

MITTEILUNGEN
des Reichsamts für Bodenforschung
Zweigstelle Wien

2

**Probleme der nordalpinen
Grauwackenzone I**

I n h a l t:

	Seite
Cornelius, Hans Peter: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone	1
Ganss, Ortwin: Das Paläozoikum am Südrande des Dachsteins	9
Cornelius, Hans Peter: Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (zwischen Ternitz und Turnau)	19

WIEN 1941

Reichsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien
Wien III, Rasumofskygasse 23

Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien

Als „Grauwackenzone“ bezeichnet man von altersher den Streifen mehr oder minder deutlich metamorpher, vorwiegend paläozoischer Gesteine, der sich südwärts an die Nördlichen Kalkalpen anschließt. Die Grenze gegen diese ist stets scharf: Sie wird bezeichnet durch die transgressive Auflagerung der Trias, beziehungsweise der wahrscheinlich noch permischen Prebichschichten. Weniger ausgeprägt ist vielfach die S-Grenze, aus unten zu nennenden Gründen. Wir setzen sie stets dahin, wo zusammenhängendes Altkristallin beginnt; oder, wenn solches fehlt: Dahin, wo das Paläozoikum tektonisch tieferen Serien aufgeschoben ist (das Gebiet der Semmeringtrias darf also heute nicht mehr zur Grauwackenzone gerechnet werden, wie das früher geschehen ist). Im Streichen reicht die Grauwackenzone geschlossen — von einer Unterbrechung im Ennstal abgesehen — vom Alpenostrand bis in die Gegend von Schwaz (Tirol); weiter westlich finden sich noch einzelne Rudimente.

Der Name „Grauwackenzone“ ist insofern nicht sehr glücklich, als der (soweit bisher zu übersehen) weitaus größere Anteil ihrer Gesteine keine „Grauwacken“ im Sinne der Sedimentpetrographie sind. Indessen ist er derart eingebürgert, daß es mißlich wäre, ihn durch eine andere Bezeichnung zu ersetzen.

Kaum ein Teil der fossilführenden Ablagerungen der Alpen — abgesehen von zentralalpinen Sedimenten und vielleicht vom Flysch — bietet noch so viele offene Fragen wie unsere Grauwackenzone. Die Fossilarmut fast aller Schichtglieder, die sich praktisch meist als Fossilfreiheit auswirkt, die vielfach große Eintönigkeit mächtiger Schichtstöße, dazu in zahlreichen Abschnitten die Seltenheit guter zusammenhängender Aufschlüsse, dafür üppige Vegetation und tiefgründige Waldböden — alle diese Eigenheiten zusammen gestalten die Entzifferung der Grauwackenzone zu einer der schwierigsten Aufgaben für den alpinen Geologen.

Folgende Glieder der paläozoischen Schichtreihe sind bisher durch bestimmbare Fossilien nachgewiesen:

Oberkarbon in der Fazies graphitführender Schiefer und Sandsteine, mit Landpflanzen; vier Fundpunkte: Wagnergraben bei Klamm (TOULA); Möselbachgraben¹⁾ bei Prein (MOHR 1933, GLAESSNER 1935) — beide nordöstlich des Semmerings; Wurmälpe bei Kaisersberg bei St. Michael (STUR) und Leimsgraben bei Kammern (WEINSCHENK) — beide auf der S-Seite des Liesingtals. Wahrscheinlich überall Westfal (vgl. v. GAERTNER 1934, S. 244), nach JONGMANS 1938 Westfal A oder B. — Kalkige, marine

¹⁾ Unrichtig Eselbachgraben!

Einschaltungen haben am Häuselberg bei Leoben eine bestimmbare Koralle geliefert, die auf einen tieferen Horizont des Oberkarbons hinweist (Samarra C; der russischen Gliederung; FELSER 1936). Gleichartige Reste werden auch von einer Reihe weiterer Fundpunkte im Liesing-Paltental angegeben (METZ 1938, S. 172).

Unterkarbon: Dolomit mit Schiefereinschaltungen von Veitsch = Visé (METZ 1937); ebenso Sunk bei Trieben im Paltental (HERITSCH 1933; v. GAERTNER 1934, S. 244). Nach einem nicht ganz sicher bestimmbaren Funde scheint auch ein dunkler Kalk von der Pramashube untern Kaintaleck (nördlich Leoben) hierherzugehören (FELSER bei HAUSER 1938 a, S. 225).

Devon in Riffkalkfazies ist durch bestimmbare Fossilien, vor allem vom Erzberg und anderen Punkten der Umgebung von Eisenerz belegt (vgl. HABERFELNER 1935, S. 10f.). Ferner vom Sunk; wie es sich zu dem dort in ähnlicher Fazies vertretenen Unterkarbon (vgl. oben) verhält, ist unklar (siehe HERITSCH 1933). Auch in hellen Dolomiten und Kalken der Kitzbühler Alpen, sowie dem Kalk von Veitlehen (westlich Hollersbach) am Tauern-N-Rand scheint Devon vorzuliegen. Soweit bekannt, handelt es sich um Mittel- und Unterdevon.

Obersilur in Gestalt schwarzer Orthocerenkalke ist bekannt vom Kitzbühler Horn; es handelt sich um die böhmischen Zonen e_{a_2} bis e_{a_3} (G. AIGNER, S. 26f.); ähnlich um Eisenerz. Schwarze graphitische Schiefer mit pyritisierten Fossilien von Dienten gehören in e_{β} (HERITSCH 1929). Als Kieselschiefer mit Graptolithen hat das Obersilur mehrfach größere Faunen geliefert: Gegend von Eisenerz (vgl. HABERFELNER 1935, S. 8); Entachenalm bei Saalfelden im Pinzgau (HAIDEN 1936; FRIEDRICH & PELTZMANN 1937); Lachtalgraben bei Fieberbrunn in den Kitzbühler Alpen (AIGNER 1931). Ferner liegen Einzelfunde obersilurischer Graptolithen vor vom Kaskögerl bei Veitsch (PELTZMANN 1937); vom Hochgründeck bei Radstatt (PELTZMANN 1934); St. Bartholomäberg im Montafon (Vorarlberg; PELTZMANN 1932). Vertreten sind die Zonen 18—22, 27, 30—35 (der englischen Gliederung).

Untersilur in Kieselschieferfazies mit Graptolithen ist ebenfalls von Eisenerz (Sauerbrunn- und Weiritzgraben) bekannt, und zwar die Zonen 4, 8—10, 12 (vgl. HABERFELNER 1935, S. 6); außerdem Einzelfunde von Gaishorn im Paltental und Liezen im Ennstal. Außerdem existiert eine quarzitische Fazies des oberen Untersilurs (Caradoc), die in der Nähe des Prebichlpasses bei Eisenerz ebenfalls Fossilien geliefert hat (HERITSCH 1927).

Kambrium ist bisher noch nicht sicher nachgewiesen; immerhin scheint ein allerdings nicht spezifisch bestimmbares Trilobitenpygidium in quarzitischem Sandstein vom Roßbrand im oberen Ennstal (PELTZMANN 1934) auf seine Anwesenheit hinzuweisen. (Die angeblichen Archaeocyathinen aus Marmoren auch des südlich anschließenden allkristallinen Gebirges sind viel zu problematisch, um sie auch nur als begründetes Verdachtsmoment zu werten!).

Die Basis, auf welche sich die stratigraphische Gliederung der Grauwackenzone stützt, ist also ziemlich schmal. Immerhin erlauben charakte-

ristische Gesteinsausbildungen einige Aussagen zu verallgemeinern; wobei zum Teil noch Erfahrungen aus anderen Alpentteilen zu Hilfe kommen. So können wir Kieselschiefer und Lydite im allgemeinen mit gutem Gewissen als Silur (s. l.) betrachten, mächtige Riffkalke als Devon; auch die graphitführende Serie des Oberkarbons ist lithologisch sehr gut charakterisiert. Ganz im Dunklen tappen wir dagegen immer noch bei den meisten mächtigen Stößen klastischer Sedimente. Von den Wildschönauer Schiefen der Kitzbühler Berge und der Silbersbergserie des Ostens läßt sich nur vermuten, daß sie ins tiefste Paläozoikum gehören.

Bei den Schiefen der Eisenerzer Gegend und den „Radschiefern“²⁾ der Mürztaler Alpen läßt sich darüber streiten, ob sie ins Silur gehören oder ins Karbon; ähnlich steht es bei den mächtigen Massen des Blasseneckporphyroids, die bereits die Wanderschaft durch alle paläozoischen Formationen hinter sich haben; augenblicklich lautet die Frage hier: Karbon oder älter als Caradoc? Und in der tiefsten tektonischen Einheit des Ostens ist außer dem höchsten Glied, dem Karbon, noch kein weiteres genauer zu fixieren: Thörl Kalk, Pseudo-Semmeringquarzit, beziehungsweise Plattelquarzit, Rannachserie und was sonst sich da noch ausscheiden läßt, sind stratigraphisch ebenso viele Rätsel.

Es hat sich aber auch ein überraschend großer Anteil früher für paläozoisch gehaltener Gesteine in den letzten Jahren als tektonisch eingeschaltetes, diaphthoritisches Altkristallin erwiesen; ja, in fast jedem neu untersuchten Abschnitte — mindestens vom Ennstale ostwärts — kommen noch neue, bisher unerkannte Altkristallinvorkommen zutage (vgl. die unten folgende Arbeit des Verfassers). Auch die S-Grenze der Grauwackenzone gegen das Altkristallin hat sich manchenorts — Ennstal! — gegenüber früheren Vorstellungen zuungunsten der erstgenannten verschoben, da hier große Komplexe schwer kenntlicher diaphthoritischer Schiefer auftreten.

Andererseits ist auch die Frage noch ungeklärt, inwieweit Gesteine des Paläozoikums durch Metamorphose den Habitus von Altkristallin annehmen. Mancherseits in Kurs gesetzte Hypothesen in dieser Hinsicht dürften übers Ziel hinausschießen; aber daß örtlich gesteigerte Metamorphose dahin führen kann, scheinen die Ergebnisse von Metz im Bereiche des Liesingtales zu zeigen. — Aber auch sonst herrscht über die Petrographie und Genese der Gesteine noch keineswegs Klarheit. Zwar, was Sediment-, was Massengesteins-Abkömmling ist, das ist heute wohl in großen Zügen bekannt; aber noch bei einem so verbreiteten und wichtigen Glied wie dem Blasseneckporphyroid wird darüber diskutiert ob es intrusiver oder effusiver Natur ist. Und die petrographische Untersuchung der Sedimente ist noch kaum in Angriff genommen.

Ohne eine gesicherte Stratigraphie ist es bekanntlich schwer, bezüglich der Tektonik über das Rätselraten hinaus zu kommen; und so steckt auch diese vielerorts noch in den Anfängen. Wir wissen heute wohl soviel, daß es in der Grauwackenzone große Überschiebungen, ja daß es vom Ennstal gegen O einen ganz ausgesprochenen Deckenbau gibt. Wir wissen auch soviel, daß diese Deckentektonik überall dort, wo sich bisher

²⁾ Neuer Name; vgl. die spätere Arbeit des Verfassers.

ihr Alter feststellen läßt, nicht alpidisch, sondern *variskisch*³⁾ ist. Wie groß daneben der Anteil alpidischer Tektonik ist, das ist in den meisten Fällen kaum untersucht; nicht viel mehr die Frage nach dem Ausmaß der Bewegungen usw. — deren Beantwortung freilich zum Teil dadurch sehr erschwert ist, daß in der Grauwackenzone ja nur ein Gebirgsfragment — größtenteils sogar nur ein recht schmales! — unserer Beobachtung zugänglich ist. Aber auch bezüglich der Bewegungsrichtung (Vergenz) scheinen große Unstimmigkeiten zu bestehen: N-Vergenz im Kitzbühler, SW- bis S-Vergenz im steirischen Abschnitt (v. GAERTNER 1934, S. 253). Und die Beziehungen zu den anderen paläozoischen Gebieten der Alpen, die bis zu einem gewissen Grade über die zuvor genannte Schwierigkeit hinweghelfen könnten, sind zwar mehrfach erörtert, aber noch nie im einzelnen untersucht⁴⁾ worden. Von der Fülle tektonischer Einzelheiten, die noch der Entzifferung harren, sei dabei ganz abgesehen.

Alle diese Fragen interessieren nun nicht nur die Wissenschaft. Die Grauwackenzone ist ja die Heimat mit der bedeutendsten Lagerstätten nutzbarer Mineralien, die es in den Alpen gibt — es sei erinnert an die Sideritvorkommen von Eisenerz, die Kupfererze von Mitterberg, Kitzbühel usw., die Magnesite von Veitsch, Trieben u. a. Alle diese Lagerstätten sind nicht unerschöpflich — und manche allberühmte ist heute praktisch erschöpft. Einen Ersatz dafür an der Oberfläche des Gebirges zu finden, die seit Jahrtausenden beschürft wird, ist so gut wie aussichtslos; nur unaufgeschlossene Gebirgsteile kommen hierfür in Frage. Um da aber mit irgendwelcher Aussicht auf Erfolg vorgehen zu können, wird es nötig sein, das aufgeschlossene Gebirge in jeder Hinsicht zu kennen, so genau als dies nur möglich ist; denn nur so werden unsere Schlüsse auf die Tiefen, die wir nicht sehen, die nötige Sicherheit gewinnen können.

Die Wege, auf welchen den genannten Fragen beizukommen sein wird, sind zunächst die altbekannten des Aufnahmegeologen: Genaue geologische Kartenaufnahme großen Maßstabes,⁵⁾ möglichst schrittweise Vergleichung von einem Profil zum anderen und Suche nach Versteinerungen: So wenig aussichtsreich diese auch meist scheinen mag — die rund ein Jahrzehnt zurückliegenden ungeahnten Erfolge der Grazer Schule auf diesem Gebiete beweisen, daß wir da die Hoffnung noch lange nicht aufgeben dürfen! Und die schönen Funde von Forstrat HAIDEN auf der Entachenalm im Pinzgau zeigen, wie auch ein Außenstehender hier der Wissenschaft unschätzbare Dienste leisten kann!

Ein fossil reiches Gebiet freilich wird die Grauwackenzone niemals werden; und so werden wir des öfteren auf andere Wege angewiesen bleiben. Zunächst auf das alte Verfahren der Gesteinsvergleiche, wie

³⁾ Gerade bezüglich des Alters der größten, der sogenannten norischen Überschiebung, die vom Ennstal bis zum Alpenostrand ein oberes Stockwerk der Grauwackenzone von einem vollständig abweichend zusammengesetzten tieferen scheidet, besteht allerdings noch keine Einigkeit.

⁴⁾ Eine Aufgabe, die freilich auch erst dann mit Aussicht auf Erfolg wird angegangen werden können, wenn die Grauwackenzone besser als heute bekannt sein wird.

⁵⁾ Dem Übelstand, daß es von dem größten Teil der Grauwackenzone nur sehr mangelhaftes topographisches Kartenmaterial gibt, dürfte nach Kriegsende voraussichtlich bald abgeholfen werden.

es in der nachfolgenden Arbeit von O. GANSS zu einem unerwarteten Erfolg geführt hat. Und in vielen Fällen wird es möglich sein durch moderne sedimentpetrographische Methoden dies Verfahren zu vertiefen.

Allerdings gibt es auch da Schwierigkeiten — und zum Teil unüberwindliche. Eine Korngrößenanalyse zum Beispiel, wie sie in der Sedimentpetrographie üblich ist, macht die Metamorphose illusorisch, die keinem Gestein der Grauwackenzone fehlt: Die feineren Korngrößenklassen sind stets durch die Umkristallisation aufgezehrt — meist restlos; und auch die größeren Körner haben sehr oft Veränderungen bezüglich Gestalt und Größe erfahren, einerseits durch mechanische Zertrümmerung und Auswalzung zu Linsen, andererseits durch Anlagerung neuen Stoffes. Eine andere, heute noch bestehende Schwierigkeit wird im Laufe der Zeit überwunden werden: Bevor man mit dem weit entfernten deutschen Paläozoikum (mit Einschluß des böhmischen!) vergleicht, sollte man das räumlich so viel näherliegende alpine heranziehen, dort wo es weniger von Metamorphose gelitten hat und sich in eindeutigen Lagerungsverhältnissen befindet. Das ist beim karnischen und Grazer Paläozoikum zum Teil der Fall. Aber hier fehlen sedimentpetrographische Untersuchungen bis heute noch nahezu ganz.

Daß man versuchen wird, auch die tektonische Erforschung durch neuere Verfahren — Messung der Faltenachsen usw. — zeitgemäßer zu gestalten, liegt auf der Hand.

Mit der vorliegenden Nummer 2 unserer Mitteilungen wird nun zunächst eine kurze Arbeit von O. GANSS vorgelegt, die sich mit Erfolg bemüht, über einen kleinen bisher nur wenig bekannten Teilabschnitt der Grauwackenzone Licht zu verbreiten. Die zweite Arbeit, von H. P. CORNELIUS behandelt (zum Teil neu als solche erkannte) Vorkommen alkristalliner Gesteine und erörtert deren Verhältnis zu den paläozoischen Schichten. Eine weitere umfangreichere Arbeit desselben Verfassers, die dessen Studien im O-Abschnitt der Grauwackenzone abschließt, soll in einem der nächsten Hefte folgen.

Wichtigstes Schrifttum

Die wichtigsten Veröffentlichungen über die Grauwackenzone bis 1934 sind bei H. v. GAERTNER 1934 aufgeführt. Ich gebe hier eine Zusammenstellung der wichtigsten seither erschienenen Arbeiten (mit Ausschluß der rein mineralogischen, lagerstättenkundlichen und petrographischen, soweit sie Altkristallin betreffen; letztere siehe bei der Schlußarbeit dieses Heftes!); ohne Anspruch auf Vollständigkeit. Einige im Text angeführte ältere Arbeiten sind mit aufgezählt.

AIGNER, GUSTAVA: Eine Grapholithenfauna aus der Grauwacke von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. — Sber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, **140**, S. 23—55, Wien 1931.

ANGEL, F.: Unser Erzberg. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **75**, S. 227—321, Graz 1939.

BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. geol. Ges. Wien **30**, 1937, S. 37—150, Wien 1939.

CORNELIUS, H. P.: Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. — Verh. geol. Bundesanst. **1935**, S. 74—80, Wien 1935.

CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1:25.000 und Erläuterungen; herausg. v. d. Geol. Bundesanst., Wien 1936.

CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte von Österreich 1:75.000, Blatt Mürtzuschlag; herausg. v. d. Geol. Bundesanst., Wien 1936.

CORNELIUS, H. P.: Bericht über Aufnahmen in der Grauwackenzone des Ennstales (Blätter Liezen und Gröbming—St. Nikolai). — Verh. Zweigst. Wien, Reichsst. Bodenf. (früher geol. Bundesanst.) **1939**, S. 35—38, Wien 1939.

CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. d. geol. Ges. **92**, S. 271—310, Berlin 1940.

CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserkalkbreccien am Dürrenschöberl. — Ber. Reichsst. Bodenf. **1941**, S. 111—114, Wien 1941.

FRIEDRICH, O. & PELTZMANN, J.: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entenalm im Pinzgau. — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 245—253, Wien 1937.

GAERTNER, H. R. v. Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. d. geol. Ges. **86**, S. 241—265, Berlin 1934.

GLAESSNER, M.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. — Verh. geol. Bundesanst. **1935**, S. 167—171, Wien 1935.

HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. Abt. Bergb. usw., Landesmus. „Joanneum“ **2**, S. 3—32, Graz 1935.

Haiden, A.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entenalm bei Alm im Pinzgau. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 133—138, Wien 1936.

HAMMER, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell am See der Geologischen Spezialkarte (1:75.000). — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 99—108, Wien 1937.

HAMMER, W.: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbühler Alpen. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 171—181, Wien 1936.

HAUSER, L.: Die Grenze Seckauer Kristallin-Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg bei St. Michael. — Berg- u. hüttenm. Monatsh. **86**, S. 114—119, Wien 1938.

HAUSER, L.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Bereich der Kaintaleckschollen. — Jb. geol. Bundesanst. **88**, S. 217—259, Wien 1938 (a).

HAUSER, L.: Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschiefer-Serie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jb. Miner. usw., Beil. Bd. **75**, Abt. A, S. 205—241, Stuttgart 1939.

HAUSER, L.: Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe—P. 1996 bei Wald. — Mitt. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien **1**, S. 221—236, Wien 1940.

HAUSER, L. & METZ, K.: Serizitporphyroide von Edling bei Trofaiach. — Verh. geol. Bundesanst. **1935**, S. 138—141, Wien 1935.

HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. — Verh. geol. Bundesanst. **1927**, S. 66—68, Wien 1927.

HERITSCH, F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. — Abh. geol. Bundesanst. **23**, S. 1—183, Wien 1929.

HERITSCH, F.: Bemerkungen zur Notiz von A. Haiden über Silurversteinerungen von der Entenalm. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 221—224, Wien 1936.

HERITSCH, F.: Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark **70**, S. 76—82, Graz 1933.

HIESLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — Jb. geol. Bundesanst. **85**, S. 81—100, Wien 1935.

HIPSICH, A.: Magnetische Störungen der steirischen Grauwackenzone. — Berg- u. hüttenm. Monatsh. **87**, S. 193—202, Wien 1939.

JONGMANS, W. J.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. — Berg- u. hüttenm. Monatsh. **86**, S. 97—104, Wien 1938.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin (Borntraeger) 1935.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien (Springer) 1938.

KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. I: Der alpine Bauplan. Berlin (Borntraeger) 1936.

METZ, K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. — Berg- u. hüttenm. Jb. **85**, S. 1—5, Wien 1937.

METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischer Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Zbl. Miner. usw., Abt. B, **1937**, S. 315—328, Stuttgart 1937 (a).

METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. geol. Bundesanst. **88**, S. 165—194, Wien 1938.

METZ, K.: Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- u. hüttenm. Monatsh. **86**, S. 105—113, Wien 1938 (a).

METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien **1**, S. 161—220, Wien 1940.

MOHR, H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Karbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. — Zbl. Min. **1933**, Abt. B, S. 98—107, Stuttgart 1933.

OHNESORGE, TH.: Geol. Karte von Österreich 1:75.000, Blatt Kitzbühel—Zell am See; ergänzt von W. HAMMER, mit Beiträgen von H. P. CORNELIUS und F. KERNER-MARILAUN. Herausg. v. d. Geol. Bundesanst., Wien 1935.

PELTZMANN, IDA: Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwacke Vorarlbergs. — Verh. geol. Bundesanst. **1932**, S. 160—161, Wien 1932.

