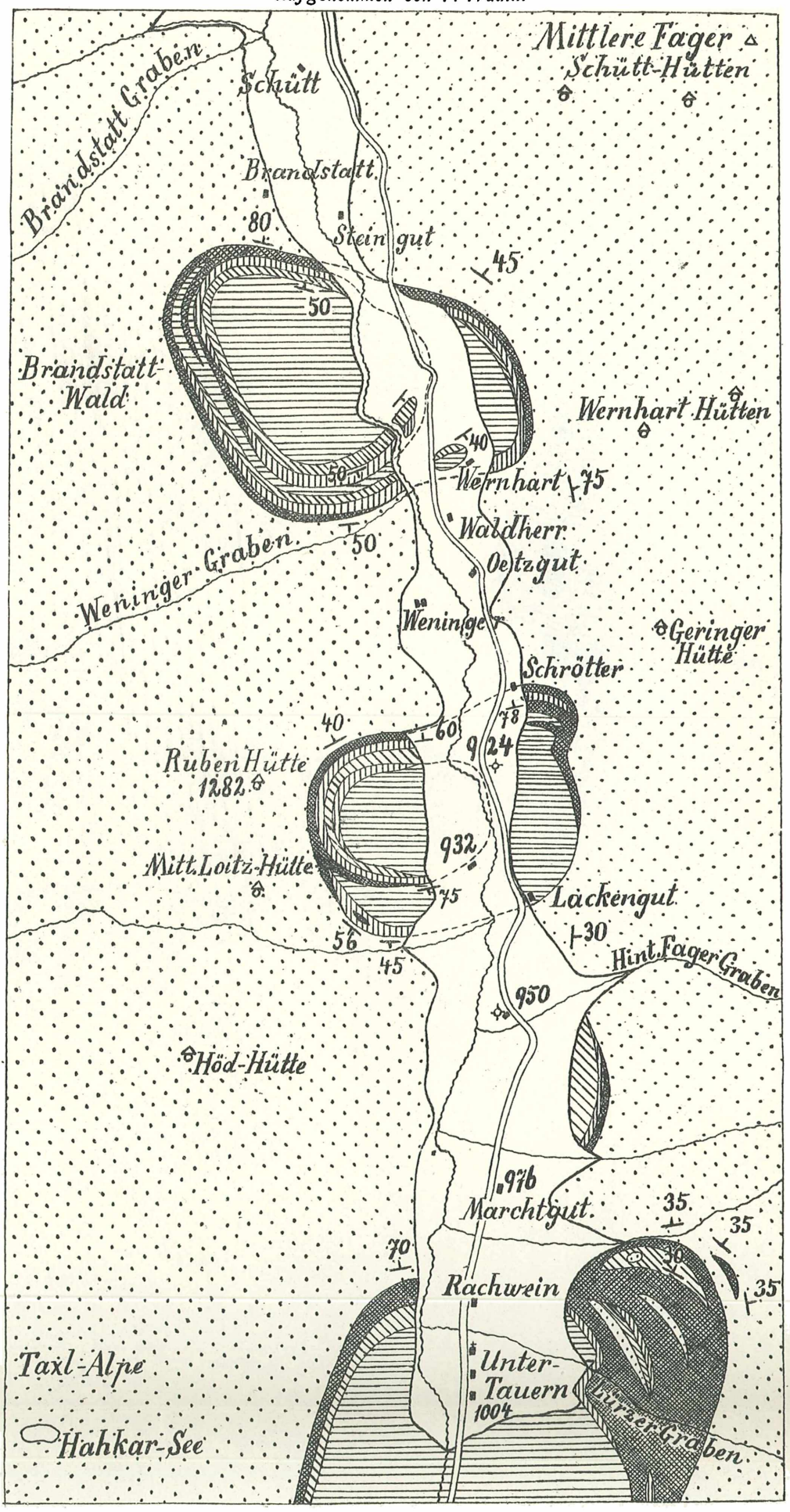
r (Miozän)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Geologische Karte des Taurachtales

zwischen Untertauern und Schütt südsüdöstlich von Radstadt, das Radstädter Mesozoikum bei Untertauern, im „Lackengut-" und „Brandstattwald-Fenster" zeigend.

Aufgenommen von F. Trauth.



Maßstab 1 : 25.000

0 1 2 km