PELTZMANN, IDA: Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. — Verh. geol. Bundesanst. **1934**, S. 88—89, Wien 1934.

PELTZMANN, IDA: Silurnachweis im Veitschgebiet. — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 126—127, Wien 1937.

SCHWINNER, R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 117—124, Wien 1936.

SCHWINNER, R.: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 235—241, Wien 1937.

SCHWINNER, R.: Die Lagerstätten kristalliner Magnesite und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. — Berg- u. hüttenm. Jb. **85**, S. 206—214, Wien 1937 (a).

SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen; in SCHAFFER, Geologie der Ostmark, S. 45—135, Wien (Deuticke); Sonderdruck ausgegeben 1939.

STINY, J.: Geologische Karte von Österreich 1:75.000, Blatt Bruck—Leoben; mit Beiträgen von F. CZERMAK. Herausg. v. d. Geol. Bundesanst., Wien 1933.

VETTERS, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten; herausg. v. d. Geol. Bundesanst., Wien 1937.

Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung)

VON ORTWIN GANSS

(Mit einer tektonischen Übersichtskarte und 2 Profilen.)

Die SW-Ecke des 1:25.000 Blattes der Dachsteingruppe schneidet einen schmalen W—O-Streifen der Grauwackenzone heraus, die im allgemeinen unter der petrographischen Bezeichnung „Pinzgauer Phyllit“ in der Literatur Eingang gefunden hat. Während der Kartierung der Dachsteinkarte für den Deutschen Alpenverein, habe ich die im Bereich des Kartenblattes gelegene Grauwackenzone näher begangen. Da neuere Kartierungsarbeiten aus diesem Abschnitt der Grauwackenzone ausstehen, so sollen die im Sommer 1938 gemachten Beobachtungen einen kleinen Beitrag zur Kenntnis der mittleren Grauwackenzone der Ostalpen vermitteln.

TRAUTH (1927, 1925) hat als letzter sich mit der nördlich der Radstädter Tauern gelegenen Grauwackenzone auseinandergesetzt. Die große Ausdehnung seines Arbeitsgebietes bringt es jedoch mit sich, daß bei genaueren Geländebeobachtungen noch einzelne Beiträge zur stratigraphischen und tektonischen Lösung der Grauwackenzone geliefert werden können.

Während der Kartierung in der Grauwackenzone war ich bestrebt, eine petrographische Gliederung des Pinzgauer Phyllites durchzuführen. Bald mußte ich jedoch diese Absicht als undurchführbar aufgeben und ich mußte mich damit begnügen, einzelne Leithorizonte zum Ausgangspunkt einer stratigraphischen Gliederung zu nehmen. Solche, im Gelände leicht feststellbare Gesteinszüge waren: Konglomerate und Arkosen, Kalke und schließlich Kieselschiefer. Diese drei Gesteinsgruppen liegen durchwegs in einem äußerst gleichförmigen grauen bis schwarzen Phyllit, der an guten Aufschlüssen immer eine intensive Tektonik verrät.

Gegen N fällt dieser Phyllitkomplex im allgemeinen mittelsteil bis steil unter die Werfener Schiefer und Quarzite der kalkalpinen Trias ein. Im S grenzt er an den Mandlingzug, der in den Pinzgauer Phyllit tief eingefaltet ist.

Durch den Roßbrandrücken habe ich bis an die kalkalpine Trias das Profil 1 gelegt. Das Profil beginnt am Roßbrand (1769 m) und verläuft über das Tal des Moosbaches gegen N. Wie auch die tektonische Übersichtskarte zeigt, liegt 500 m unterhalb des Roßbrands eine kleine Lyditlinse, die dem Phyllit eingelagert ist. 1,5 km östlich von diesem Vorkommen entfernt, liegt im Streichen ein zweites kleines Vorkommen des dunklen, graphitischen Kieselschiefers. Weiter gegen O sind die Aufschlußverhält-

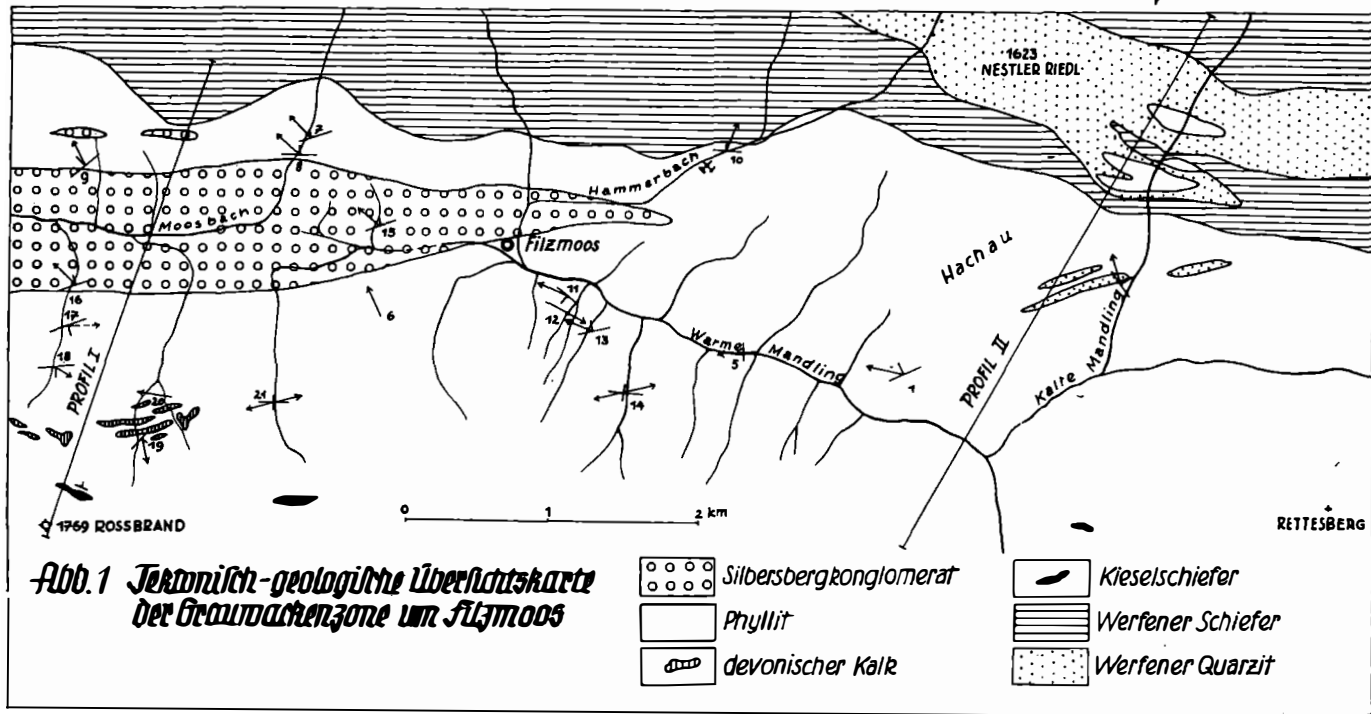





Abb. 1 Tektonisch-geologische Übersichtskarte der Grauwackenzone um Filzmoos

 Silbersbergkonglomerat
 Phyllit
 devonischer Kalk

 Kieselschiefer
 Werfener Schiefer
 Werfener Quarzit

nisse auf dem sehr bewachsenen Roßbrandrücken sehr schlecht und erst auf der gegenüberliegenden Talseite der Mandling, gegen den Rettesberg zu, steht bei der Maier-Alm ein drittes Lyditvorkommen an. — Das erstgenannte Vorkommen, unterhalb des Roßbrands, ist am schönsten aufgeschlossen. In kleinen Wandstufen steht der dünngebankte Kieselschiefer in einer Mächtigkeit von mehreren Metern an. Im Liegenden und Hangenden scheint überall ein allmählicher Übergang in den Phyllit feststellbar

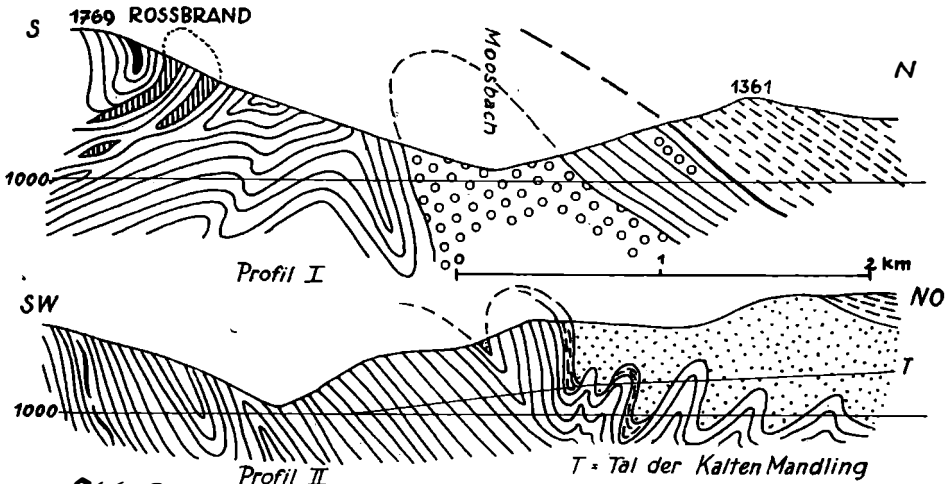
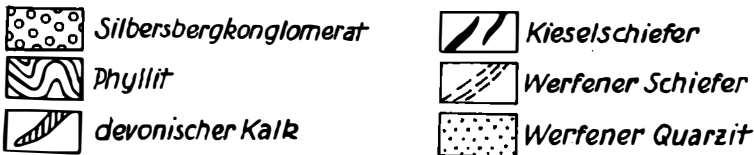


Abb. 2
Profile der Grauwackenzone
im Salzmoos



Die Lage der beiden Profile ist aus der tektonisch-geologischen Übersichtskarte ersichtlich.

zu sein. Besonders bei den beiden östlichen Vorkommen steht mit dem Lydit ein schmieriger, sehr graphitischer Phyllit in unmittelbarem Kontakt an.

Unterhalb dieses Lyditzuges finden sich am N-Hang des Roßbrands zahlreiche Kalkschollen, die sich zwar im kartographischen Bild mehr oder weniger in die W—O-Richtung einfügen, im einzelnen jedoch meist tektonisch vollkommen deformierte Gebilde darstellen. Diese Kalke sind melasomatisch in Ankerit verwandelt und häufig verkieselt. Im Bruch zeigen sie ein hellgraues-gelbes kristallinisches Aussehen. Die verwitterte Oberfläche ist braun und rissig. Fossilspuren wurden leider keine gefun-

den. Unter diesen Kalken folgen wieder die üblichen einförmigen Phyllite, die erst beiderseits des Moosgrabens durch die Einschaltung eines mächtigen Konglomeratzuges unterbrochen sind.

Die Konglomerate enthalten meist wenig gerundete Schieferkomponenten. Ihre Größe schwankt von etwa 3 cm bis zu wenigen mm. Die ursprüngliche Form dieser Gerölleinschlüsse ist durch die mannigfachen tektonischen Umprägungen ziemlich verloren gegangen. Auffallend ist, daß die eingeschlossenen Schiefergerölle gelblichgrüne Farbe besitzen. Sie weisen den gleichen Grad der Metamorphose auf, wie die sie umschließenden Phyllite. Aber ganz ausgeschlossen ist es nicht, daß die Schieferkomponenten bereits bei ihrer Einbettung metamorph waren.

Die ungefähre stratigraphische Eingliederung dieser Konglomerate ist mir durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Dr. H. P. CORNELIUS ermöglicht worden. Von ihm erhielt ich je ein Handstück eines karbonischen Konglomerates der Grauwackenzone und des Silbersbergkonglomerates, dessen Alter von CORNELIUS als kambrisch? angesehen wird. — Selten habe ich den Wert von Vergleichsmaterial so empfunden wie bei diesen beiden Handstücken. Die Ähnlichkeit der Konglomerate des Filzmooser Gebietes mit jenem der Silbersbergserie ist überzeugend. Die Übereinstimmung der beiden Konglomerate erstreckt sich nicht nur auf den Gesamthabitus, sondern selbst auf die geringsten Details. Die Übereinstimmung im Geröllbestand (besonders die gelbgrünen phyllitischen Schiefergerölleinschlüsse) zwischen den typischen Silbersbergkonglomeraten und jenen von Filzmoos ist wohl das ausschlaggebendste Argument um die beiden Konglomerate miteinander zu vergleichen.

Neben der typischen Silbersbergkonglomerat-Fazies kommen auch solche von arkosenartigem und grauwackenähnlichem Aussehen vor. Im allgemeinen ist die Konglomeratserie ungemein mannigfaltig entwickelt und die einzelnen Profile wechseln rasch ab. — Quarze kommen als Konglomeratkomponenten nicht selten vor. Ihre Größe beträgt dann meist um einen cm. Durch die starke Beanspruchung des Gesteins sind die Quarzgerölle durchwegs linsenartig verdrückt.¹⁾ Interessante Gerölleinschlüsse konnten in den meist sehr ausgewalzten Konglomeratlagen nicht gefunden werden.

Bezüglich der Stratigraphie der Grauwackenzone um Filzmoos (siehe Profil 1 der Abb. 2) bin ich zu folgendem Ergebnis gekommen: Eine kartographische Festlegung der stratigraphischen Grenzen ist unmöglich und nur die Einschaltungen von Lyditen, Kalken und Konglomeraten können zu einer Gliederung herangezogen werden.

Da Fossilfunde in diesem Bereich der Grauwackenzone ausstehen, so können nur petrographisch-fazielle Vergleiche mit westlich und östlich anschließenden Gebieten der Grauwackenzone durchgeführt werden.

Im W ist ein Teil der Grauwackenzone durch den Fund der *Cardiola interrupta* bei Dienten als Gotlandium sichergestellt. Das fossilführende Gestein ist zum Teil lyditisch und nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Dr. M. STARK hat es die größte Ähnlichkeit mit den Lyditen des Roßbrandzuges.

¹⁾ Auch diese Eigenschaften finden sich in den Silbersbergkonglomeraten des Semmeringgebietes ganz ebenso wieder (Mitteilung von Dr. H. P. CORNELIUS).

Aus der westlichen Fortsetzung des Roßbrandrückens erwähnt I. PELTZMANN (1934, S. 88) vom Weg Hülttau—Hochgründeck zwei *Rastrites*-Theken die auf unteres Gotlandium weisen würden.

Gegen O zu, werden auf dem von E. SPENGLER und J. STINY aufgenommenen „Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ gleichfalls lyditführende Grauwackenschiefer als Silur angegeben. So glaube ich, daß auch im Gebiete des Roßbrandzuges der Silurauffassung der Lyditserie nichts im Wege steht.

Die ankeritischen Kalke unterhalb des Roßbrands liegen meines Erachtens stratigraphisch über den lyditführenden Phylliten. Diese Kalke möchte ich mit jenen von Blatt Eisenerz usw. identifizieren. Gegen O lassen sich am Roßbrand die ankeritischen verkieselten Kalke kaum 2 km verfolgen. Entweder sind sie in der Streichungsfortsetzung von Phylliten überfaltet, oder es kam während des Devons zu keiner einheitlichen Kalkbildung, sondern nur zu lokalen Riffbildungen.

Anschließend an die Kalke des Roßbrands soll auch eine Deutung der erzführenden (Siderit und Kupfererz) Kalke im Hammerbachtal nordöstlich von Filzmoos versucht werden. Diese Lagerstätte wurde bereits von den Römern auf Cu-Erze abgebaut und geringe Kupfermengen wurden auch noch während des Weltkrieges gefördert. Die Erzführung ist an metasomatisch veränderte Kalke gebunden, die den Phylliten eingelagert sind. Über die Mächtigkeit und Verbreitung dieser Kalke können keine Angaben mehr gemacht werden, da sie untertags wahrscheinlich abgebaut und die Stollen wenn nicht verfallen, so doch unter Wasser sind. Obertags habe ich keine Kalkausbisse gefunden.

Wahrscheinlich ist es, daß die heute nicht mehr beobachtbaren Kalklinsen des Hammerbaches dem gleichen Niveau angehören, wie die Kalke des Roßbrands. Eine restlose Klärung könnten aber erst Fossilfunde bringen.

Im tieferen Hange des Roßbrands stehen die stratigraphisch tieferliegenden, konglomeratführenden Phyllite an, die ich im Anschluß an CORNELIUS dem Altpaläozoikum (Kambrium—Unt. Silur) zustellen möchte. Die Konglomeratbildung weist auf Abtragungsgebiete während der Sedimentation hin. Es muß also Hoch- und Tiefgebiete gegeben haben, deren Entstehung vielleicht mit gebirgsbildenden Phasen in Zusammenhang gebracht werden kann.

Aus dem zwischen Filzmoos und dem Roßbrandrücken gelegenen Phyllitstreifen ist gleichfalls durch I. PELTZMANN ein Fossilrest bekannt geworden. PELTZMANN (1934, S. 88) fand in einer gelben Knolle eines quarzitischen Sandsteins ein 6 bis 7 mm hohes und 12 mm breites Trilobitenpygidium. Eine nähere Bestimmung dieses schlecht erhaltenen Fossilfundes konnte nicht durchgeführt werden. Das Auftreten des Trilobitenrestes in einer Knolle erinnerte PELTZMANN an die Konkretionen des böhmischen *dy*, der Trilobit selbst zeigt Ähnlichkeiten zu den kleinen *Olenopsis*-Arten des Kambriums von Sardinien. Das Gestein in dem der Trilobit gefunden wurde, stimmt wiederum mit dem Caradoc von Stievol bei Graz überein. — Zusammenfassend ergibt sich, daß der Fossilrest auf Kambro-Silur deutet. Die Lage dieses Phyllitkomplexes über den Silberbergkonglomeraten würde mit dieser Altersdeutung in vollem Einklang stehen.

Gegen O keilt der Konglomeratkomplex, wie aus der tektonischen Übersichtskarte ersichtlich ist, rasch aus und selbst wenn seine bedeutende Mächtigkeit am W-Rand der Karte zum Teil durch Faltung vervielfältigt wäre, so ist das rasche Auskeilen gegen O nur tektonisch zu erklären. Bei der Annahme, daß die Konglomerate das stratigraphisch älteste Glied der hiesigen Folge des Paläozoikums sind, ergibt sich, daß sie den Kern einer Antiklinale bilden, der gegen O untertaucht. Mit dieser Annahme ist einerseits die bedeutende Mächtigkeit des Konglomeratzuges im W, andererseits sein rasches Auskeilen gegen O erklärt. Dieser Antiklinalbau läßt auch die Beziehungen zwischen den Roßbrandkalken und jenen (nicht mehr vorhandenen) des Hammerbachtals in ungezwungenem Zusammenhang erscheinen.

Danaach. gehört der silurisch-devonische „Lydit-Kalk-Komplex“ dem S-Flügel eines in sich stark gefalteten Sattels an. Den Kern des Sattels füllen die altpaläozoischen Konglomerate aus.

Nördlich dieses Sattelkernes würde der N-Flügel unter die Werfener tauchen. Als sein devonischer Anteil sind die vererzten Kalke des Hammerbachtals aufzufassen. Der N-Flügel ist während der Faltung der Antiklinale tektonisch stark unterdrückt worden, so daß der Konglomeratkomplex sich hier fast mit den devonischen Kalken berührt, während im S-Flügel eine mächtige phyllitische Schieferzone zwischengeschaltet ist.

Falls der Bergbau auf Cu-Erze bei Filzmoos wieder aufgenommen werden sollte, so würde die hier gebrachte tektonische Auffassung nicht ganz unwesentlich sein. Freilich werden gerade die harten Kalkbänke durch die intensive Faltung der äußerst plastischen Phyllite ganz zerbrochen und aus dem ursprünglichen Verband gerissen worden sein, so daß man bei der Verfolgung des Erzhorizontes immer mit der mannigfachsten Kompliziertheit rechnen müßte. Immerhin wäre es aber sehr wahrscheinlich, daß man den erzführenden Kalkhorizont gegen N unter der Werfenerbedeckung aufdecken könnte.

Über dem größten Teil des N-Flügels der paläozoischen Antiklinale liegt das mächtige Schichtpaket der Werfener Schiefer und Quarzite unter die das Paläozoikum einfällt. Bemerkenswert ist die intensive Verfaltung zwischen Paläozoikum und den Werfenern im tief eingeschnittenen Tal der Kalten Mandling (siehe Abb. 2, Profil 2 und die tektonische Übersichtskarte). — Ähnliche, nur noch großartigere Verfaltungen zwischen den Gesteinen der Grauwackenzone und den Werfener Schichten beschreibt CORNELIUS (1939, S. 160) aus den Mürztaler Alpen, und zwar aus der sogenannten Gollrader Bucht. Die paläozoischen Gesteine sind bereits variszisch gefaltet worden und nur an der Kontaktzone mit den Werfenern sind sie von den alpinen Bewegungen völlig umgefaltet worden.

In Abb. 2, Profil 2, ist der Talverlauf der Kalten Mandling eingetragen und die im Tal beobachteten Verfaltungen sind im Profil der Natur angepaßt worden. An diesen Talaufschlüssen sieht man an der Paläozoikum-Triasgrenze deutlich eine (sonst meist fehlende) starke tektonische Beanspruchung, die zum Teil zu einer Phyllitisierung der basalen Werfener Schiefer geführt hat. Ein ähnlicher Grad der Metamorphose wurde durch CORNELIUS (außer in den bereits erwähnten Werfener Schichten der Gollrader Bucht) aus der Rax bekannt. Im Raxgebiet (CORNELIUS, 1937, S. 137) sind die Werfener Schiefer mit dem Untergrund eng verfaltet und „die

hohe Belastung . . . unter der die Einfaltung in die Grauwackenzone erfolgte, bedingte eine bedeutende Temperatursteigerung, so daß Umwandlung von Tonsubstanz in Serizit möglich war“. Im Raxgebiet kommt CORNELIUS zu der Auffassung, „daß ein ansehnlicher Teil der Grauwackentektonik schon vortriadischen, variskischen Alters ist“.

Im Dachsteingebiet habe ich auch an den Werfenern des Mandlingzuges eine leichte Metamorphose beobachtet. An solchen Stellen ist die Trennung von Werfenern und Grauwackenphylliten sehr schwierig und lediglich die dem Phyllitkomplex meist aufgeprägte Streckung unterscheidet ihn von den phyllitisierten Werfenern.

Das Fehlen der Streckung in den Werfenern und ihr Vorhandensein in der Grauwackenzone hat vom Anfang der Kartierung meine Aufmerksamkeit erregt und wo möglich, habe ich die Streckung genau vermessen. Besonders geeignet war dazu der von tiefen Rinnen durchzogene Roßbrandrücken und die rechte Talseite des Moosgrabens, während der an Aufschlüssen sehr arme und nur von dichten Wäldern bewachsene Rettlesberg keinerlei Angaben geliefert hat. Unerklärlich blieb mir am Rettlesberg das Fehlen von Erosionsrinnen, obwohl er morphologisch in jeder Hinsicht dem Roßbrandzug gleicht.

Die Streckung ist als leichte Runzelung auf den Schichtflächen in der Regel gut meßbar. Bereits nach den ersten Messungen fiel mir eine gewisse Regelmäßigkeit in der Streckung auf, die vom alpidisch umgeprägten Streichen und Fallen sehr verschieden ist, und deren Entstehung ich mit der variszischen Orogenese in Zusammenhang bringe.

Als erster hat in den Ostalpen SCHWINNER (1915) auf ältere Gebirgsstrukturen hingewiesen. Für die variszische Faltung hat MOHR (1926) den Namen „tauriskisches“ Gebirge gebraucht. Ein schöner Beweis für die variszische Orogenese wurde von E. SPENGLER (1926) erbracht. Von SPENGLER wurde auf Blatt Eisenerz eine eindrucksvolle tektonische Diskordanz zwischen Paläozoikum und den Werfenern aufgefunden. — Soweit sich die Literatur mit der variszischen Faltung des alpinen Raumes beschäftigt, wird das Hauptgewicht bei der Deutung dieser Orogenese auf die Diskordanz zwischen Paläozoikum und Trias gelegt. Mit Recht betont jedoch CORNELIUS (1925), daß eine solche Diskordanz bei Scherbewegungen verschleift werden kann, und daß sie daher nur zu untergeordneter Bedeutung herabsinken muß. — Andere Methoden, die variszische Gebirgsbildung nachzuweisen, sind in wünschenswertem Maße auch nicht anwendbar und SCHWINNER (1929) stellt fest, daß die variszische Gebirgsbildung „weniger sicher zu unterscheiden“ ist, als die viel ältere algomansische.

Mit Hilfe der Streckung, scheint es nun möglich zu sein, Spuren der variszischen Gebirgsbildung in größerem Umfang als bisher nachzuweisen. Die variszische Streckung ist durch leichte Striung auf den Schichtflächen leicht zu erkennen und bereits die Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau (am nördlichen Ende der Donnerkogelgruppe) führen Phyllitgerölle mit variszischer Streckung. Streng zu unterscheiden von dieser variszischen Streckung ist jene, die während der tertiären Gebirgsbildung ausgelöst wurde. Diese Streckung wird von M. STARK (1939) aus der Klammkalk-Radstädter Serie mit O-Fallen angegeben. Diese tertiäre Streckung ist viel intensiver und durchschneidet bei östlich geneigtem W—O-

Verlauf die Schicht-, respektive die Schieferungsflächen. In der, dem Dachsteingebiet vorgelagerten paläozoischen Zone fehlen jedenfalls die Spuren der tertiären Streckung. Es wäre wertvoll, wenn man die Grenze zwischen variszischer und tertiärer Streckung feststellen würde!

Auf der beigefügten tektonischen Übersichtskarte, die der Dachsteinkarte entnommen ist, habe ich an 21 Stellen die Streckung messen können und auf der Karte zur Eintragung gebracht. In der folgenden, mehr übersichtlich gehaltenen Zusammenstellung sollen die gemessenen Werte kurz genannt werden.²⁾

1. Am Wege vom Blockhaus gegen die Hachau stehen Phyllite an, die vereinzelt zu Felsbildungen neigen. 1 cm südöstlich vom „Günther“-Bauer stehen Phyllite mit folgender Lagerung an:

Str. = O 25 N, F. = 20 N, S. = N 75 W (Str. = Streichen, F. = Fallen, S. = Streckung).

2. 2 min unterhalb „gg“ von „Spitzegg“ stehen serizitische Phyllite an:³⁾

Str. = N 25 W, F. = 35 O, S. = N 15 W.

3. Am Fritzbach, jenseits des Kartenrandes, stehen Werfener Schiefer an und bald folgen bachabwärts serizitische Schiefer, die mit graphitischen wechsellagern:

Str. = W—O, F. = 30 N, S. = N 25—35 W.

4. Am Waldweg zum Rettesberg konnte unterhalb des „G“ von Glutserberg die Streckung mit N 60 W und 5° W-Fallen bestimmt werden. Wegen der flachen Lagerung konnten Streichen und Fallen nicht gemessen werden. (Auf der tektonischen Übersichtskarte ist die gemessene Stelle etwa 1 km östlich des Kartenrandes zu denken.)

5. Gegenüber dem Blockhaus an der Warmen Mandling liegen die Phyllite horizontal. Die Streckung verläuft N 80—90 W.

6. Beim Aufstieg von Filzmoos auf den Roßbrand beträgt die Streckung N 25 W. (Streichen und Fallen war in dem verdrückten Gestein nicht bestimmbar.) Etwa 5 m wegaufwärts steht eine geringmächtige Quarzader an, um die sich die Streckung auf N 90 W ändert.

Linke Talseite des oberen Moosgrabens:

7. Oberer Aufschluß: Str. = W 20 S, F. = 52 N, S. = N 45 W.

8. Tieferer Aufschluß: Str. = W—O, F. = 35 N, S. = N 48 W.

Unterhalb dieses Aufschlusses ist die Konglomerat-Schiefergrenze schön abgeschlossen. (Photo des Verf. vom 25. Juli 1938.) Aus dem Kontakt der beiden Gesteine geht hervor, daß die Schichtflächen auch den Schieferungsflächen entsprechen.

9. Schiefer oberhalb der Konglomerate am Weg vom Krail-Bauer gegen die „Mahd“:

Str. = SW—NO, F. = 20 NW, S. = N 30 W.

10. Rechtes Ufer des Hammerbaches, oberhalb des ehemaligen Kupferbergwerkes:

Str. = W—O, F. = 50 N, S. = N 20 O.

Am Weg von Filzmoos südwärts zur Hagenalm wurden folgende Messungen ausgeführt:

11. Ufer des Mandlingbaches: Str. = N 45 W, F. = 35 S, S. = N 60 W.

²⁾ Die näheren Lokalitätsbezeichnungen beziehen sich auf die 1:25.000 Karte des Deutschen Alpenvereines.

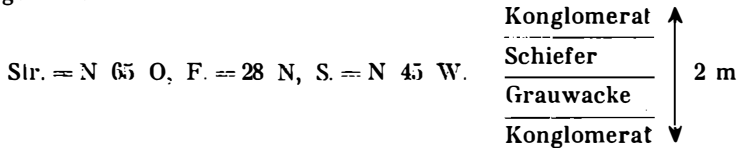
³⁾ Wie aus der tektonischen Übersichtskarte ersichtlich ist, liegt der gemessene Phyllit knapp unterhalb des eingefalteten Quarzitzuges, der mit ONO im alpinen Streichen liegt. In der Diskordanz zwischen Phyllit und Quarzit stehen sich variszische und alpine Faltung deutlich gegenüber.

12. Erster vom Weg gequert Graben: Str. und S. fallen mit N 60 W zusammen. F. = 50 N.

13. Dritter Graben (die Messung wurde unterhalb des Weges ausgeführt): Str. = WSW—ONO, F. = 20 W, S. = N 65 W.

14. Vierter, vom Weg Filzmoos—Hagenalm gequert Graben (Messung im Phyllit oberhalb des Weges ausgeführt): Bei horizontaler Lagerung verläuft die Streckung N 75 O.

15. Im Graben des Hofreiter Waldes wurden im beigefügten Profil die Schiefer wie folgt gemessen:



Den Schneiderhausgraben aufwärts (gegen den Roßbrand zu), wurden folgende drei Messungen ausgeführt:

16. Konglomeratischer Phyllit: Str. = N 70 O, F. = 38 N, S. = N 50 W.

17. Phyllitischer Schiefer: Str. = N 70 O, F. = 18 S, S. = N 90 W?

18. Dickbankiger phyllitischer Schiefer: Str. = W—O, F. = 15 S, S. = N 60 W.

19. Im westlichen Zufluß des Kargrabens wurden im Sideritlagen führenden Phyllit folgende Werte gemessen:

Str. = W 45 S, F. = 20—30 O, S. = N 10 W.

20. Kargraben (östlicher Zufluß): Unterhalb eines ankeritischen Kalkkörpers, der wie die anderen Kalkkörper tektonisch sehr durchgearbeitet ist, wurde im unterlagernden Schiefer die Streckung bei O-Fallen mit N 75 W gemessen. Str. und F. konnten nicht gemessen werden.

21. Im östlichen Kareckwald wurde bei horizontaler Lagerung der phyllitischen Schiefer die Streckung mit N 75 O vorgefunden.

Die Zusammenstellung der einzelnen Meßergebnisse läßt erkennen, daß sich der Verlauf der Streckung um die NW—NNW-Richtung anordnet und mit dem Verlauf der alpidisch umgeprägten Streichungsrichtung einen Winkel bildet. Vergleicht man den Verlauf der Streckung mit der Streichungsrichtung des variszischen Gebirges, wie sie von SCHWINNER (1933) für diesen Teil der Grauwackenzone angegeben wird, so ergibt sich eine auffallende Übereinstimmung. Freilich wird auch die Richtung der Streckung während der alpin-tertiären Bewegung umgeprägt worden und eine Verstellung um einige Grade wird sicher vor sich gegangen sein.

Immerhin bleibt die Streckung ein sicheres Merkmal zum direkten Nachweis der variszischen Orogenese. Dabei ist es auch von untergeordneter Bedeutung, welche Art von tektonischen Vorgängen die Streckung erzeugt hat. Warum die tertiäre alpine Orogenese in diesem Gebiet keine Streckung hervorgerufen hat und warum im westlich anschließenden Gebiet (STARK, 1939) die wahrscheinlich auch vorhandene variszische Streckung von der tertiären verwischt wurde, ist vorläufig nicht diskutierbar. Soweit ich die Literatur durchsehen konnte, scheint das Wesen der Streckung zum Teil noch immer zu den Problemen der Geologie zu gehören und die physikalischen Erklärungen sind nicht ganz eindeutig. Wie weit diese Fragen auch theoretisch einer Lösung zugeführt sein mögen, mag für die Geländearbeit eine Frage von sekundärer Bedeutung sein. Wichtig ist, daß das Beobachtungsmaterial überhaupt dazu ausreicht, weitere Erkenntnisse zu sammeln und allmählich zu einem Ganzen zu ordnen.

Zusammenfassung.

In der dem Dachstein vorgelagerten Grauwackenzone wurde eine stratigraphische Gliederung versucht, die mit den westlich und östlich anschließenden Gebieten nicht in Widerspruch steht. Lyditführende Phyllite wurden mit dem Gotlandium von Dienten und gleichaltrigen Silurablagerungen auf Blatt Eisenerz verglichen. Die Schiefer- (Phyllit-) Serie mit ankeritischen Kalken wurde den devonischen Kalken der Umgebung von Eisenerz gleichgestellt. Die darunter folgenden, Konglomeratlagen führenden Phyllite sind wahrscheinlich als kambro-silurisch zu bezeichnen.

Die Konglomerate, die besonders westlich von Filzmoos sehr mächtig entwickelt sind, deuten bereits Bewegungen während der altpaläozoischen Sedimentation an.

Während des Oberkarbons wurde die altpaläozoische Geosynklinale aufgefaltet. Die Faltungsspuren sind uns in der Streckung erhalten geblieben.

Geologisch-paläontologisches Institut der
Deutschen Karls-Universität in Prag.

Literatur.

1. H. P. CORNELIUS, Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundschau, XVI, 1925.
2. H. P. CORNELIUS, Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jahrb. d. Geol. B.-A., 1937.
3. H. P. CORNELIUS, Zur Schichtenfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jahrb. d. Zweigst. Wien d. Reichs. f. Bodenforschung, Wien, 1939.
4. E. HABERFELNER, Graptolithen aus dem unteren Ordovizium von Gaishorn im Paltental. Verh. d. Geol. B.-A., 1931.
5. E. HABERFELNER, Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. Verh. d. Geol. R.-A., 1931.
6. H. MOHR, Über „tauriskische“ Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. Verh. d. Geol. R.-A., 1926.
7. I. PELTZMANN, Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. Verh. d. Geol. B.-A., 1934.
8. R. SCHWINNER, Analogien im Bau der Ostalpen. Zentralbl. f. Min. usw., 1915.
9. R. SCHWINNER, Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., 81, 1929.
10. R. SCHWINNER, Variszisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau, XXIV, 1933.
11. E. SPENGLER, Über die Tektonik der Grauwackenzone südl. der Hochschwabgruppe. Verh. d. Geol. B.-A., 1926.
12. E. SPENGLER und J. STINY, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, Wien, 1926.
13. M. STARK, Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. IIa, 148, 1939.
14. F. TRAUTH, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschrift d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., I. Teil, 100. Bd., 1925; II. Teil, 101. Bd., 1927.

Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (zwischen Ternitz und Turnau)

(Mit 1 Tafel und 7 Textabbildungen.)

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien

Inhalt.		Seite
Vorbemerkung		20
I. Das Altkristallin von Vöstenhof—Schlöglmühl		20
1. Die Vorkommen		21
2. Die Gesteine		28
a) Die Amphibolite		28
α) Der gemeine Amphibolit		28
β) Die Granatamphibolite		29
γ) Amphibolit-Diaphthorit		31
b) Serpentin		31
c) Aplitgneis		32
d) Granatmuskowitschiefer bis Muskowitgneis		32
e) Biotitgneise		34
f) Marmor		36
II. Das Altkristallin vom Arzbachgraben bei Neuberg		37
1. Das Vorkommen		37
2. Die Gesteine		38
a) Amphibolit		38
b) Pegmatitgneis		39
c) Muskowitphyllit		39
d) Marmor		39
III. Das Altkristallin im Stübmüngergraben bei Turnau		40
1. Die Vorkommen		40
2. Die Gesteine		42
a) Amphibolit		42
b) Glimmerschiefer-Diaphthorit		43
IV. Altkristallin östlich Klamm		44
1. Das Vorkommen		44
2. Die Gesteine		45
a) Muskowitreiche Glimmerschiefer		45
b) Biotitreicher Paragneis		45
V. Zur Stellung der kristallinen Gesteine		46
1. In petrographischer Hinsicht		46
2. Zur tektonischen Einordnung		48
Zusammenfassung		50
Angeführtes Schrifttum		50

Vorbemerkung.

Schon lange ist bekannt, daß die Grauwackenzone der östlichen Nordalpen neben den überwiegenden schwachmetamorphen, sicher oder wahrscheinlich paläozoischen Gliedern auch Vorkommen älterer vollkristalliner Schiefer beherbergt. In letzter Zeit sind die Vorkommen auf dem Kartenblatt Bruck—Leoben, die KITTL und STINY zum Teil schon beschrieben, insbesondere durch die Arbeiten von HAUSER und METZ bekanntgeworden. Da ist es wohl an der Zeit, auch über die Vorkommen im östlich anschließenden Abschnitt, dem Bereich der Kartenblätter Mürzzuschlag und Aspang—Neunkirchen, eingehender zu berichten, über die bisher — von Vöstenhof abgesehen — nur sehr wenig bekannt war.

Dabei sei die Grauwackenzone ganz eng gefaßt: mit Ausschluß des „Semmeringfensters“, das man ihr früher zum Teil zugerechnet hat. Auch das Altkristallin des Troiseckzuges, das westlich Mürzzuschlag die Unterlage der Grauwackenzone bildet, bleibe außer Betracht, samt seinen tektonischen Äquivalenten weiter östlich. Ebenso soll von den berühmten Riebeckitgneisen von Gloggnitz usw. — die nicht zum Altkristallin gehören! — hier nicht die Rede sein. All dies bleibe späteren Arbeiten vorbehalten.

Die paläozoische Folge der Grauwackenzone selbst muß hier in großen Zügen als bekannt vorausgesetzt werden. Sie sei kurz in Erinnerung gebracht: In der oberen Großdecke bildet das tiefste Glied die Silbersbergserie (phyllitische Schiefer mit reichlich Konglomeraten; Einschaltungen von Grünschiefern häufig); darüber folgt das Blasseckporphyroid, weiter die „Radschiefer“ (siehe unten!), Lydit (Silur!) und „Erzführender Kalk“ (wesentlich Devon). Von der tieferen Decke interessiert uns an dieser Stelle nur das oberste Schichtglied: das pflanzenführende Oberkarbon. Die darin steckenden Kalk-, beziehungsweise Dolomitlinsen, vielfach in Magnesit verwandelt, sind unterkarbonischen Alters und tektonisch eingeschleppt. Nähere Angaben über das Paläozoikum und seine Tektonik soll eine zur Zeit in Arbeit befindliche Gesamtdarstellung bringen.

I. Das Altkristallin von Vöstenhof—Schlöglmühl.

Zur Erforschungsgeschichte. Dieses größte Vorkommen altkristalliner Schiefer in unserem Abschnitt ist auch das am längsten bekannte: die ersten Nachrichten darüber gehen schon auf J. CZIŽEK (1854, S. 478, 490, 506) zurück, der zwischen St. Johann und dem Saubach das Auftreten von Gneis, Hornblendeschiefer, Serpentin kannte; daß er Beziehungen dieser Gesteine zu dem Gloggnitzer „Forellenstein“ suchte, ist für jene Zeit nicht verwunderlich. Dann hat TOULA (1885, S. 158) ein Profil durch die Vöstenhofer Kristallinsel beschrieben, das aber kaum mit den beobachtbaren Verhältnissen in Einklang gebracht werden kann. VACEK (1888, S. 62) bringt kaum Neues. H. GRAF KEYSERLING hat jene Behauptung CZIŽEKS bezüglich des Gloggnitzer „Forellensteins“ zurückgewiesen und einige Einzelheiten über die Vöstenhofer Gesteine beigezeichnet. Bei ST. RICHARZ (1911, S. 338) findet sich zum erstenmal eine Beobachtung über das Auftreten gleichartiger Gesteine am Silbersberg bei Gloggnitz, nachdem MOHR (1910, S. 131 f.) bereits einen dazugehörigen Aplit gefunden, aber anders eingereiht hatte. RICHARZ hält die Gesteine für kontaktmetamorph, durch einen hypothetischen Ausläufer des Kirchberger Granits. AMPFERER (1918, S. 25, 53) gibt einige Einzelheiten. Alles bis dahin Bekannte findet sich endlich verarbeitet bei MOHR (1922), der die ersten ausführlichen petrographischen Angaben über das Vöstenhofer Kristallin bringt,

dessen zweiphasige Metamorphose feststellt und die Beziehungen zur Umgebung untersucht; die obige Vermutung RICHARZ wird abgewiesen, im übrigen bezüglich der geologischen Zusammenhänge nur Fragen gestellt, aber nicht beantwortet. Weitere Kristallinvorkommen (Stuppachgraben, Kohlberg) sind hier ebenfalls erstmalig — wenn auch nur beiläufig — erwähnt (S. 160).

1. Die Vorkommen.

(Vgl. die Kartenskizze Taf. 1.)

Das am bequemsten zugängliche Profil bietet die Straße aus dem Saubachgraben hinauf nach Schloß Vöstenhof (Abb. 1). Es folgt hier auf

1. Silbersbergkonglomerat (nur spärlich in Lesesteinen sichtbar).

2. Amphibolit in einzelnen Felsen an der Straßenböschung; gegen N mit mächtigen Aplitgneislagen (a); im ganzen etwa 40 m.¹⁾

3. Biotitreicher Gneis, in der Hauptsache gleichmäßig feinschuppig, untergeordnet auch mit groben Feldspatknoten; größtenteils stark vergrust, nur kleine, wahrscheinlich anstehende Felspartien sichtbar. Etwa 140 m.

4. Amphibolit, stark verdrückt; wenige Meter mächtige Lage gerade über der Abzweigung eines horizontalen Seitenweges.

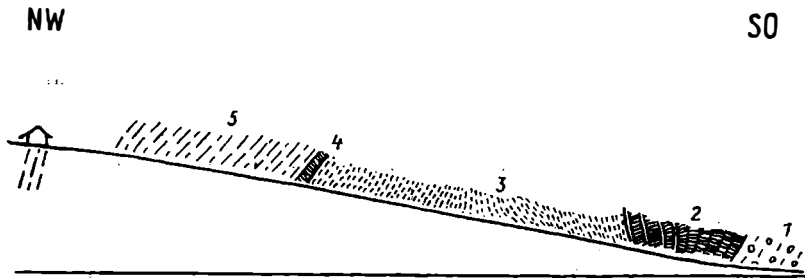


Abb. 1.

Profil längs der Straße unter Schloß Vöstenhof. Erklärung im Text.

5. Muskowitschiefer, ziemlich grobblättrig, zunächst nur Lesesteine, nach etwa 100 m — gegenüber dem ersten Haus — aber auch anstehend; die Mächtigkeit ist aber noch wesentlich größer: im Hof von Schloß Vöstenhof steht das gleiche Gestein wieder an, und vor dem Schloßtor konnte es in vorübergehenden künstlichen Aufschlüssen beobachtet werden.

Auch der Weg St. Johann—Vöstenhof bietet zum Teil gute Aufschlüsse, wenn er auch unter sehr spitzem Winkel zum Streichen verläuft.

Bereits im Schutt unterhalb der Sprungschanze²⁾ auf der N-Seite des Gfiederbergs, wo der Weg die Talsohle verläßt, findet sich biotitreicher Gneis in einzelnen Stücken und so auch längs des Weges immer wieder, trotz der starken Überschüttung mit Silbersbergkonglomerat. Neben fein-

¹⁾ Diese und die folgenden Angaben dieses Profils beziehen sich nicht auf die wahren Mächtigkeiten, sondern auf die durch die Straße gegebene Schnittlinie; doch sind die wahren Mächtigkeiten nicht viel kleiner.

²⁾ Aus dem Einschnitt der Sprungschanze selbst wurde mir vor Jahren zertrümmter Serpentin gebracht. Daraufhin wurde er am Rande des Altkristallins in die Kartenskizze eingetragen; heute ist er dort nicht mehr sichtbar.

schuppigen sind auch Abänderungen mit groben Feldspatknoten vertreten. Wo der Weg sich hohlwegartig einschneidet, steht der Gneis zusammenhängend an — hier allerdings fast zur Unkenntlichkeit diaphthorisiert. Gleich darauf erreicht man den schon CZYZEK bekannten Serpentin:³⁾ die ersten hohen Felsen, südlich des Weges, sind gänzlich vermorscht („fossile“ Verwitterung, aus dem Jungtertiär; vgl. unten!), so daß man das Gestein in der Hand zerreiben kann; auf der anderen Seite des Weges wird es gesünder. Es ist zum Teil stark von Asbest und Talk durchzogen, die einen kleinen — ganz aussichtslosen! — Schurf veranlaßt haben; seine Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Die Hauptmasse des Biotitgneises liegt darüber, doch zeigt auch im Liegenden vor allem der genannte Schurf noch ebensolchen. Geht man auf dem Weg weiter, so sieht man im Hangenden des Serpentin Amphibolit sich einschalten, dessen Streichen gegen SW umschwenkt (Aufschluß an gegen S abzweigendem Seitenweg). Weiterhin kommt man wieder in den hangenden Biotitgneis, der in einem Einschnitt des Weges ansteht, tiefgründig zersetzt. Dann erscheinen plötzlich wieder quarzitisches und zum Teil konglomeratisches Schiefer der Silberbergserie, auf dem Weg anstehend: Verwerfungen — deren Lage sich allerdings nur ungenau erschließen läßt — lassen sie in breitem Keil in die kristallinen Schiefer eingreifen. Auf dem markierten Weg erreicht man nun die auflagernden jungtertiären Schotter; doch wo sie beginnen, zweigt ein Weg gegen NW abwärts ab, an dessen Beginn der Amphibolit wieder durch Lesesteine angedeutet ist. — Auf dem markierten Weg aber quert man inmitten der Tertiärschotter noch eine kleine Aufragung von Muskowitschiefer, auch wieder zum Teil tiefgründig verwittert: er fällt zunächst auf durch den glimmerreichen Sand, der plötzlich den ganzen Weg bedeckt. Wo dieser den Wald verläßt, um (bei einem Bildstöckl) nach Vöstenhof hinabzusteigen, sieht man wieder die Auflagerung der Schotter auf ein zerdrücktes dunkelgrünes Gestein, das sich im Schriff — siehe unten — als Diaphthorit zu erkennen gibt; an dem Weg, der bei dem genannten Bildstöckl gegen W weiterführt, kommt man jedoch sehr bald in normalen Amphibolit, den der Weg in großer Breite — allerdings stark schief zum Streichen — durchquert; nahe der N-Grenze (kurz bevor der Weg die Straße Vöstenhof—Bürg erreicht) sieht man zwei, je einige Meter mächtige Einschaltungen von Biotitgneis, zum Teil mit großen Feldspatknoten, aber wie gewöhnlich gänzlich vergrust. Der Amphibolit zwischen beiden enthält ziemlich ansehnliche Aplitlagen.

Die N-Grenze des Amphibolits und damit des Altkristallins überhaupt bildet der Einzbach: auf dessen N-Gehänge liegen paläozoische Gesteine. Im W sind es zunächst Grünschiefer, die gegen O verschwinden, und die hangenden grauen Tonschiefer und Sandsteine („Radschiefer“⁴⁾ unmittel-

³⁾ Vgl. auch AMPFERER, S. 25, und MOHR, 1922, S. 146.

⁴⁾ Diesen Namen — nach dem Radwirthshaus in der Veitsch — schlage ich vor für den Schieferkomplex, der gewöhnlich über Porphyroid liegt und von Lydit und erzführendem Kalk überlagert wird. Ihn kurzerhand als Silurschiefer zu bezeichnen geht nicht mehr an, seitdem F. HERITSCH, 1932, und E. HABERFELNER, 1935, für entsprechende Schiefer bei Eisenerz ein karbonisches Alter wahrscheinlich machen konnten. Da aber auch diese Altersdeutung kaum allgemein zutrifft, bleibt zunächst nichts übrig, als vorerst die Schichtgruppe als Sammelgruppe zu behandeln und einen Lokalnamen einzuführen.

bar an das Altkristallin herantreten lassen.⁵⁾ MOHR (1922, S. 147) hat vollkommen recht, wenn er diesen Kontakt für nicht normal hält; dagegen ist er im Irrtum, wenn er die Fortsetzung seiner „Einzbachlinie“ in der N-Begrenzung des Grünschieferzuges Tiefenbach—Tannschach, beziehungsweise des Porphyroidzuges Gruber—Hofstadl sucht. Wir werden ihrer Fortsetzung vielmehr auch weiter gegen SW, an der Grenze des Altkristallins, begegnen. Es handelt sich da gar nicht um eine diskordant quer durch die Gesteinszüge hindurchschneidende Verwerfung, sondern vielmehr um eine schichtenparallele Gleitung: eine Abscherung des Paläozoikums von der altkristallinen Unterlage.

Wir haben hier im O-Abschnitt des Vöstenhofer Kristallinzuges also zwei Amphibolitzüge: einen geringmächtigen am S-Rand, lokal mit Serpentin verknüpft; einen mehrere 100 m mächtigen am N-Rand. Dazwischen liegen Biotitgneise und besonders muskowitzreiche Glimmerschiefer. Solche beobachtet man auch, wie noch nachzutragen, auf dem Abfall gegen das Sierningtal, insbesondere am Gehängefuß, fast zusammenhängend, jedoch ausnahmslos nur in Lesesteinen.

Gegen O tauchen die kristallinen Gesteine unter den breiten Alluvialboden des Sierningbaches. Jenseits desselben ist keine Spur mehr von ihnen zu finden; ebensowenig aber von Paläozoikum: die ganzen Vorhöhen des Gösingberges bestehen bereits aus Trias (Werfener Schichten vor allem). Diskordante Auflagerung derselben genügt wohl nicht, um diese Verteilung der Gesteine zu deuten (wenn sie auch gewiß vorhanden ist), sondern es liegen ohne Zweifel auch Störungen vor, denen — im großen und ganzen! — das Sierningtal folgt. Wir sahen solche ja bereits am Wege St. Johann—Vöstenhof in das Kristallin eingreifen und es gegen Silbersbergkonglomerat verstellen; auch nördlich vom Rande unserer Kartenskizze ist, auf der westlichen Talseite südlich Krößbach, eine Verwerfung erkennbar, an der Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk gegen Paläozoikum abstoßen. Vermutlich handelt es sich um ein ganzes Bündel vorzugsweise um NW streichender Blattverschiebungen, dessen Glieder freilich zum guten Teil unter der Talaufschüttung verborgen sein dürften.

Von Vöstenhof gegen SW setzen die kristallinen Gesteine fort auf den Waldgehängen zu beiden Seiten des Saubachgrabens. Auf dessen S-Seite herrschen die Muskowitgneise ganz entschieden vor, wenn sie auch zunächst, bis etwa 1 km westlich Vösteuhof, nur als Lesesteine zu finden sind. Amphibolit bildet darin nur eine Einlagerung im oberen Teil, südwestlich Vöstenhof auf etwa 550 m als Blockwall zutage tretend, und steht außerdem einmal am Gehängefuß an (die Ausdehnung, die MOHR's Kartenskizze, 1922, dem Gestein hier gibt, ist weit übertrieben!). Weiter aufwärts wiederholt er sich am Gehängefuß (Vorsprung nordöstlich der Mündung des Grabens — 526 m —, durch den ein Steig zum Eisenkölbl hinaufführt), doch ist es hier ein schöner Granatamphibolit geworden. Vermutlich durch eine dem genannten Seitengraben folgende Verwerfung gegen S verstellt,

⁵⁾ Über die Tektonik nördlich der „Einzbachlinie“ soll bei späterer Gelegenheit gesprochen werden; hier sei nur bemerkt, daß sie mir in den bisherigen Darstellungen zum Teil unnötig kompliziert gemacht scheint. Von einem „unentwirrbaren tektonischen Chaos“ ist gewiß nicht die Rede, wenn auch die vorhandenen Komplikationen keineswegs unterschätzt werden sollen.

setzt das letztgenannte Gestein auf dem Gehänge durch den Wald fort, nördlich Schwaiger; es bildet aber auch hier nur einen schmalen Zug inmitten vorherrschender, in Hohlwegen auch mehrfach mit dem Gehänge fallend aufgeschlossener Muskowitschiefer (eine genauere Kennzeichnung der Aufschlüsse ist leider in Anbetracht der mangelhaften topographischen Karte nicht möglich). Hangaufwärts folgen hier überall die Schichten der Silbersbergserie, reich an Konglomeraten. Wenn es mir auch ebensowenig wie MOHR gelungen ist, sie anstehend zu beobachten, so kann ich doch nicht zweifeln, daß sie, bloß in situ in Schutt zerfallen, wirklich unmittelbar an das Kristallin herantreten. Eine Art Beweis hierfür kann darin erblickt werden, daß auf dem östlichen Teil des Gehänges eine besondere Fazies der Silbersbergschichten nur in der Nachbarschaft der Kristallingrenze auftritt: ein Konglomerat mit fast weißer, quarzitischer Zwischenmasse, entfernt ähnlich manchen Semmeringquarziten; eine solche Verteilung wäre nicht erkennbar, wenn es sich nur um einen fossilen Gehängeschutt (MOHR) handelte.

Getrennt von der Hauptmasse treten nochmals auf der breiten Terrasse nördlich vom Wiesjacklberg altkristalline Gesteine auf, die MOHR, 1922, ebenfalls bereits kannte. An dem (grün markierten) Wege Tannschach—Eisenkölbl erscheinen etwa 60 m westlich von dem ersten der auf der Karte mit Schwaiger bezeichneten Höfe im Verwitterungslehm zahlreiche Stückchen von muskowitzreichem Glimmerschiefer.⁶⁾ Sie halten etwa 40 bis 50 m gegen O an. Westlich davon anstehende, äußerst verwitterte Schiefer gehören wohl schon zur Silbersbergserie. Noch weiter westlich zweigt gegen SW ein Hohlweg ab; in ihm ist 125 m von der Abzweigung stark zersetzter, grobkörniger Amphibolit aufgeschlossen und etwa 60 m weit, bis zum Waldrand, verfolgbar. Dort nochmals Spuren muskowitzreicher Schiefer. Sonst in der Umgebung nur Lesesteine von Silbersberggesteinen, in welchen das Altkristallin wohl als selbständiger, vom Hauptzuge tektonisch getrennter Span steckt.

Das Gehänge auf der NW-Seite des Saubachgrabens bietet zahlreiche Aufschlüsse in den Muskowitgneisen, welche gegen den Berg einfallen, daher öfters in Felsrippen zutage treten. Gegen W schieben sich in ihrem Hangenden stark diaphthoritische Gesteine ein und verdrängen die Muskowitgneise immer mehr, so daß schließlich das ganze Gehänge aus ihnen besteht. Wo sich das Gehänge verflacht, folgt Amphibolit darüber, zum Teil mit den Gesteinen der Unterlage durch Wechsellagerung verzahnt. Er reicht bis über den Waldrand hinaus, vor dem er noch in einzelnen sanften Kuppen, zum Teil — südlich und östlich Tiefenbach — durch kleine Steinbrüche erschlossen, ansteht. Am Steig, der südwestlich vom Selhofer zum Saubachgraben hinabführt, stehen als hangendstes Glied des Altkristallins wieder diaphthoritische Gneise an, gleich denen, welche den Amphibolit unterlagern. Östlich Tiefenbach tritt der Amphibolit in unmittelbare Berührung mit Grünschiefern im Hangenden. MOHR (1922, S. 147) hat auf eine geringe Divergenz der beiderseitigen Lagerung hingewiesen, ohne daraus auf eine stratigraphische oder tektonische Dis-

⁶⁾ Bei MOHR, 1922, S. 146, Gneis! Die Aufschlußverhältnisse sind zur Zeit sehr schlecht; ohne die präzise Angabe bei MOHR wäre das Gestein wohl kaum zu finden gewesen.

kordanz schließen zu wollen. Daß jedoch eine solche vorhanden ist, erkennt man, wenn man der Grenze über den südlich folgenden tiefen Graben hinweg nachgeht: auf seiner S-Seite schieben sich nämlich graue phyllitische Schiefer — am Weg östlich P. 533 reichlich in Lesesteinen! — zwischen beide Gesteine und drängen die Grünschiefer vom Amphibolit weit ab. (Die beim Selhofer u. a. wieder anstehenden Grünschiefer gehören einem anderen, tieferen Zug an!)

Westlich des südlichsten Punktes seiner großen Krümmung wird der Saubachgraben von dem Kristallinzug überschritten, der nun gegen Tannschach hinauf weiterzieht, dabei aber rasch an Breite abnimmt. Zunächst des von dort herabkommenden Bächleins ist der Amphibolit an zahlreichen Lesesteinen (zum Teil grobes Blockwerk) gut verfolgbar; süd-östlich davon die Gneisdiaphthorite. Mit Erreichen des aufschlußlosen Wiesengeländes ist es aber mit allem zu Ende, ohne daß sich sicher entscheiden ließe, ob der ganze Kristallinzug wirklich aussetzt oder nicht.

Noch auf dem Sattel (688 m) bei Tannschach ist gar nichts zu sehen, so daß mir bei meinem ersten Erkundungsgang in dieser Gegend das ganze Kristallin ebenso entging wie meinen Vorgängern. Aber gleich unterhalb, an dem Weg, der von diesem Sattel gegen SW zum P. 625 quert, ist bräunlicher biotitreicher Glimmerschiefer in einem langen Hohlweg anstehend aufgeschlossen. Lesesteine lassen ihn den ganzen gegen W ziehenden Waldrücken abwärts verfolgen; untergeordnet auch Amphibolit dazwischen. An dem Weg, der zum Langecker hinabführt, sieht man den Biotitschiefer mit Grünschiefer verschuppt, in Lagen von höchstens einigen Metern; am S-Rand des Waldes steht Silbersbergkonglomerat an, das unter ihn einfällt. Gegen SW muß eine Verwerfung alles abschneiden: schon am N-Rand der sumpfigen Wiesenmulde südlich des Waldrückens treten Grünschieferfelsen aus dem Grashang heraus. Aber südlich dieser Wiesenmulde trifft man die gegen SO zurückversetzte Fortsetzung der Glimmerschiefer (Lesesteine). Auch weiterhin scheinen dieselben stark von Verwerfungen zerhackt, deren Verlauf sich in dem aufschlußarmen Gelände jedoch kaum mit einiger Sicherheit festlegen läßt. An dem oben genannten Weg (P. 688 bis P. 625) — der auf lange Erstreckung in der Nachbarschaft ihrer Grenze gegen die liegenden Silbersbergschichten zu verlaufen scheint — sind sie weiter zu verfolgen; auch Amphibolit ist stellenweise damit verknüpft. Außerhalb des Waldes sind die kristallinen Gesteine durch eine Verwerfung wieder nach NW vorgeschoben — sie ist hier gut kenntlich durch das nach NNW verdrehte Streichen eines Aufschlusses der Grünschiefer nordwestlich der Glimmerschiefer. Noch im Stuppachgraben stehen Biotitschiefer an, gegenüber der Fuchsgrabenmündung durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen.

Auf der anderen Seite des Stuppachgrabens setzen sie fort, WNW-fallend, in allerdings stark verwitterten Anrissen an dem grün bezeichneten Weg, der zum Rücken nördlich des Silbersbergs beim Ehrenbeck hinaufführt; bei einem Hof unterhalb des letzteren liegen reichlich Muskowitgneise und diaphthoritischer Amphibolit umher. Die Aufschlüsse sind hier recht mangelhaft; soviel läßt sich jedoch erkennen, daß der weiteren Fortsetzung des Zuges das weiße aplitartige Gestein angehört, das bei P. 713, auf dem Rücken südlich von Ehrenbeck, durch eine kleine Schottergrube

erschlossen ist (vgl. Abb. 3).⁷⁾ Dort ist es zunächst damit zu Ende; folgen wir aber vom Ehrenbeck dem grün bezeichneten Weg zunächst westlich abwärts, und verlassen ihn bei dem ersten Graben im Walde auf einem abwärts abzweigenden Steig, so treffen wir wieder stark braunrot verwitterte, sehr feinschuppige Glimmerschiefer, zum Teil mit Feldspatknoten; bei eben diesem Graben werden sie gegen SO von einer Verwerfung begrenzt. Gegen W aber ziehen sie unterhalb der Wiesen unterm Zuckerhut am Waldgehänge weiter; ein neu angelegter Weg durchquert schräg ihre ganze Mächtigkeit. Sie fallen hier mittelsteil nördlich. Im Hangenden finden sich Spuren von Amphibolit; ebensolcher — zum Teil granatführend — bildet im Liegenden, 15 bis 20 m mächtig, eine mehrere 100 m fortlaufende Felsmauer. Gegen W nimmt die Mächtigkeit der Kristallingesteine ab, auf dem Gehänge gegen den Rehgraben verschwinden sie.

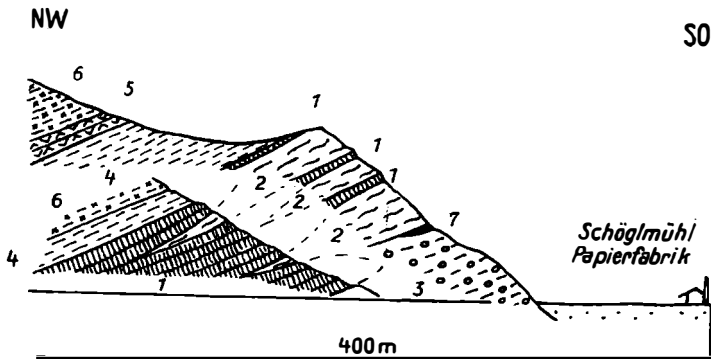


Abb. 2.

Profil am SO-Kamm des Kohlbergs.

- | | | | |
|-----------------|--------------------|-----------------------------|----------------|
| 1 Amphibolit | 3 Konglomerat | } der Silbers-
bergserie | 5 Grünschiefer |
| 2 Muskowitgneis | 4 Schiefer | | 6 Porphyroid |
| | 7 Dolomit-Magnetit | | |

Schuld daran ist wieder eine Verwerfung: denn auf dem Rücken westlich des Rehgrabens sind sie wieder in größerer Mächtigkeit entwickelt, aber nach S verschoben. Amphibolit liegt hier als untergeordnete Einschaltung in Glimmerschiefer. Daran schließen sich unmittelbar die Vorkommen des Kohlbergs (Abb. 2). Steigt man längs dessen SO-verlaufenden Rückens auf, so trifft man in den Silbersbergkonglomeraten des Bergfußes, durch eine aufschlußlose Zwischenstrecke getrennt, braun verwitterte Muskowitschiefer und gänzlich unkenntliche Diaphthorite, mit untergeordneten Lagen von Amphibolit, deren letzte, durch helle Flecken ausgezeichnet, das ganze 40 m mächtige Kristallinpaket gegen oben abschließt. An dessen Basis ist in einem kleinen Schurf etwas grobkristalliner Magnetit-Dolomit (< 1 m) entblößt, während im Hangenden

⁷⁾ Auf diese Stelle bezieht sich die Angabe von MOHR, 1910, S. 132 („saures Ganggestein“); und wohl auch jene von AMPFERER, 1918, Prof., Fig. 38: Blöcke eines mylonitischen Biotitgranits, und S. 52: Mylonit eines glimmerarmen Biotitgranits. Ein solches Gestein habe ich zwar nicht gesehen, doch dürften sich die Aufschlußverhältnisse seit AMPFERERS Anwesenheit geändert haben.

konglomeratfreie graue Schiefer, weiter Grünschiefer und Porphyroid folgen. Gegen W aber ändern sich die Verhältnisse, ohne daß man dies im einzelnen verfolgen könnte: der Glimmerschiefer usw. verschwindet ganz, man sieht nur noch Amphibolit, mit meist reichlich aplitischen Lagen; auch Marmorschmitzen sind nicht selten, meist nur 1 bis 2 cm, aber auch bis gegen $\frac{1}{2}$ m mächtig. An, beziehungsweise über dem horizontalen Weg, der bei 500 m oberhalb der Papierfabrik Schlöglmühl gegen W führt, finden sich mehrfach gute Aufschlüsse.

Damit verschwindet unser Kristallinzug unter die Alluvionen der Schwarza, zwischen Schlöglmühl und Schmidsdorf, nach ungefähr 10 km langem, nur auf ganz kurze Strecken unterbrochenem Verlauf. Es kommen aber noch kleine, seitab liegende Nebenschollen hinzu:

Auf dem Silbersberg bei Gloggnitz (Abb. 3). Folgt man dem bezeichneten Weg, der nordöstlich des Bahnhofes beginnt, so durchquert man bis nahe an die Oberkante des Steilgehanges die Konglomerate, die von dem Berg ihre Namen haben. Bei dem Gehöft hart unter der Kante

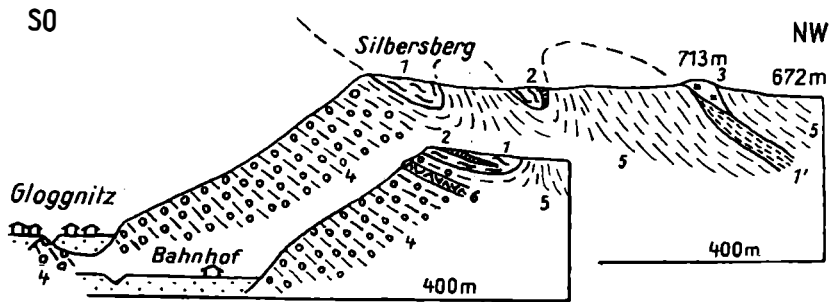


Abb. 3.

Profile am Silbersberg bei Gloggnitz.

- | | | |
|-------------------------------|----------------|------------------------|
| 1 Muskowitschiefer bis -gneis | 4 Konglomerat | } der Silbersbergserie |
| 2 Amphibolit | 5 Schiefer | |
| 3 Aplitgneis | 6 Grünschiefer | |

trifft man Schutt von Grünschiefern, die alsbald auch anstehen, nur wenige Meter mächtig. Darauf folgt sogleich, den Rücken, über den der Weg sich westwärts wendet, größtenteils bedeckend, Blockwerk von muskowitzreichem Glimmerschiefer, zum Teil gefeldspatet; beim Eingang in den Wald auch zum Teil granatführender Amphibolit. Grenzen zu ziehen ist nur mit einigem Vorbehalt möglich; so viel ist sicher, daß im südseitigen Steilgehänge knapp unter der Kante die Grünschiefer, darunter die Silbersbergsschichten, durchgehen. Bei dem Wirtshaus, wo der rot bezeichnete Weg gegen NW abzweigt, kommen diese auf den Kamm, mit schönen Konglomeraten; das Kristallin ist hier zu Ende. Aber auf dem Rücken gleich nördlich vom Silbersberggipfel, bei den alten Schürfen, liegen die muskowitzreichen Schiefer wieder in Mengen umher; ebenso auch etwa 200 m weiter nördlich im Wald, wo auch wieder Amphibolit damit vergesellt ist. Von beiden Stellen reicht der Schutt weit im W-Hang abwärts, ohne daß sich daraus mit irgend welcher Sicherheit etwas über die Abgrenzung der Kristallinvorkommen entnehmen ließe. — Über deren tektonische Beziehungen zum Hauptzug vgl. Abb. 3 (hypothetische Luftlinie!).

2. Die Gesteine.

a) Die Amphibolite sind schon makroskopisch einigermaßen mannigfaltig; wenn auch der größte Teil von ihnen, nämlich der ganze mächtige nördliche Zug von Vöstenhof, weit überwiegend einem Typus angehört: einem sehr gleichmäßig feinkörnigen, in dem wohl gelegentlich eine sehr feine Bänderung, sonst aber nichts Bemerkenswertes auffällt. Selten in diesem Bereich sind etwas gröberkörnige Abänderungen, bei denen die Unterscheidung der dunkelgrünen Hornblende und des weißen feldspatigen Anteils auch ohne Lupe schon leicht fällt; und hin und wieder, zum Beispiel am Waldrand bei Tiefenbach, trifft man aplitische Lagen konkordant eingeschaltet.⁸⁾ In noch größerem Umfang ist dies in dem südlichen Zug an der Straße unterhalb Schloß Vöstenhof der Fall (vgl. oben).

Außer diesen „gemeinen“ gibt es aber auch Granatamphibolite. Dahin gehören die Vorkommen südlich des Saubaches und auf dem Gehänge östlich des Stuppachgrabens zum guten Teil, ebenso ein Teil jener am Silbersberg und Kohlberg. Diese Gesteine zeigen fast allgemein etwas gröberes Korn ihrer dunkelgrünen Hornblendemasse, in der das unbewaffnete Auge nur spärlich — wenn überhaupt! — einen weißen Feldspatanteil unterscheidet. Sehr deutlich sichtbar sind dagegen die dunkelblutroten bis braunroten rundlichen Granaten, die etwa 3 bis 4 mm Durchmesser erreichen können und oft dicht gedrängt im Gestein liegen. Selbstverständlich muß man den Granatamphiboliten auch jene Gesteinstypen anreihen, wo der Granat infolge sekundärer Veränderungen nicht mehr als solcher erhalten ist, sondern gelblichgrüne Knoten oder weißliche Flecken an seine Stelle getreten sind (Kohlberg-SO-Rücken zum Teil).

Endlich sind dann noch die durch tektonische Zerrüttung und Diaphthorese veränderten Amphibolite zu erwähnen; sie sind gleichmäßig fast dicht und „grünschieferähnlich“ geworden, unterscheiden sich aber deutlich von den benachbarten Grünschiefern der Grauwackenzone durch dunklere, mehr bläulichgrüne Färbung; diese läßt sie vielmehr manchen Serpentinien so ähnlich werden, daß die Unterscheidung zum Teil erst im Dünnschliff gelingt.

a) Der gemeine Amphibolit zeigt im Schliff als Hauptgemengteile Hornblende und Feldspat in ungefähr gleicher Menge. Die Hornblende zeigt n_{α} gelb, n_{β} bräunlichgrün, n_{γ} grün (kaum bläustichig); $n_{\gamma} : z = 1,3^{\circ}$; $\gamma - \alpha$ nicht über 0,020; sie bildet Säulen bis zu 0,5 mm Länge bei etwa 0,1 mm Dicke; (110) ist zum Teil gut ausgebildet. Der Plagioklas besitzt in seinen (seltenen) größten Körnern, mit zirka 0,5 mm Durchmesser, eine verwaschene breite Randzone, mit Zoisitbesen; der Vergleich der Lichtbrechung mit dem Kollolith ergab $\gamma' >$, $\alpha' = n$ des Kolloliths (welches bekanntlich nicht ganz konstant ist). Es kommt also schon für die Randzone höchstens Oligoklasalbit in Frage (wobei zu bedenken ist, daß durch Ausscheidung der Zoisitbesen An verbraucht, der ursprüngliche Feldspat also basischer gewesen sein muß!); sowohl die ganze Art dieser Zonarstruktur spricht für inverse Folge, als auch das Fehlen der Zoisitbesen im Kern. Dieser kann also nur reinem Albit recht nahe stehen; leider macht das Fehlen aller Bezugsrichtungen eine exakte

⁸⁾ Wie dies in dieser Gegend auch MOIR (1922, S. 147) schon beobachtet hat.

Bestimmung unmöglich. Die kleineren Feldspate sind zumeist einheitlich und entsprechen der Randzone; oft sind sie im inneren Teil ganz undurchsichtig infolge von Zoisitausscheidung. Sonst sind noch einzelne kleine Blätter von Chlorit zu erwähnen, meist in Plagioklas eingebettet, sowie Epidot in einzelnen Körnern und Gruppen von solchen, im allgemeinen an Scherzonen gebunden. Diese beiden sind jedenfalls Ergebnis einer jüngeren, diaphthoritischen Phase der Gesteinsgeschichte. Nebengemengteile: Magnetit in kleinen Körnern ziemlich reichlich; auch Apatit nicht selten. Titanit, der in manchen anderen Amphiboliten stark hervortritt (vgl. unten!), scheint dagegen ganz zu fehlen. — Paralleltexur kommt durch Regelung der Hornblendesäulen zum Ausdruck; Lagenbau ist dabei nur in sehr unvollkommener Weise verwirklicht: einzelne Streifen von reinem Plagioklas sind wohl zwischen solchen mit vorwiegender Hornblende ausgeschieden, halten aber nie weiter aus. Postkristalline Störungen sind beschränkt auf einzelne Scherzonen; die oben genannten diaphthoritischen Merkmale sind aber nur teilweise — Epidot! — an sie gebunden.

β) Die Granat amphibolite (und ihre Abkömmlinge): Hier wiegt im Schlibbild die Hornblende gegenüber Feldspat weit vor, etwa im Verhältnis 4:1 bis 3:1. Sie zeigt in der Regel α gelb, $n\beta$ bräunlichgrün, $n\gamma$ bläulichgrün, dies manchmal weniger ausgesprochen; $n\gamma:z$ wurde zwischen 12 und 18° schwankend gefunden, $\gamma - \alpha$ nahe an 0,025; die Ausbildung der bis über millimeterlangen (in einem Schlibb bis über 2mm), gedungenen Säulen ist meist mangelhaft, selbst (110) nicht oft gut ausgebildet. Fleckenweiser Übergang in die blaßgrüne sekundäre Varietät hier zum Teil wie oben. Der Feldspat ist meist etwas getrübt, sonst aber unverändert; Zwillinglamellen sind selten, die Körner meist klein (0,1 bis 0,3 mm), unregelmäßig ausgebildet, zum Teil in Gruppen, die auf Zerfall ehemals größerer Individuen zu deuten scheinen; genauere Bestimmung war nur ausnahmsweise möglich: Auslöschungsschiefe $\perp n\alpha = 75^\circ$, also Albit! Aber auch sonst sprach die Lichtbrechung stets für mindestens dem Albit sehr nahestehende Mischungen (wegen des abweichenden, aus Granat entstehenden Feldspats vgl. unten!). Sehr verwaschene Zonenstruktur (invers!) kommt in einem Schlibb vor (östlich Stuppachgraben), und zwar um fast alle Albite, auch wo sie sich gegenseitig berühren. Der Granat, im Schlibb noch zum Teil ganz blaßrosa, stets isotrop, bildet — soweit noch erkennbar! — gerundete Körner, vielfach ganz ohne Einschlüsse, abgesehen von feinem, sehr stark doppelbrechendem Staub (Titanit?); in anderen Fällen umschließt er auch reichlich Quarzkörner; in einem Schlibb Magnetit, vereinzelt die anderen Mineralien des Grundgewebes. Umwandlung in Chlorit, zum Teil auch Epidot auf Rissen, ist fast allgemein verbreitet; in fortgeschrittenen Fällen sind nur noch einzelne Granatreste in Pseudomorphosen aus diesen Mineralien erhalten. Die oben erwähnten gelblichgrünen Knoten aber sind Pseudomorphosen anderer Art: Epidot ist zwar an ihnen auch beteiligt, daneben aber ein von dem oben genannten stark abweichenden Feldspat; er ist von Zoisitbesen derart durchwuchert, daß er fast undurchsichtig wird. Der gleiche, ursprünglich zweifellos recht An-reiche Feldspat bildet die oben erwähnten weißlichen Flecken, als pflasterartiges Aggregat; seine Körner haben hier 0,1 bis 0,2 mm Durchmesser — allerdings lassen sich nur teilweise ihre Grenzen überhaupt feststellen, soweit nämlich randlich die Zoisiterfülltheit nachläßt.

Gelegentlich sprossen aus diesem Pflaster auch größere Klinozoisite auf, welche sogar ihrerseits den Feldspat verdrängen und sich zu Pflaster ~~zusammen-~~ ~~schließen~~ können. An das Ausgangsmineral erinnern dabei nur noch ~~die~~ ~~rundlichen~~ bis eckigen, manchmal fast quadratischen Umrisse der Pseudomorphosen; sie stimmen vorzüglich zu Granat. — Als Übergangenteil in wechselnder Menge vorhanden ist Quarz, in einem Fall ziemlich reichlich und in größeren Körnern (bis 0,4 m), gewöhnlich kleiner, fast immer mit Feldspat verknüpft; in einem Schriff fehlt er auch ganz.⁹⁾ An Nebengemengteilen ist vor allem Titanit fast immer ziemlich reichlich, zum Teil auch Magnetit, der in manchen Schriffen Haufen kleiner Körner bildet, in anderen aber ganz fehlt; Pyrit nur ganz vereinzelt. Apatit ebenfalls sehr wechselnd. — An sekundären Bildungen Chlorit und Epidot (auch abgesehen von den Granatpseudomorphosen) sowie Muskowit und Karbonat, im ganzen aber alle nur spärlich.

Strukturell bieten diese Gesteine einige Abwechslung: die Granaten liegen als Porphyroblasten in einem mäßig — manchmal auch kaum merklich — parallelgeordneten Grundgewebe, in welchem Quarz und Feldspat ziemlich gleichmäßig unter die Hornblende gemischt, ausnahmsweise auch bänderweise etwas angereichert sind. In einem Fall liegen die Granaten reihenweise von Albitthöfen umgeben, die sich zu Lagen zusammenschließen, während hier die damit wechselnden Hornblendelagen feldspatfrei sind. Auch die Schwärme von Magnetitkörnern sind in diesem Schriff in die s-Fläche eingeordnet und setzen ohne jede Störung durch die Granatporphyroblasten hindurch. Sonst sind in diesen nirgends Relikttexturen — insbesondere keine verlegten — zu beobachten gewesen. — Spuren postkristalliner Deformation sind in allen untersuchten Schriffen sehr geringfügig.

Diese Gesteine lassen wenigstens einen Ausschnitt aus einer ziemlich komplizierten Geschichte erkennen. An das Ausgangsmaterial erinnert freilich nichts mehr, es kann Gabbro, Diabas oder Tuff gewesen sein. Auf letzteren oder doch Oberflächenergüsse könnte man versucht sein, die mehrfach (westlich St. Johann, nach MOHR, 1922, S. 146; Kohlberg-S-Seite, ähnlich aber auch P. 897 westlich Arzbachmündung, vgl. S. 38 f.) eingeschalteten Marmorlagen und -schmitzen zu deuten.¹⁰⁾ Eine erste meta-

⁹⁾ Die schwankenden Literaturangaben über sein Auftreten in den Vöstenhofer Amphiboliten (KEYSERLING, 1903, S. 157; MOHR, 1922, S. 152) finden somit sehr einfach ihre Erklärung.

¹⁰⁾ Daraus und vielleicht aus der teilweisen Quarzföhrung könnte vielleicht auch auf sedimentäres Ausgangsmaterial überhaupt geschlossen werden. Allein sedimentogene Amphibolite, die in der Literatur so häufig eine Rolle spielen, haben einen großen Haken: ein entsprechendes Ausgangsmaterial ist nämlich in der Reihe der reinen (nicht tuffogenen) Sedimente kaum bekannt. Dolomitische Mergel, die da gewöhnlich genannt werden, sind doch nur ein recht außergewöhnlicher Gesteinstyp! Falls es sich nur um das Vöstenhofer Vorkommen handeln würde, könnte man ja vielleicht noch an so etwas denken; aber jede diesbezügliche Hypothese hat ihre Konsequenzen für einen sehr ausgedehnten Altkristallinbereich, von dem jenes eben nur ein Bruchstück ist, wie wir sehen werden. Und die Annahme eines durch spätere Zuföhr veränderten Sediments ist auch nicht verlockend; wenn wir schon eine solche Zuföhr heranziehen — und ganz zu umgehen ist sie sicher nicht; vgl. die bereits erwähnten Injektionen! —, dann doch lieber in ursprüngliches Erguß- bis Tuffmaterial, wo wir mit viel geringerem Betrag dieser Zuföhr auskommen und insbesondere einen eventuell vorhandenen SiO₂-Überschuß auf solche Weise leicht deuten können.

morphe Phase führte zum Mineralbestand eines mesozonalen Granat-amphibolits. Sie war begleitet oder gefolgt von Injektion eines sauren Restmagmas, die allerdings unmittelbar nur in den „gemeinen“ Amphiboliten nachzuweisen ist; in den vorliegenden Gesteinen könnte allenfalls der — der Menge nach ja sehr schwaukende! — Quarz auf sie zurückgeführt werden, vielleicht auch die allerdings nur lokale Feldspatums wandlung¹¹⁾ des Granats, die ja vermutlich auch etwas Na-Zufuhr erfordert. Daß diese Umwandlung nichts mit Diaphthorese zu tun hat, erscheint sicher, da ja der Feldspat der Pseudomorphose seinerseits erst der Diaphthorese verfällt! Diese „füllt“ ihn mit Zoisit und läßt denselben sammelkristallisieren, den bisher unveränderten Granat wandelt sie in Epidot + Chlorit um, die grüne Hornblende in die blasse, allenfalls auch in Chlorit usw.; im ganzen bleibt ihre Wirksamkeit in den untersuchten Schliften jedoch recht bescheiden.

γ) Amphibolit-Diaphthorit. Ein ausgesprochen rückschreitend umgewandeltes Gestein ist dagegen der dunkelgrüne Schiefer an dem Weg östlich Vöstenhof, unter dem Bildstöckl am Waldrand nahe der „Großen Föhre“. Es zeigt schon makroskopisch nichts mehr von der Beschaffenheit des Amphibolits; im Schliff erscheint es als beinahe monomineralisches Aggregat eines blaßgrünen, kaum pleochroitischen, sehr schwach doppelbrechenden Chlorits ($n_{\gamma} = z$) mit nur wenig hervortretender Paralleltexur. Einziges weiteres Mineral ist der überall verstruete Magnetit. Seine unveränderte Beschaffenheit beweist wohl auch, daß tertiäre Oberflächenverwitterung — die Schotter des Gottschakogels liegen unmittelbar über dem Aufschluß — für die Chloritisierung in diesem Gestein keineswegs mitverantwortlich sein kann.

b) Serpentin. Das ganz massive, nach unregelmäßigen Klüften brechende Gestein vom Hohlwege westlich St. Johann ist, wie der Schliff zeigt, ein typischer Chrysotilserpentin mit Maschenstruktur. Von primärem Olivin usw. ist kein Rest mehr zu finden. Die sehr schwach doppelbrechenden Mittelfelder der „Maschen“ sind bräunlich getrübt; umrahmt werden sie von oft schräggestellten Chrysotilfasersäumen. Magnetit ist zum Teil an den Maschengrenzen in feiner Verteilung ausgeschieden; zum weitaus größeren Teil bildet er kompakte Klumpen und Körner, zum Teil mit Andeutung von (111), die den Verdacht auf Relikte des primären Mineralbestandes erwecken. Karbonat reichlich, meist formlos, vereinzelt auch kleine Rhomboëder, manchmal mit Magnetitsaum; da das Gestein mit verdünnter HCl stark braust, handelt es sich jedenfalls um Kalzit.

Hält man diese Beschreibung neben die von MOHR (1922, S. 152) gegebene, so sieht man, daß das Gestein trotz der geringen Ausdehnung, in der es ansteht, in vielen Einzelheiten sehr schwankt: die weingelbe Farbe des Serpentin, das regelmäßige Auftreten von Magnetit auf den Maschengrenzen, das häufige von stark doppelbrechenden feinkörnigen Kernen im Innern der Maschen, der ? Epidot konnten in meinem Schliff nicht beobachtet werden.

¹¹⁾ Hier, wo der ganze Granat aufgezehrt wird, fällt die Möglichkeit weg, daß er bloß für den Feldspat als richtiger Mittelpunkt gedient hätte, wie das BECKE und auch STINY, 1917, für die Feldspathöfe des „Rittinger Typus“ in Erwägung zieht. Es liegt folglich nahe, auch in anderen ähnlichen Fällen Aufzehrung oder wenigstens chemische Wechselwirkung mit dem Granat anzunehmen, wenn auch der Vorgang noch immer reichlich dunkel bleibt.

c) **Aplitgneis.** Gesteine dieser Art treten in größeren Massen nur selten auf. Von den Lagergängen an der Straße unter Vöstenhof hat bereits MOHR (1922, S. 148) eine Beschreibung geliefert; sie stimmt in den meisten Punkten auch auf den Aplitgneis, der die Kuppe P. 713 auf dem Rücken nördlich vom Silbersberg bildet, den MOHR, 1910, S. 132, erwähnt, aber nicht näher untersucht hat. Es ist dies wohl das mächtigste Gestein seiner Art im Bereich des Vöstenhofer Kristallins; jedenfalls das einzige, das in 1:25.000 noch ausgeschieden werden kann. Es ist ein ganz weißes, makroskopisch fast porzellanartig dicht erscheinendes Gestein; das beruht allerdings darauf, daß es nach lauter Rutschklüften bricht, die von Mineralbestand und Struktur fast nichts erkennen lassen. Auf künstlichen Schnittflächen tritt die Zusammensetzung aus Quarz und Feldspat sowie die Anordnung derselben in etwas in die Länge gezogenen Sprengeln deutlicher hervor.

Im Schliff bemerkt man die häufig starke Streckung der Quarzkörner //s, die bis zum Sechsfachen der Dicke geht. Der Hauptdurchmesser beträgt 0,3 bis 0,5, aber auch bis über 1 mm. Sie sind im allgemeinen mehr oder minder ineinander verzahnt, undulös, gelegentlich randlich in feines Trümmerwerk übergehend. Das Mengenverhältnis zum Feldspat ist ungefähr 1:3. Dieser erreicht ähnliche Größe, doch herrscht rundlich isometrische Ausbildung seiner Körner vor. Mitunter zwillinglamelliert, sind dieselben stets mit feinen Muskowitblättchen gefüllt; die genauere Bestimmung führt auf Albit. Vollkommen chloritisierter Biotit in $\frac{1}{2}$ bis 1 mm langen Blättern, nesterweise zusammengehäuft, mag noch etwa 2 bis 3% des Gesteins bilden. Etwas Serizit bildet auf manchen Korngrenzen einen sehr feinen Überzug. Magnetit ab und zu in gut entwickelten Kriställchen; ganz vereinzelt Pyrit mit sehr schmalem Magnetitsaum sowie Apatit. Titanit in kleinen Kriställchen ziemlich reichlich als Nebenprodukt der Chloritisierung. — Die Paralleltexur dieses Gesteins beruht auf unregelmäßig lagen- bis linsenweiser Verteilung der Hauptgemengteile, verbunden mit Regelung nach der Korngestalt. Die ziemlich starke postkristalline Zertrümmerung hat jene anscheinend in der Hauptsache bereits vorgefunden.

Es liegt in diesem Gestein — ebenso wie in dem von MOHR a. a. O. beschriebenen — also ein reiner Albit-Aplitgneis vor.

d) **Granatmuskowitschiefer bis Muskowitgneis.** Dies ist wieder ein Hauptglied im Bestande des Vöstenhofer Kristallins. Es dürfte dem entsprechen, was MOHR (1922, S. 149 f.) als „porphyrischen Granatgneis“ und „Muskowitschuppengneis“ bezeichnet. Es gehört dahin ein großer Teil der Gesteine, welche den Saubach zu beiden Seiten begleiten; ferner die Hauptmasse der Scholle auf dem Silbersberg.

Es sind etwas unregelmäßig schieferige Gesteine mit meist großem Reichtum an silberweißen Muskowitblättern, die in den größten Abänderungen mehrere Millimeter Länge erreichen können; Reste dunklen Glimmers treten dagegen ganz zurück. Zwischen ihrem oft mehr oder minder sperrigen Blätterwerk erkennt man auf dem Querbruch in schwankender Menge grauweißen Quarz und mattweiß-trübe, meist linsenförmige Gebilde, die den Verdacht auf umgewandelte Feldspate erwecken; dazu in verhältnismäßig seltenen Fällen braunroten Granat, der bis zu 4 mm Durch-

messer erreichen kann. Turmalin in schwarzen Säulen in dem von MOHR, 1922, S. 150, beschriebenen Gestein ist eine sonst nicht beobachtete Ausnahme.

Im Dünnschliff erscheint am besten erhalten ein makroskopisch grobschuppiger Granatmuskowitschiefer von der S-Seite des Saubachs, südwestlich Vöstenhof. Der Granat ist hier ganz blaßrötlich und isotrop; teils von Einschlüssen frei, teils umschließt er Quarzkörner, auch etwas Muskowit ohne gesetzmäßige Anordnung; kristallographische Umgrenzung zeigt er nur andeutungsweise, aber auch keine Anpassung an die Paralleltexur (wie sie MOHR a. a. O. angibt). Von einzelnen chloriterfüllten Rissen abgesehen, keine Umwandlungserscheinungen. — Die scheiterförmigen, bis über 2 mm langen Muskowitblätter sind vielfach in eine Zwischenmasse von untergeordnetem rötlichbraunem Biotit eingebettet, der indessen bis auf geringe Reste chloritisiert ist. Quarz in vielfach über millimetergroßen, unregelmäßigen Körnern, zeigt hier nur wenig von Raumgitterstörungen. Der Feldspat ist ausnahmslos¹²⁾ Plagioklas, im allgemeinen stark serizitgefüllt, so daß die Zwillingslamellen zum Teil nur eben noch hindurchschimmern; in einzelnen Fällen aber ist er noch sehr gut erhalten. Hier ließ sich die Lichtbrechung $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$ feststellen; die Kreuzstellung war nicht ganz scharf erfaßbar: γ' ungefähr = ω ; die Auslöschungsschiefe nahe $\perp na$ ergab sich zu 83° . Es liegt also ein saurer Oligoklas vor. Gegen den Quarz zeigt er vielfach sehr unregelmäßige Grenzen und viele Einschlüsse; gegen Glimmer ist er meist ganz schlicht begrenzt. In einem einzigen Feldspat fanden sich mehrere Einschlüsse von einem farblosen, ziemlich stark (aber eher noch unter 1,7) lichtbrechenden Mineral; Doppelbrechung etwa 0,012 bis 0,014; Spaltbarkeit parallel der Längsrichtung, eine undeutliche nahe senkrecht dazu; $n\gamma$ liegt in der Längsrichtung, doch war kein brauchbares Achsenbild zu erhalten. Auslöschung anscheinend nicht oder nur ganz wenig schief, also kein Disthen; aber Positives war nicht festzustellen. Von Nebengemengteilen etwas (Ti-haltiger! Leukoxen!) Magnetit und spärlich Zirkon. — Der Schliff zeigt ein charakteristisches Linsengefüge, indem die dicken Glimmersträhne sich um Quarzinseln herumschlingen; in den ersteren liegt der Granat gewöhnlich, während der Feldspat den Quarz — wenn auch nicht ausschließlich — bevorzugt. Das kristalline Gefüge ist fast unverletzt von mechanischen Eingriffen; auch Diaphthorese ist nur geringfügig, abgesehen von der Serizitfüllung der Feldspate.

Die anderen untersuchten Schriffe betreffen stärker sekundär veränderte Gesteine sowohl was Diaphthorese als was mechanische Umformung betrifft. Der Feldspat ist zum Teil restlos bis zur Unkenntlichkeit serizitisiert; stellenweise legen noch rundliche Quarzeinschlüsse von seiner anfänglichen Gestaltung Zeugnis ab, die äußere Form aber ist flach linsig

¹²⁾ MOHR (1922, S. 150) gibt an: „fragliche Reste von Orthoklas“; einige Zeilen weiter: „Immerhin sind doch einzelne Reste und die Verdrängungsaggregate von Serizit (etc.) zu beobachten, welche auf Kalifeldspat schließen lassen“. Mir scheint hier wieder der so häufige Trugschluß vorzuliegen, daß ein serizitierter Feldspat ohne Lamellen ein Kalifeldspat sein müsse, während sich doch tatsächlich fast überall, wo Kalifeldspat und Plagioklas nebeneinander vorkommen, beobachten läßt, daß sich aus diesem Serizit entwickelt, aus dem Kalifeldspat aber nicht. Vgl. dazu H. P. CORNELIUS, 1935.

geworden, soweit sie nicht überhaupt in Serizitfasern nach s auseinanderfließt. Die Muskowitblätter sind teils gestaucht und geknickt, teils auch zu feinem Serizitmus zerrieben; in einem anderen Schriff ihre Pakete streng in s ausgerichtet. Der begleitende Biotit ist in diesem vollständig durch Chlorit ersetzt. Anhäufungen des gleichen Minerals — optisch übrigens nicht abweichend! — sind möglicherweise das einzige, was auf ehemals vorhandenen Granat noch hindeutet; auf alle Fälle ist dessen Menge viel geringer als in dem zuvor beschriebenen Schriff aus dem Saubachgraben, und in einem solchen vom Silbersberg fehlt er ganz. Dafür ist hier die Menge des Feldspats wesentlich größer, ungefähr gleich der des Quarzes, geworden. Dieser zeigt die üblichen Erscheinungen mechanischer Zertrümmerung, Nebengemengteile wie oben; zum Teil auch Apatit in einzelnen großen rundlichen Körnern. — Ursprüngliches Linsengefüge (wie oben) nur noch in Resten; in der Hauptsache herrscht ein darüber geprägter, von der angeführten mechanischen Zertrümmerung begleiteter Lagenbau.

Die genetischen Verhältnisse dieser Gesteine beurteile ich ganz anders als MOHR, der a. a. O. an primäre Orthogneise denkt, in denen die muskowitzreicheren Typen eine „Stressfazies“ darstellten, mit Entwicklung von Muskowit auf Kosten von Feldspat und Biotit; dabei wird jedoch ausdrücklich festgestellt, daß die Muskowitneubildung nicht mit der kataklasischen Zertrümmerung parallel geht und daher auch nicht mit ihr genetisch zusammenhängen könne. Diese Feststellung kann ich durchaus unterschreiben. Im übrigen aber scheint mir eine Gesteinsserie vorzuliegen, die zu den im ostalpinen Altkristallin weitverbreiteten „Hellglimmerschiefern“ (ANGEL) gehört und, wie diese überhaupt, vermutlich sedimentogenes, sandig-toniges Ausgangsmaterial besitzen dürfte; die Feldspate allerdings dürften wesentlich auf spätere Zufuhr zurückgehen. Die der Menge nach wechselnde Beteiligung derselben wäre also nicht Folge einer Aufzehrung durch Muskowit, sondern im Gegenteil einer „Feldspatung“, bei der Muskowit und vielleicht auch Granat¹³⁾ — was allerdings in den vorliegenden Schliffen nicht zu beobachten ist — aufgezehrt wurden (neben vielleicht ursprünglich noch vorhandenen weiteren Tonerdesilikaten). All dies gehört jedenfalls noch in die erste Phase der Metamorphose, deren Ergebnis eben der (mesozonale) Mineralbestand der Granatmuskowitschiefer usw. war; die Feldspatung könnte dabei vielleicht die pegmatitische Durchädung der Amphibolite vertreten, wenn auch freilich als Feldspat (primär) Oligoklas gegen dort Albit vorliegt. — Die zweite metamorphe Phase war wie bei den Amphiboliten diaphthoritischer Art: sie brachte die „Füllung“ der Feldspate mit Serizit (auf Kosten von ursprünglich isomorph beigemengtem ? Kalifeldspat + Anorthit), die Chloritumwandlung von Granat und Biotit. Begleitet oder gefolgt war sie von der mechanischen Zertrümmerung des Quarzes, aber auch des Feldspats und der Glimmer: Serizitbildung auf Kosten von Muskowit!

e) Biotitgneise. Hierher gehören größtenteils sehr feinschuppige, lichtbraune Gesteine, deren färbender Bestandteil der reichlich vorhandene Biotit ist. Flaserig von ihm umflossen, sind öfters auf dem Querbruch zahlreiche trübweiße Feldspatkörner zu erkennen, rundlich oder eckig, um

¹³⁾ Entsprechend der Vermutung von V. M. GOLDSCHMIDT, 1920.

einen bis (ausnahmsweise) 2mm im Durchmesser. In anderen Handstücken aber tritt der Feldspat kaum individualisiert hervor, wechselt vielmehr in feinkörnigen, nie weiter aushaltenden Lagen (zu einer ausgeprägten Lagentextur kommt es nicht!) mit dem Glimmer. Quarz und Muskowit sind auch zu erkennen, ohne aber stärker hervorzutreten. — Leider sind die hierher gehörigen Gesteine — die besonders beiderseits des Stuppachgrabens bis Tannschach und bis zum Kohlberg eine Hauptrolle spielen — ohne Ausnahme sehr unfrisch, zum Teil gänzlich zermürbt.

In einem Schliff mit einsprenglingsartigem Feldspat (am Weg nordöstlich Ehrenböck, auf der W-Seite des Stuppachgrabens) ist dieser größtenteils unregelmäßig gestaltet, mit Quarzeinschlüssen; im Kern ist er mit Zoisitbesen erfüllt, in einer (jedoch nicht immer vorhandenen!) Randzone mit fast nur Muskowit. In einem Schliff von der Straße unter Vöstenhof, wo er zwischen den Glimmerlagen eingebettet, ist er meist länglich (bis 0,5mm), rundlich, zum Teil voller Quarzeinschlüsse, stark serizitgefüllt, doch bleibt zum Teil die Kernpartie frei davon. Sie konnte in einem solchen Fall als dem Albit mindestens sehr nahestehend bestimmt werden ($\alpha' >$, $\gamma' < n$ des Kolloliths). — Quarz in teilweise stark //s gestreckten Körnern tritt ziemlich zurück; er zeigt vielfach undulöse Auslöschung und Mörtelkränze. Biotit und ihm gegenüber zurücktretend Muskowit bilden teils kleine zerrufte Blätter, teils größere Pakete in paralleler Verwachsung dünner Lamellen (bis zirka 0,75mm lang). Etwas Apatit, Magnetit. — Linsig-flaserige Paralleltexur ist zum Teil sehr ausgesprochen, zum Teil fast gar nicht (Vöstenhof); in diesem Fall wird die Struktur fast hornfelsartig.¹⁴⁾

Hierher gehört auch ein in losen Stücken am Beginn des Weges St. Johann—Vöstenhof gefundenes Gestein mit lagenweise angeordneten, zum Teil bis über zentimeterlangen Feldspatknoten in brauner, schieferiger Zwischenmasse, in der einzelne, bis 2 bis 3mm im Durchmesser messende Biotitafeln erkennbar sind. Leider ist die Verwitterung des vorliegenden Materials bereits weit vorgeschritten; immerhin läßt der Schliff noch Reste von lebhaft rotbraunem Biotit erkennen; in der Hauptsache ist er chloritisiert. Plagioklas ist wichtigster Gemengteil (wohl $> 50\%$ des Gesteins); seine bis 2 bis 3mm langen Individuen enthalten reichlich feine Muskowitfülle, die nur in seltenen Fällen den innersten Kern frei läßt. Der Grundplagioklas steht jedenfalls dem Albit nahe ($\gamma' < \omega'$); genauere Bestimmung gelang nicht. Quarz bildet meist rundliche Körner (0,1 bis 0,3mm), die häufig von Plagioklas umschlossen werden; größere selten. Im ganzen tritt er stark zurück. Apatit stellenweise massenhaft in kurzen Säulen in die Biotitmassen randlich eingewachsen; etwas Magnetit. — Zertrümmerungserscheinungen an größeren Quarzen und einzelnen Feldspäten verschleiern nur wenig das vorausgehende Strukturbild, das vermöge der Zusammenballung der Glimmer mit dem vielen Apatit zwischen den Anhäufungen heller Gemengteile fast an nur wenig veränderte Erstarrungsstruktur gemahnt. Man wird diesen „Biotitplagioklasgneis“ vielleicht genetisch von den übrigen Biotitgneisen abtrennen müssen.

¹⁴⁾ Vgl. dazu den „Hornfels“, welchen MOHR (1922, S. 149) von Vöstenhof beschreibt. Er ist jedenfalls das chloritisierte Umwandlungsprodukt eines Gesteins, das an die oben beschriebenen anzuschließen wäre; den von MOHR erwähnten Graphit allerdings habe ich nie gesehen, doch paßt er gut zum übrigen Bestand.

An diese Gesteinstypen schließen sich nun solche, bei denen starke Diaphthorese schon makroskopisch in erster Linie auffällt, die deshalb als Gneis-Diaphthorite kartiert wurden: sie lassen zwar vielfach die Verwandtschaft mit den vorigen noch deutlich erkennen, zum Beispiel an massenhaften rundlichen Plagioklasen, haben aber eine unscheinbar grau-grüne Farbe und den üblichen „diaphthoritischen“ Habitus angenommen. Dabei sind sie auch i. A. stark zersetzt, von roten und braunen Häuten durchzogen. Hierher gehört der größte Teil der Gesteine, welche längs des Saubachgrabens die Amphibolite begleiten.

Im Schliff ist hier gegenüber den vorigen zunächst die Diaphthorese auffällig, die sich in Ersetzung des Biotits durch Chlorit äußert. Gut erhalten ist er zum Teil nur als Einschluß in Feldspat. Ein Gestein vom Saubachgraben (SO-Seite), nordöstlich Tannschach, aber zeigt auch im vordiaphthoritischen Mineralbestand eine Abweichung durch das vereinzelte Auftreten großer Granaten; freilich sind davon auch nur noch Reste inmitten von Pseudomorphosen aus vorwiegend Muskowit neben Chlorit, zum Teil mit Chloritrinde, erhalten. Quarz wurde vom Granat umschlossen. Sonst wie oben. — Die Diaphthorese ist in diesen Gesteinen nicht etwa mit mechanischer Umformung gekoppelt; denn diese ist nicht stärker als in den nichtdiaphthoritischen¹⁵⁾ Biotitgneisen.

Diese Gesteine sind wohl ebenfalls von sedimentogener Herkunft und haben die gleichen metamorphen Phasen hinter sich, wie sie oben erwähnt wurden: eine erste vorschreitende, mittlerer Tiefenstufe, der der gesamte ältere Mineralbestand entstammt; für die Feldspate kann man wieder an Zufuhr denken. Gestützt wird ein solcher Schluß vielleicht durch die Feststellung, daß aplitische Durchädung, wie sie bei den Amphiboliten so verbreitet ist, hier und ebenso bei den Muskowitgneisen (vgl. oben) nicht vorkommt; in beiden Fällen würde eben an ihre Stelle die diffuse Feldspatung treten. — Die zweite, rückschreitende Phase der Metamorphose zerstört Biolit und Granat und läßt Chlorit (+ Muskowit) an ihre Stelle treten; ebenso ist die Ersetzung des An-Moleküls im Plagioklas durch die Minerale der Füllung, Zoisit und Serizit, ihr zuzuschreiben.

f) Marmor wurde schon von MOHR (1922, S. 146) als kaum fußbreite Einlagerung westlich St. Johann gefunden.¹⁶⁾ Ebenso tritt er, bis $\frac{1}{3}$ m mächtig, am anderen Ende der alkristallinen Insel, auf der S-Seite des Kohlberges wiederholt auf. Er ist hier graulich bis schmutziggelblichweiß, von feinem Korn und zum Teil deutlich gebändert; insbesondere sind auch dunkelgrüne silikatische Putzen, vielfach zu Schnüren gereiht, eingestreut.

Im Schliff erkennt man ein Aggregat meist in s verlängerter Kalzitkörner von 0,2 bis 0,3 mm Durchmesser; doch sinkt in einer Hälfte des Schliffes die Korngröße auf 0,01 bis 0,02 mm, wobei nur einzelne größere Brocken erhalten bleiben. Darin ist vermutlich ein Ergebnis von Durchbewegung mit Kornverkleinerung (Kataklase mit überdauernder Kristallisation!) zu erblicken. Farblose Tremolitsäulen, meist ebenfalls in s angeordnet, sind unregelmäßig eingestreut; ebenso einzelne Chloritputzen. Dazu vereinzelt Apatit, Titanit, Erz.

¹⁵⁾ Von der allverbreiteten Plagioklasfüllung abgesehen, die ja auch ein Merkmal von Diaphthorese ist!

¹⁶⁾ Der Aufschluß scheint gegenwärtig nicht mehr zu bestehen.

Wenn MOHR für möglich hält, daß der Marmor bei St. Johann erst bei „Zersetzung der basischen Massen“ entstanden wäre, so möchte ich doch eher an primäre Kalkeinlagerungen denken — trotz der konstanten Verbindung mit Amphibolit (die uns unten, beim Arzbachgrabenausgang wieder begegnen wird). Denn von Zersetzung des Amphibolits ist nicht eigentlich die Rede! — Die Silikatputzenschnüre aber sind wohl ein Ergebnis tektonischer Vermischung, mindestens in ihrer heutigen Form; wobei sich nicht entscheiden läßt, ob nicht schon bei der Sedimentation eine teilweise Einmischung von Tuffmaterial erfolgt ist. Den Tremolit ist man versucht auf Stoffaustausch bei der Metamorphose zurückzuführen; eine Vorstellung, die hier, wo es sich nur um Austausch zwischen nächstbenachbarten Mineralbeständen handelt, ja keinerlei Schwierigkeiten macht.

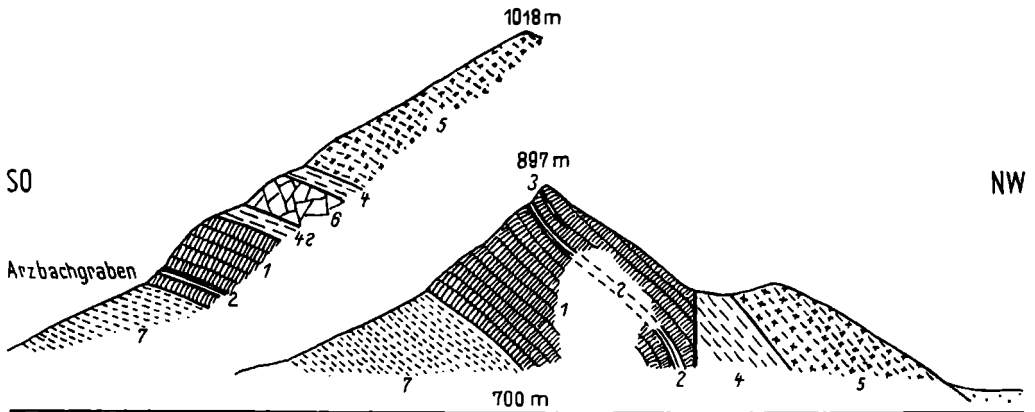


Abb. 4.

Profile westlich des untersten Arzbachgrabens bei Neuberg a. d. Mürz.

- | | | |
|------------------|----------------------|--------------|
| 1 Amphibolit | 3 Marmor | 6 Magnesit |
| 2 Serizitphyllit | 4 Silbersbergphyllit | 7 Oberkarbon |
| | 5 Porphyroid | |

II. Das Altkristallin vom Arzbachgraben bei Neuberg.

Zur Erforschungsgeschichte. VACEK, 1886, S. 462, spricht nur von „Gesteinen der Gneisreihe“, auf denen der Magnesit des Arzbachgrabens liegt; auf seiner Manuskriptkarte ist das Vorkommen nicht besonders ausgeschieden, sondern mit dem Blasenackporphyroid unter einer Farbe vereinigt. Kartographisch abgetrennt wurde es erstmalig bei REDLICH & STANCZAK, 1922 (Karte II), als „Grünschiefer“. Seine wahre Natur wurde gelegentlich der Neuaufnahme von Blatt Mürzzuschlag (CORNELIUS, 1929) erkannt.

1. Das Vorkommen (vgl. die Profile Abb. 4).

Es befindet sich auf der NW-Seite der Mündung des Arzbachgrabens in das Mürztal und bildet die Höhe P. 897 zum größten Teil. Das Liegende besteht aus den Karbonschiefern des Arzbachgrabens, die auf der SO-Seite der Höhe etwa 60 bis 80 m weit aufwärts reichen. Darüber folgt Amphibolit, größtenteils zur Unkenntlichkeit diaphthorisiert und auch verwiltet; da-

zwischen hinein aber findet man immer wieder auch noch ganz gut kenntliche Gesteinspartien. Stellenweise (besonders auf der Kammhöhe) sind solche stark mit aplitischen bis pegmatitischen Lagen durchflochten. Südlich, knapp unter P. 817, steckt im Amphibolit eine bis 2 m mächtige Marmorbank; etwas tiefer Lesesteine von Muskowitphyllit mit einzelnen groben Glimmerblättern. — Am W-Ende des Kammes sind aus dem einen Marmorlager drei — aber von geringerer Mächtigkeit — geworden; der Muskowitphyllit steckt nun zwischen dem mittleren und obersten, das deutet auf Komplikation durch Faltung.

Der N-Abfall besteht ganz aus dem Amphibolit, bis hinab zur Bahn. Er reicht gegen W bis an eine in N—S-Richtung gerade das Gehänge hinaufziehende Furche; nahe derselben an der Bahn noch eine 1½ m mächtige Muskowitphylliteinschaltung. Diese Furche ist durch eine Verwerfung bedingt, darauf deuten nicht nur zahlreiche Harnischflächen in der Nachbarschaft, mit meist nahe horizontalen, N—S verlaufenden Rutschstreifen, sondern auch der Umstand, daß westlich derselben zuunterst Blasseneckporphyroid bis fast unmittelbar an sie heranreicht, während nach oben die Mächtigkeit der dieses unterlagernden grauen phyllitischen Schiefer (ziemlich indifferent aussehend; wohl = Silbersbergserie! Jedenfalls nicht Karbon!) immer mehr zunimmt.

Die Verwerfung überschreitet den Sattel am Ende des W-Kammes von P. 892 und rückt in der SO-Flanke den Amphibolit anscheinend nach abwärts. Doch läßt er sich von hier immer noch etwa 600 m weit im Gehänge arzbachgrabenaufwärts verfolgen, an einer Reihe von Felsköpfen gut aufgeschlossen. Das Liegende besteht immer aus den Karbonschiefern, während in den Schiefern des Hangenden hier das Neuberger Magnesitlager steckt, mit reichlichen Anzeichen tektonischen Kontaktes an den Rändern.

2. Die Gesteine.

a) **Amphibolit** bildet den weitaus überwiegenden Bestandteil dieses Vorkommens, zweifellos über 99%. Er ist dunkelgrün, auch in dem vorwiegenden zerrüttelten Zustand; wo die ursprüngliche Beschaffenheit noch erkennbar, ist er stets feinkörnig (bis etwa millimeterlange Hornblenden) und mehr oder minder deutlich geschiefert, aber nicht ausgesprochen gebändert, soweit nicht aplitisch-pegmatitisches Material eingedrungen ist. Dieses kann Bänderung mit sich bringen, wobei die einzelnen Lagen zwischen einigen Millimetern und einigen Dezimetern schwanken; ihre gegenseitige Abgrenzung ist meist scharf. — Außer der Hornblende und einem meist zurücktretenden weißen, makroskopisch nicht bestimmbar Anteil unterscheidet das unbewaffnete Auge keine Gemengteile; insbesondere wurde weder Granat je beobachtet, noch auch Pseudomorphosen nach ihm.

Im Schliff ist die **Hornblende** etwas schwankend in der Färbung: der bräunliche Stich in dem Grün // n β , der bläuliche // n γ ist nicht immer ausgesprochen; n_{α} gelb. $\gamma - \alpha = 0,022$ zirkul. Fleckiger Übergang in sekundäre, blaßgrüne Hornblende von wenig stärkerer Doppelbrechung kommt vor. Die säuligen Individuen oft sehr unregelmäßig begrenzt und von Einschlüssen durchlöchert. Der Plagioklas zeigt trotz Trübung meist

deutliche Zwillingslamellierung; Auslöschungsschiefe $\perp \alpha 75^\circ$, das heißt Albit. Er bildet isometrische, aber meist unregelmäßig umgrenzte Körner, bis etwa 0,5 mm im Durchmesser. Quarz kann in geringer Menge vorhanden sein. Zoisit oder eisenarmer Epidot in unregelmäßigen Körnern ist ein regelmäßiger, wenn auch untergeordneter Übergangsteil. Der einzige stets ziemlich reichliche Nebengemengteil ist Titanit in kleinen Körnern oder Anhäufungen von solchen; Erz nur ganz spärlich. — Die Paralleltextur wird hauptsächlich von den Hornblendesäulen getragen; auch streifenweise Beimischung von Feldspat oder von Zoisit folgt ihrer Richtung, oder schlierige Verteilung der beiden Hauptgemengteile (aber keine deutliche Lagentextur!). Deren Mengenverhältnis schwankt stark, von starkem Überwiegen der Hornblende bis zu etwa 1:1. Ob in letzterem Fall — es handelt sich da um ein pegmatitisch gebändertes Gestein — Zufuhr von saurem Material im Spiele ist, kann ohne größeres Material nicht entschieden werden. — Postkristalline Deformationsspuren sind auffallend unbedeutend; auch in dem Schliff von einem Stück, das im Felde als ausgesprochener Diaphthorit gesammelt wurde — hier ist sie eben ganz auf die verhältnismäßig wenigen, unter verschiedenen Winkeln hindurchsetzenden Scherflächen beschränkt, nach welchen das Gestein auseinanderbricht.

b) **Pegmatitgneis.** Die hellen pegmatitischen Lagen im Amphibolit zeigen große (bis etwa 0,5 mm) gerundete Feldspate, mehr oder minder gut parallelgeordnet, in einer parallelfaserigen Zwischenmasse, die für das bloße Auge zum Teil noch grauweißen Quarz, sonst aber nichts mehr erkennen läßt.

Im Dünnschliff zeigt sich der Feldspat als ausschließlich Plagioklas (Kalifeldspat fehlt vollkommen!), und zwar Albit; Auslöschungsschiefe $\perp \alpha = 76^\circ$. Feine lockere Muskowitfülle; sonst klar; Körner verschiedenster Größe, von meist ganz unregelmäßiger Umgrenzung. Zweiter Hauptgemengteil ist Quarz (Mengenverhältnis Quarz:Albit = 1:3 zirka); seine Individuen sind vielfach fein verzahnt, aber verhältnismäßig wenig undulös. Hinzu kommen noch kleine Blätter und unregelmäßige Fetzen von Chlorit (höchstwahrscheinlich aus Biotit) und Muskowit, beide in ganz unbedeutender Menge; in einem Schliff auch etwas reichlicher Epidot. Nebengemengteile: Apatit, einzelne, recht große rundliche Körner; Magnetit sehr spärlich; etwas Titanit als Nebenprodukt der Chloritbildung. — Die Struktur erinnert an das, was man panxenomorph nennt; Parallelordnung sowohl einzelner gestreckt entwickelter Mineralkörner, als auch von Körnergruppen der Hauptgemengteile (und auch des Epidots) ist deutlich. Postkristalline Gefügeverletzungen sind indessen auch hier ziemlich untergeordnet; auch einzelne offenkundige Zerreibungszonen zeigen noch deutliche Rekristallisation des Quarzes.

c) **Muskowitphyllit.** Sehr feinschieferiges, muskowitreiches Gestein; die gelegentlich vorhandenen größeren Muskowitblätter lassen darauf schließen, daß es durch Diaphthorese aus Muskowitschiefer oder -gneis hervorgegangen ist. Nähere Untersuchung wurde jedoch nicht vorgenommen.

d) **Marmor.** Weiß, zum Teil mit gelblichem oder grünlichem Stich; rauh anwitternd; feinkörnig; dünnplattig oder massig. Randlich mit dem

Amphibolit verflasert oder dieser löst sich in etwa zentimetergroße Brocken auf, die im Marmor als Bindemittel eingebettet sind (tektonische Breccie?). In der Nachbarschaft des Amphibolits ist der Marmor stellenweise ganz durchspickt mit feinen blaßgrünen Tremolitnadelchen. — Braust heftig mit verdünnter HCl.

Ein Schliff einer solchen Marmor-Amphibolit-Breccie zeigt ein pflasterartiges Kalzitaggregat in den Amphibolit eindringend. Während ersterem mechanische Kornverletzungen abgehen, ist der Amphibolit voll davon; stellenweise löst er sich ganz in seine Bestandteile: grüne Hornblende, gefüllten Plagioklas, Titanit, auf, welche isoliert in der Kalzitmasse stecken. Man hat jedenfalls am ehesten den Eindruck von tektonischer Zertrümmerung mit nachfolgender Kristallisation des Kalzits.

III. Das Altkristallin im Stübminggraben bei Turnau.

Zur Erforschungsgeschichte. Diese kleinen Vorkommen altkristalliner Gesteine wurden erst anlässlich der Neuaufnahme von Blatt Müzzuschlag aufgefunden (CORNELIUS, 1930).

1. Die Vorkommen (Abb. 5 und 6).

Sie beginnen etwa 4 km ostnordöstlich Turnau, auf der S-Seite der Straße, die durch den Stübminggraben und über den Pretalsattel nach Veitsch führt. Gerade gegenüber dem Wirtshaus Zwanzenhof steht ein Haus, unmittelbar westlich desselben ist ein Keller in den Berghang gebaut; und bei dessen Eingang ist steil S-fallender, stark zerdrückter Amphibolit¹⁷⁾ aufgeschlossen, während einige Schritte weiter bereits Karbonschiefer am Hange liegen, die offenbar gegen S unmittelbar auf den Amphibolit folgen.

Wenig weiter östlich mündet von S ein kleiner Graben: hier stehen flachgelagerte schwarze Karbonschiefer an, darüber kleiner künstlicher Aufschluß in Grünschiefer, zirka 3 bis 4 m, flach SW-fallend. An einem Steig, der hier gegen SO aufwärts führt, wiederholen sich beide Gesteine; das Einfallen wird nun flach N. Darüber nochmals Karbonschiefer bis in den Wald; hier plötzlich steil SW-fallender Amphibolit und stark diaphthoritischer Paragneis bis Glimmerschiefer. Ihr Streichen dreht weiterhin nach W—O und ONO, zugleich wird die Lagerung flacher S-fallend; der Amphibolit erreicht (unterhalb des Steiges) 2 bis 3 m, der zum Teil durch pegmatitische Lagen gebänderte Paragneis darunter 6 bis 8 m. Im Hangenden ziehen die Karbonschiefer fort; das Liegende bilden hellgraue serizitische Schiefer, wie sie hier die Silbersbergserie vertreten (die normale Deckenfolge der Grauwackenzone ist hier lokal überkippt!).

Die kristallinen Gesteine ziehen am Gehänge anstehend bis zum nächsten Graben fort und lassen sich auch darüber hinaus noch an Hand von (spärlichen) Lesesteinen verfolgen. Ungefähr in der Fortsetzung befindet sich auf der W-Seite des Auergrabens ein Hügel, an dem wieder biotitführender Glimmerschiefer sowie Amphibolit als Schutt herumliegen. An einem gegenüber, auf der östlichen Grabenseite sich erhebenden Hügel steht

¹⁷⁾ Etwa 200 m weiter westlich, an dem nächsten Gehängevorsprung, habe ich mir bereits einen äußerst verwitterten ?Grünschiefer, einige Meter höher am Gehänge stark zerdrückte Karbonschiefer notiert. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der erstere bereits zu unserem Amphibolit gehört; der Erhaltungszustand ließ das aber nicht sicher feststellen.

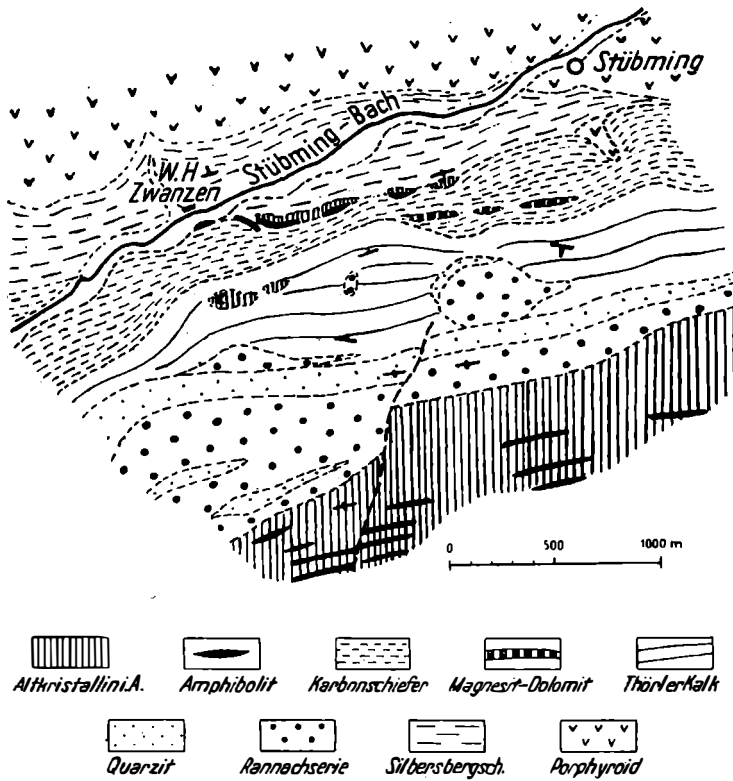


Abb. 5:

Kartenskizze der Vorkommen kristalliner Schiefer im Stübmingsgraben, 1:30.000.

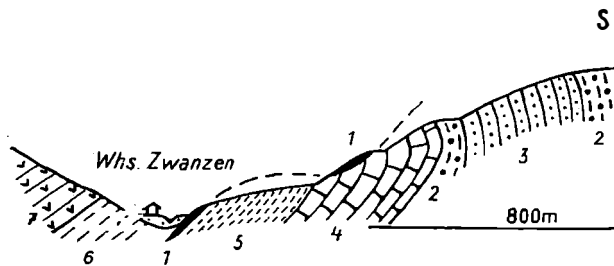


Abb. 6.

Profil im oberen Stübmingsgraben.

- | | |
|-------------------------------|----------------------|
| 1 Glimmerschiefer-Diaphthorit | 5 Oberkarbonschiefer |
| 2 Rannachkonglomerat | 6 Silbersbergserie |
| 3 Quarzit | 7 Porphyroid |
| 4 Törlerkalk | |

der gleiche Glimmerschiefer sogar an. mit 65° S-Falten. Gegen S folgt wiederum Karbon; gegen N fehlen eine Strecke weit Aufschlüsse, dann sieht man wieder die Silbersbergschiefer mit Grünschieferlagen; und es ist kaum zweifelhaft, daß das Altkristallin auch hier an die Grenze dieser beiden Serien gebunden ist.

Indessen gibt es in dieser Gegend auch noch ein Kristallinvorkommen in etwas anderer Lage. Südlich von dem bereits oben genannten Wirtshaus Zwanzenhof liegt nämlich auf dem von der Auerhöhe herabziehenden Rücken bei 900 bis 950 m Höhe Schutt von ganz verkommenem ?Biotitgneis und untergeordnet Amphibolit. Es ist nicht denkbar, daß diese Gesteine irgendwie hierher verschleppt wären; man muß sie wohl als anstehend betrachten. Ihre Unterlage bildet bereits der Thörler Kalk, der gegen N unter den Karbonzug einfällt; immerhin scheint auf der SW-Seite der Kristallinscholle auch noch etwas Karbonschiefer (gegen NW hinabziehende Furche!) zwischen ihr und dem Kalk zu stecken, so daß man nicht annehmen muß, daß jener hier auf wenige 100 m Entfernung ganz auskeilt. Aber jedenfalls ist er sehr reduziert. — Da dieses Kristallin kein Hangendes mehr besitzt, läßt sich nicht sagen, ob es ganz im Karbon steckt oder auch noch an der Grenze gegen die hangende Decke.

2. Die Gesteine.

Leider liegt von ihnen sehr wenig Material vor; dasselbe verlockte größtenteils nicht dazu, es mitzunehmen! Nach den seither im Bereich der Vorkommen von Vöstenhof usw. gemachten Erfahrungen wäre indessen wohl auch hier zu erwarten, daß der Zustand der Gesteine tatsächlich doch besser ist als ihr Aussehen. Mögen sich also künftige Besucher ja nicht abschrecken lassen!

a) **Amphibolit** gegenüber Zwanzenhof. Dunkelgrünes, nicht sehr ausgesprochen paralleltexturiertes Gestein mit zahlreichen und großen — bis 1 cm Durchmesser! — Granaten, die jedoch nur noch als hell geränderte Pseudomorphosen vorzuliegen scheinen — ihre Farbe ist fast gleich der der umhüllenden Gesteinsmasse.

Im Schliff zeigt die **Hornblende** n_{α} gelblich, n_{β} bräunlichgrün, n_{γ} graugrün mit bläulichem Stich; $n_{\gamma} : c = 13^{\circ}$. Sie ist im allgemeinen kurz-säulig entwickelt (etwa $1 \times 0,6$ mm im Maximum) und wenig idiomorph. Stellenweise wandelt sie sich in Chlorit um. — Stark zurück tritt gegenüber der Hornblende **Oligoklasalbit** bis **Albit**, ungefüllt, aber stellenweise von Zoisitbesen angefressen; isometrische Körner (0,2 bis 0,3 mm). Eher etwas reichlicher vorhanden ist **Quarz**, oft stark in s gestreckt, > 1 mm größter Durchmesser; häufig undulös und anomal zweiachsig, auch mit Mörtelkränzen. Das neben der Hornblende wichtigste Mineral aber ist der **Granat**. Seine großen, zum Teil idiomorph entwickelten Individuen zeigen die ursprüngliche Substanz noch in Resten, farblos und isotrop, durchzogen von Chlorit und (wenig) farblosem Epidot. Die makroskopisch lichten Ränder bestehen aus einem ziemlich stark lichtbrechenden Mineral mit so starker bräunlich-milchiger Trübung, daß es erst bei Einlegen des Kondensators etwas durchsichtig wird. Man erkennt dann Interferenzfarben erster Ordnung; danach kann es sich nicht um Titanit handeln, wie man zunächst glauben könnte, sondern wahrscheinlich auch um

ein Glied der Zoisit-Epidot-Gruppe. Daneben tritt auch hier etwas Chlorit auf. Diese Säume schließen sich also anscheinend den von HAUSER, 1938 (d), S. 186, beschriebenen an. Da ihnen Andeutungen von Paralleltexur nicht fehlen, welche der des umgebenden Gesteinsgewebes parallel geht, sind die Säume wohl nicht ein Nebenprodukt der Diaphthorese des Granats, sondern stammen bereits aus der älteren Gesteinsgeschichte — An Einschlüssen ist der Granat auffallend arm; die einzigen sind Nester kleiner Titanite mit Erzrelikten, die schrittweise hervorgehen aus Erznestern mit Titanitkränzen, wie sie sich auch außerhalb finden. Sonstige Nebengemengteile: nur etwas Apatit. — Die Hornblenden sind deutlich parallel ausgerichtet, der Feldspat untergeordnet dazwischengestreut, in unscharf begrenzten und öfters auch aussetzenden Höfen um den Granat etwas angereichert. Der Quarz bildet hauptsächlich Linsen für sich allein, er ist darin einerseits selbst nach der Korngestalt geregelt, andererseits sind die ganzen Linsen in s gestreckt. — Nachkristalline Gefügeverletzungen sind am Quarz sehr verbreitet und ausgeprägt, an der Hornblende seltener; einzelne Zonen vollkommener Zermalmung verlaufen quer zu s.

Das Gestein läßt also einen älteren metamorphen Mineralbestand: Granat, grüne Hornblende, Oligoklasalbit, Quarz — dieser wohl am ehesten juvenil zugeführt? — erkennen; der Granat war anschließend bereits randlich in ?Epidot verwandelt worden. Dann folgte Diaphthorese von Hornblende und Granat zu Chlorit (+ Epidot); auch die Titanitbildung aus dem Erz (Verwendung des bei der Chloritisierung freigewordenen CaO!) gehört wohl in diese Phase. Gleichzeitig oder anschließend mechanische Zertrümmerung.

b) Glimmerschiefer-Diaphthorit südöstlich Zwanzenhof. Dieses lichtgraue, matte, stark geschieferte Gestein läßt auf dem Querbruch zahlreiche weiße und grauliche, bis millimetergroße Körner — zum Teil Quarz — erkennen; auf dem Hauptbruch liegen größere silberweiße Muskowitfetzen verstreut; die Hauptmasse aber bleibt unbestimmbar.

Erst im Schliff löst sie sich auf in Ströme sehr feiner Serizitblättchen mit oft etwas Chlorit, dazwischen Linsen und Lagen feinen, zum Teil rekristallisierten Quarzzerreibsels. Darin eingestreut sind unregelmäßig zerfetzte Muskowitblätter; größere Quarze (selten), zum Teil stark in s gestreckte Bandquarze; vor allem aber große Albite, meist schön lamelliert, mit mehr oder minder lockerer Muskowitfüllung. Sie sind im Feinbau wenig gestört, wohl aber in Bruchstücke zerlegt an Scherflächen und Zugrissen, in die teils feines Quarzmosaik, teils Chlorit eingewandert ist. Dazu kommt noch Granat in zahlreichen kleinen, in Chlorit schwimmenden Bruchstücken; endlich als Nebengemengteile etwas Apatit, vereinzelt große Magnetite, auffallend unverletzte Pyritwürfel, etwas Leukoxen als Nebenprodukt der Chloritbildung (aus Biotit?).

Dieses Gestein ist also das Umformungsprodukt eines granatführenden und stark mit saurem Plagioklas gefeldspatelen Hellglimmerschiefers, von der Art, wie wir sie im Vöstenhofer Kristallin getroffen haben. An der Umformung waren Diaphthorese (Granat; ? Biotit; inwieweit die Füllung des Feldspates dazu gehört, ist hier nicht feststellbar) und intensive mechanische Zertrümmerung und Verwalzung beteiligt, die jedoch teilweise wieder kristallin ausgeheilt wurde.

IV. Das Altkristallin östlich Klamm.

1. Das Vorkommen.

Ein winziges Vorkommen altkristalliner Gesteine wurde erst anlässlich der heurigen Ergänzungsaufnahmen in der Gegend von Klamm an der Semmeringbahn aufgefunden. Es befindet sich oberhalb des Bauern Polleres,¹⁸⁾ in der Mulde südlich unter dem Sattel westlich des Eichberges. Die Lage gibt die beistehende Kartenskizze (Abb. 7) wieder.

An dem Wege, welcher vom Polleres gegen WNW aufwärts führt, stehen fast zusammenhängend grüngraue, nicht sehr ausgeprägt schieferige Gesteine mit anscheinend klastisch eingestreuten Muskowitblättern, stellenweise auch vereinzelt eingestreuten, bis taubeneigroßen Quarzgeröllen an, die wahrscheinlich zur Silbersbergserie gehören, wenngleich dort normalerweise diese petrographische Ausbildung nicht vorkommt. Typische Silbersbergserie steht dagegen an dem anderen Weg an, der über dem Polleres im Zickzack am Waldrand hinaufführt und sich dann verliert.

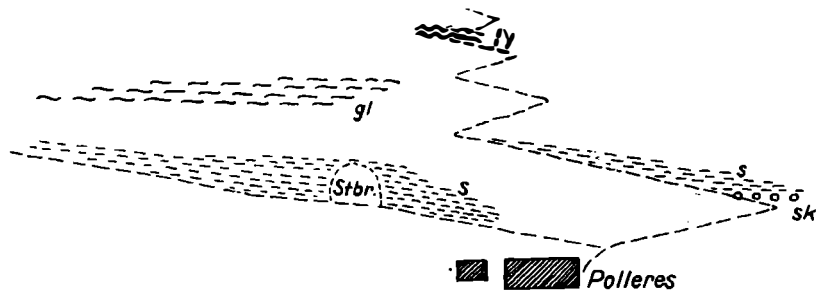


Abb. 7.

Kartenskizze des Gehänges über Polleres, östlich Klamm, 1:3200 zirka.

s = Silbersbergserie
sk = Konglomerate, darin
Strbr = Steinbruch
ly = Lydit
gl = Glimmerschiefer usw.

Hier findet man auch Stücke schwarzer Lydite, bis hinauf zu der auf der Kartenskizze bezeichneten Stelle, wo sie anstehen dürften; schwarze, karbonverdächtige Schiefer kommen von noch höher. Am Sattel westlich des Eichberges steht bereits der Magnesit an, der wenig unterhalb auf der N-Seite in früherer Zeit abgebaut wurde.

Oberhalb des zuerst genannten Weges lassen sich nun, längs einer steileren Stufe, die im W durch Wiese, dann am oberen Rande eines Wäldchens entlangzieht, Lesesteine von kristallinen Schiefen sammeln, die zweifellos hier anstehen, wenn dies auch nicht unmittelbar zu beobachten ist. Es dürfte eine über 100 m lange, wahrscheinlich aber nur wenige Meter mächtige Scholle vorliegen. Daß sie über den Silbersberggesteinen liegt, dürfte mit der Einwicklung des (karbonischen!) aus der Unterlage stammenden Magnesits zusammenhängen; auch der (silurische) Lydit und die ?Karbonschiefer in dessen Gesellschaft haben vermutlich durch sie ihren Platz erhalten. Um ein genaues Profil zu zeichnen reichen jedoch die Aufschlüsse nicht aus.

¹⁸⁾ Der Name steht nicht auf den Karten; leider ist er in verschiedenen Varianten im ganzen Gebiet auf der O-Seite des Semmerings sehr häufig!

2. Die Gesteine.

Sie sind sehr unscheinbar und nur bei einiger Aufmerksamkeit zu finden; vor allem der reichlichere Gehalt an größeren Muskowitblättern macht sie aus der paläozoischen Umgebung herausstechen. Man kann zwei Typen unterscheiden:

a) Mehr oder minder muskowitzreiche Glimmerschiefer, größtenteils von stark diaphthoritischem Habitus, mit Quarzlinsen auf dem Querbruch, grünlichgrauen verschmierten serizitisch-chloritischen Ablösungsflächen und darauf unregelmäßig verteilten größeren Muskowitblättern. — Ein Schliff zeigt ein, im höchsten Grade tektonisch mißhandeltes Gestein: Linsen von Quarzkörnern, stark undulös, mit Mörtelkränzen, zerschert und in feines Trümmerwerk übergehend; linsige Fetzen von Muskowit, an die sich feine Serizitströme ansetzen; lagenweise reichlich Chlorit (aus Biotit?). Feldspat nur lagenweise verhältnismäßig reichlich, und zwar fein muskowitzgefüllter Albit. Sonstige Nebengemengteile: brauner Turmalin; ?Zoisit; Rutil (alle nur vereinzelt). Leukoxenumrandetes, opakes Erz in unregelmäßigen Körnern reichlich; einzelne große Apatite.

Das Gestein zeigt deutlich den Übergang aus einer höherkristallinen Vergangenheit (Glimmerschiefer mit Quarz, Muskowit, wahrscheinlich Biotit und lagenweise saurer Plagioklas) zu einem mylonitischen Phyllit, auf mechanischem Wege; Rekristallisation nur unbedeutend.

b) Biotitreicher Paragneis: sehr feinkörniges, bräunlich-grünlichgraues Gestein mit massenhaft winzigen Biotitblättchen, weniger, aber größeren Muskowiten auf den Schieferungsflächen. — Im Dünnschliff sind die maximal $\frac{1}{2}$ mm langen, dünnlateligen, aber gewöhnlich ziemlich unregelmäßigen Biotite tiefbraun und durch feine Einschlüsse stark getrübt; auf Basisschnitten zeigt sich ein dichtes Sagenitnetz. Muskowit, bis millimeterlang, aber meist noch unregelmäßiger gestaltet, ist nur lagenweise regelmäßig vorhanden. Quarz, der Menge nach an erster Stelle stehend, in isometrischen rundlichen Körnern, die sich nur schwach verzahnen. In geringerer Anzahl und Größe liegt ähnlich geformter Feldspat — auch hier muskowitzgefüllter Albit — dazwischen. Übergemengteile: gelbbrauner Turmalin klein und vereinzelt; desgleichen Granat mit Chlorithülle. Kleine Apatite ziemlich verbreitet. — Die Hauptgemengteile sind auffallend gleichmäßig gemischt, nur der Muskowit auf Lagen gesammelt; parallelgestellt sind aber auch die Biotite fast allgemein. Das Gestein erinnert fast an einen schieferigen Hornfels (vgl. dazu MOHR, 1922, S. 148). Kataklase und Diaphthorese (Chloritbildung aus Biotit und Granat, Plagioklasfüllung) sehr unbedeutend. Im Gegensatz zum vorhergehenden zeigt dies Gestein den vordiaphthorischen Zustand fast unbeeinträchtigt; offenbar entstammt das Stück einer mechanisch ganz geschonten Linse.

Alles in allem schließen sich auch diese Gesteine den Glimmerschiefern bis Paragneisen der Vöstenhofer Insel aufs schönste an.

V. Zur Stellung der kristallinen Gesteine.

1. In petrographischer Hinsicht.

Unsere kristallinen Gesteine sind zwar gewiß nicht wunderbar erhalten; und zum Beispiel vollkommen einwandfreies Analysenmaterial würde bei dem gegenwärtigen Stand der Aufschlüsse kaum davon zu gewinnen sein. Aber so schlecht ist ihr Erhaltungszustand auch wieder nicht, daß man auf die Lösung der Fragen verzichten müßte, die sich an diese Gesteine knüpfen lassen; denn die Erforschung der kristallinen Schiefer der Ostalpen ist heute doch schon so weit gediehen, daß in vielen Richtungen Vergleichen möglich sind.

Zunächst drängt sich eine solche auf mit den von HAUSER und METZ eingehend untersuchten Vorkommen des westlich anschließenden Abschnittes der Grauwackenzone. Unsere Gesteinsgesellschaft: Muskowitschiefer, zum Teil granatführend, vielfach gefeldspatet; biotitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise; Amphibolite zum Teil granatführend, vielfach aplitisch durchädert; Serpentin; Marmor untergeordnet; Äplitgneis — sie stimmt weitgehend mit der dortigen überein: so weitgehend, daß zu fast jedem hier beschriebenen Typus sich dort ein unmittelbar vergleichbarer finden läßt (daß umgekehrt manche von HAUSER und METZ beschriebene Gesteine, zum Beispiel die Hornblendegarbenschiefer, im O nicht wieder auftreten — das besagt demgegenüber nicht viel). Auch im allgemeinen Werdegang der Gesteine: zweitstufiger Mineralbestand, dann starke Diaphthorose,¹⁹⁾ herrscht beste Übereinstimmung. Diese geht also so weit als man nur wünschen kann.

Für weitere Vergleichen müssen wir von der diaphthoritischen Phase absehen. Man möchte da jedenfalls zunächst an das Kristallin des Troiseckzuges²⁰⁾ denken, das ja im Mürztal die Unterlage der tieferen Decke der Grauwackenzone bildet. Tatsächlich finden wir auch hier eine weitgehend vergleichbare Gesteinsgesellschaft, besonders was die injizierten, vielfach granatführenden Amphibolite, den Serpentin und Marmor betrifft. Nicht im Troiseckzug vorhanden ist dagegen der Muskowitschiefer in seinen verschiedenen Abwandlungen (vgl. SCHWINNER, 1939, S. 55); alle dort auftretenden Paragesteine sind vielmehr, zum Teil stark, biotitreich. Gar so eng ist diese Verwandtschaft also nicht, wenn sie auch bis zu einem gewissen Grade als vorhanden gelten darf.

Allein dies braucht uns nicht weiter zu stören; denn im weiteren Rahmen des ostalpinen Altkristallins, von dem der Troiseckzug einen Teil bildet, treten ja auch Muskowitschiefer zum Teil reichlich auf, ihr Fehlen im Troiseckzug ist vielleicht bis zu einem gewissen Grade Zufall. So finden sie sich, schon auf steirischem Boden, zum Beispiel in der Gleinalpe (ANGEL, 1924, S. 222); sozusagen vollkommene Übereinstimmung zeigen die mir aus eigener Anschauung bekannten Hellglimmerschiefer der nördlichen Schobergruppe.

¹⁹⁾ Für Vöstenhof zuerst festgestellt von MOHR (1922, S. 157).

²⁰⁾ Eine eingehendere Darstellung desselben fehlt bisher; sie wird hoffentlich bald in anderem Zusammenhang möglich sein. Einstweilen vergleiche man ANGEL, 1924, STINY, 1917, die Aufnahmsberichte von CORNELIUS, 1929, 1930, sowie für das — allerdings nach der Beschreibung etwas aberrante — W-Ende L. HAUSER, 1934.

Gegen Verwandtschaft mit dem Troiseckzug hat METZ, 1937, den großen Marmorreichtum der westlicheren Kristallinschollen ins Feld geführt; er möchte sie eher den Brettsteinzügen vergleichen. Dies Argument kommt in unserem Falle in Wegfall; solche geringfügige Marmorlagen, wie hier beschrieben, gibt es im Troiseckkristallin auch hin und wieder. — HAUSER, 1938 (e), S. 250, hält dagegen die Kristallinschollen des Kaintalecks usw. direkt für abgescherte Fetzen der Kletschach—Troiseck-Masse.

Jedenfalls scheint es mir durchaus zulässig, wenn wir unsere kristallinen Schiefer als Teil des ostalpinen Altkristallins mittlerer Tiefenstufe betrachten.

Um weitere Zusammenhänge zu rekonstruieren sind freilich die zugänglichen Reste zu bruchstückhaft. Die Frage zum Beispiel, woher die aplitische Durchaderung, woher die in die gefeldspateten Schiefer zugeführten Stoffe gekommen seien, ist unmöglich zu beantworten; und wenn ST. RICHARZ (1911, S. 338) die hohe Metamorphose der Vöstenhofer Gesteine auf ein weiter nördliches Vordringen des Kirchberger Granits zurückführen wollte, so erscheint dies heute schon durch die streichende Verbreitung ähnlicher kristalliner Schiefer innerhalb der Grauwackenzone widerlegt (von allen tektonischen Gegen Gründen ganz abgesehen). Da die betreffenden Erscheinungen aber in weitem Umkreis im ostalpinen Altkristallin immer wiederkehren, wäre mit einer bloß lokalen Beantwortung der obigen Fragen auch wenig gedient.

Bei dieser Gelegenheit sei noch die Frage erörtert, ob unsere Gesteine wirklich altkristallin sind und nicht etwa stärker umgewandeltes Paläozoikum. RICHARZ, 1911, stellt diese Frage und weist dabei speziell auf die Amphibolite hin, die zu den Grünschiefern der Grauwackenzone ein höherkristallines Äquivalent sein könnten; auch MOHR (1922, S. 160) wagt sie nicht zu entscheiden und meint, die Nachbarschaft beider Gesteine bei Vöstenhof könne natürlich reiner Zufall sein, doch sei es auffällig, daß sie sich im Stuppachgraben, am Silbersberg und Kohlberg wiederholt. (Vorher [S. 157] steht allerdings ausdrücklich: „Die Vöstenhofer Insel enthält teilweise sehr alte Gesteine.“) Ein Jahr später stellt sich dann MOHR (1923, S. 119—120) ohne Vorbehalt auf den Standpunkt, daß im Vöstenhofer Amphibolit das diabasische Material des Grünschiefers, im Muskowitschiefer vom Silbersberg das pnyllitische der Silbersbergserie im metamorphen Zustande der zweiten Tiefenstufe vorläge, den es im Zusammenhang mit aplitisch-pegmatitischer Durchaderung erreicht hätte.

Am Silbersberg sind zwar die Aufschlüsse recht mangelhaft, man kann aber doch so viel sagen, daß der Eindruck viel mehr der eines unvermittelten Nebeneinanders von Muskowitschiefer und Silbersbergserie ist; und da sich dieses auf der ganzen S-Seite des Saubachgrabens wiederholt, wird die obige Deutung MOHRs höchst unwahrscheinlich. Es wäre doch auch mindestens sehr auffallend, daß die hier überall vorhandenen groben Quarzkonglomerate der Silbersbergserie nirgends eine entsprechende Metamorphose zeigen; und sie sollten doch auch in der Fazies der zweiten Tiefenstufe noch einigermaßen kenntlich sein! Bezüglich der Amphibolite und Grünschiefer aber glaube ich erst recht mit aller Bestimmtheit sagen zu können, daß die fragliche Verknüpfung nicht besteht,²¹⁾ daß

²¹⁾ Man könnte vielleicht eher fragen, ob nicht manches von dem, was von mir sonst in der Grauwackenzone als Grünschiefer ausgeschieden und als normale Einschaltung im Paläozoikum betrachtet wurde, in Wahrheit auch diaphthoritischer Amphibolit ist; die Erfahrungen von HAUSER und METZ in dem westlich

das von MOHR betonte Nebeneinander tatsächlich bloß „Zufall“ ist. Daß es sich auf einer Strecke von 10km mehrfach wiederholt — allerdings zumeist ohne unmittelbare Berührung! —, ist ja wohl nicht weiter merkwürdig, wenn die Amphibolite ein charakteristisches Glied einer älteren, die Grünschiefer ein ebenso charakteristisches Glied einer gesetzmäßig über jener folgenden jüngeren Serie sind; und daß dies wirklich so ist, wird gerade um so wahrscheinlicher, je länger die Strecke ist, auf der ein solches Nebeneinander besteht, ohne daß es irgendwo einen Übergang zwischen beiden Gesteinen gibt. Und ein solcher fehlt eben ganz! Selbst da, wo der Amphibolit sekundär diaphthorisiert ist, bleibt er von dem Grünschiefer gut unterscheidbar; so wie man auch den diaphthoritischen Amphibolit vom Arzbachgraben bei einiger Erfahrung nie mit irgend welchen paläozoischen Grünschiefern verwechseln würde. Und was für Vöstenhof recht ist, müßte schließlich auch bei Neuberg und anderswo billig sein: das Wiederauftreten einer gleichartigen hochkristallinen Gesteinsgesellschaft an anderen Stellen der Grauwackenzone ist ein weiteres Argument gegen jene Gleichsetzung, zumal da zum Teil nur kleine Fetzen vorliegen, bei denen wirklich auch nicht der leiseste Anhaltspunkt für lokale höhere Metamorphose paläozoischer Gesteine besteht.

Zusammenfassend sei also festgestellt: Die kristallinen Schiefer von Vöstenhof—Schlöglmühl, vom Arzbach- und Stübmüßgraben sind typisches ostalpines Altkristallin mittlerer Tiefenstufe, durch einen Metamorphosehiatus getrennt von dem Grauwackenpaläozoikum, das über den Zustand phyllitischer Metamorphose nicht hinausgekommen ist. Die Metamorphose des Altkristallins in ihrer ersten Phase ist also älter als das Grauwackenpaläozoikum. Eine zweite, diaphthoritische Phase kann mit der phyllitischen Metamorphose des Paläozoikums gleichzeitig — sie kann variskisch oder alpidisch sein; am wahrscheinlichsten ist, daß gleichsinnige regressive Phasen beider Diastrophismen vorkommen und einander überlagern können —, wie wir auch aus beiden gleichartige progressive Metamorphose oberster Tiefenstufe kennen. Damit glaube ich, mit der Auffassung von METZ bezüglich der analogen Vorkommen im südwestlichen Anschlußgebiet im Einklang zu sein.

2. Zur tektonischen Einordnung.

Das Kristallin von Vöstenhof—Schlöglmühl zeigt in tektonischer Hinsicht einen auffallenden Gegensatz gegenüber den Vorkommen auf Blatt anschließenden Abschnitt könnten diese Frage jedenfalls nahelegen. Doch haben meine bisherigen petrographischen Untersuchungen keinen Anhaltspunkt geliefert, um sie zu bejahen; wie ja auch die geologische Verknüpfung im allgemeinen nicht dafür spricht (vereinzelt Fälle, zum Beispiel der oben aus dem Stübmüßgraben angeführte, würden allerdings daraufhin nochmals zu überprüfen sein!). Ich kann mich auch des Verdachtes nicht ganz erwehren, daß HAUSER und METZ da teilweise zu weit gehen; manche Beschreibungen, die ersterer gibt, lassen doch wirklich keinen Anhaltspunkt für eine solche Deutung erkennen, selbst die Hornblenderelikte sprechen nicht notwendig dafür — sie können ja auch auf primäre Einsprenglinge eines Diabases, beziehungsweise Uralitparamorphosen nach solchen zurückgehen. In manchen mir bekannten Beispielen scheint dies jedenfalls näherzuliegen als Abkunft von Amphibolithornblenden; darüber mehr bei anderer Gelegenheit.

Mürzzuschlag: diese liegen deutlich an der Grenze der beiden Hauptdecken der Grauwackenzone; Einfaltung ins Karbon der tieferen ist ersichtlich sekundär (wie dies auch für manche ganz im Karbon steckende Vorkommen auf Blatt Bruck—Leoben zutreffen dürfte). Auch das kleine Vorkommen östlich Klamm ist ersichtlich an die Nachbarschaft jener Deckengrenze gebunden, aber umgekehrt mit der oberen Decke sekundär verfaltet, soweit man erkennen kann. Das Vöstenhofer Kristallin hingegen befindet sich ganz innerhalb der höheren Decke; ja es ist selbst wieder in seinem Auftreten nicht einheitlich, indem es im O als Gewölbe unter dem Paläozoikum aufzutauchen scheint, im W aber als isoklinal eingeschichtete Schuppe in diesem steckt. Dabei trennt es seiner ganzen Erstreckung nach zwei wesentlich verschiedene Fazies der tiefsten paläozoischen Schichten: eine größtenteils konglomeratische, grünschieferfreie im S, eine konglomeratarme Schieferfazies mit mächtigen Grünschiefern im N.

Bildet es also hier die Basis einer höheren Teildecke? Das „Gewölbe“ bei Vöstenhof könnte ja wohl auch nur ein scheinbares sein, bedingt durch S-förmige Faltung der S-Grenze einer gegen N eintauchenden Kristallinschuppe. Mir ist dies jedoch nicht wahrscheinlich; nicht nur hat man nirgends so sehr den Eindruck einer normalen Auflagerung der Silbersbergserie aufs Kristallin als gerade im S-Flügel des fraglichen Vöstenhofer Gewölbes, wo jene ja mit einer besonderen Fazies quarzitischer Konglomerate beginnt. Sondern es kann auch der erwähnte Faziesgegensatz keinesfalls zur Begründung einer größeren tektonischen Trennung herangezogen werden; denn gegen W gleicht er sich ja bald aus!

Oder liegt — eine Frage, die MORR (1922, S. 160) stellt — ein Vorposten der Böhmisches Masse vor? Auch dies kann man wohl verneinen: die engen petrographischen Beziehungen zu den übrigen Kristallingesteinen der Grauwackenzone, darüber hinaus zu dem ostalpinen Altkristallin überhaupt (vgl. oben), lassen eine solche Annahme reichlich gesucht erscheinen.²²⁾ Und wenn auch die Kontakte mit den Grauwackengesteinen zum Teil ganz offensichtlich tektonisch sind (zum Beispiel N-Rand in der Gegend Tiefenbach—Selhofer), so scheint dies doch, wie wir oben sahen, nicht überall zu gelten.

So scheint mir einstweilen die wahrscheinlichste Lösung, daß eben auch die Vöstenhofer Insel ganz normal an die Basis der oberen Grauwackendecke, ins Liegende der Silbersbergserie, gehört; daß dieses Kristallin hier eine große, gegen S rasch auskeilende und daher am Überschiebungsrand übers Karbon — der allerdings östlich Gloggnitz nirgends mehr aufgeschlossen! — nicht mehr sichtbare Linse bildet. Bei Vöstenhof

²²⁾ Soweit wir wenigstens die Böhmisches Masse als Einheit den Alpen gegenüberstellen! Etwas anderes ist es, wenn wir ganz allgemein fragen, ob nicht im alpinen Altkristallin das böhmische wieder auftaucht — speziell im Muralpenkristallin das moldanubische; eine Auffassung, die bekanntlich SCHWINNER in vielen Arbeiten vertreten hat. Es würde zu weit führen, hier die Frage eingehend zu erörtern; bemerkt sei nur, daß trotz zweifellos vorhandener Unterschiede und trotz des entschiedenen Widerspruchs eines Kenners wie F. E. SUESS, 1931, das beiderseitige Auftreten so charakteristischer Gesteinstypen wie der Amphibolite mit Höfen um Granat (vgl. STINY, 1917, S. 32) neben manchen anderen Übereinstimmungen jedenfalls ernste Beachtung verdient.

wäre dieselbe gewölbeartig aufgebuckelt; weiter westlich aber sekundär mit dem Hangenden verschuppt, mit Bewegung gegen S.

Vöstenhof—Schlöglmühl bekäme demnach „primär“ ganz dieselbe tektonische Stellung wie die westlicheren Reste: an der Basis der Oberen Grauwackendecke; der Unterschied, daß im einen Fall Verschuppung mit dem Hangenden, in dem anderen Einwicklung ins Liegende erfolgt ist, wäre rein sekundär.

Weitere Fragen bezüglich der Großtektonik und ihres Alters werden erst im Anschluß an die Gesamttektonik der Grauwackenzone erörtert werden können.

Zusammenfassung. Eingehende Beschreibung der altkristallinen Gesteine von Vöstenhof—Schlöglmühl; Arzbachgraben bei Neuberg; Stübminggraben bei Turnau; östlich Klamm: Amphibolite, Biotitschiefer bis -gneise, zum Teil granatführende Muskowitschiefer bis -gneise; dazu untergeordnet Marmor, Serpentin, aplitische bis pegmatitische Orthogneise. Dieselben sind älter als das gesamte Paläozoikum der Grauwackenzone und nicht etwa eine höher metamorphe Fazies von diesem. Sie haben eine mindestens zweifache Metamorphose erlitten: eine erste, mit zum Teil aplitischer Durchädung und Feldspatung verbundene, schuf den Mineralbestand der mittleren Tiefenstufe und ist schon älter als das Paläozoikum; eine zweite, sich wesentlich als Diaphthorese äußernde, ist wohl in der Hauptsache variskisch, zum Teil vielleicht mit gleichsinniger alpidischer Fortsetzung. Tektonisch sind alle an die Basis der oberen Großdecke der Grauwackenzone, über dem Karbonzug, zu stellen; zu deren primärer, altkristalliner Unterlage sie gehören; sekundär ist Verschuppung teils mit dem liegenden Oberkarbon, teils mit der hangenden „Silbersbergserie“ erfolgt.

Angeführtes Schrifttum.

a) Auf die untersuchten Vorkommen bezüglich:

AMPFERER, O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., **96**, S. 1. 1918.

CORNELIUS, H. P., Aufnahmsberichte über Blatt Mürzzuschlag. Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 36. 1929. Ebendort. S. 34. 1930. Aufnahmsbericht über Blatt Aspang—Neunkirchen. Ebendort, S. 53. 1938.

ČZJZEK, J., Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. Jb. geol. Reichsanst. Wien, **5**, S. 465. 1854.

KEYSERLING, H. GRAF, Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. TSCHERMAKS min.-petr. Mitt., **22**, S. 109—158. Wien, 1903.

MOHR, H., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.). Mitt. geol. Ges. Wien, **3**, S. 104. 1910.

MOHR, H., Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). Denkschr. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., **98**, S. 141. 1922.

MOHR, H., Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Z. d. geol. Ges., **75**, Monatsber., S. 111. 1923.

REDLICH, K. A., & STANCZAK, W., Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. Mitt. geol. Ges. Wien, **15**, S. 169. 1922.

RICHARZ, ST., Die Umgebung von Aspang am Wechsel (N.-Ö.). Jb. geol. Reichsanst. Wien, **61**, S. 285. 1911.

SCHWINNER, R., Die Zentralzone der Ostalpen, in F. X. SCHAFFER, Geologie der Ostmark. Wien (Sonderdruck ausgegeben 1939).

TOULA, F., Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. Denkschrift Akad. Wien. math.-naturw. Kl., **50**, S. 121. 1885.

VACEK, M., Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verh. geol. Reichsanst. Wien, S. 455, 1886.

VACEK, M., Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. geol. Reichsanst. Wien, S. 60, 1888.

b) Außerdem benutzte Schriften:

ANGEL, F., Gesteine der Steiermark. Mitt. naturw. Ver. Steiermark, **60**. 1924.

CORNELIUS, H. P., Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schweiz. min.-petr. Mitt., **15**, S. 4. 1935.

GOLDSCHMIDT, V. M., Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiete. Videnskapsselskabet's Skrifter, math.-naturw. Kl. Oslo. 1920.

HABERFELNER, E., Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Mitt. Abt. Bergbau usw., Joanneum, H. 2. Graz, 1935.

HAUSER, L., Petrographische und geologische Studien am Westende des Klettschachneiszuges. Zbl. Min. usw., Abt. A, S. 266—285. 1934.

HAUSER, L., Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. I. Hornblendegarbenschiefer. Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 238—242. 1936. II. Gesteine mit Granat-Porphyroblasten. Ebendort, S. 147—150. 1937 (a). III. Serpentine und Begleiter. Ebendort, S. 219—226. 1937 (b). IV. Die Marmore. Ebendort, S. 87—95. 1938 (a). V. Quarzite, Glimmerschiefer und Gneise. Ebendort, S. 121—131. 1938 (b).

HAUSER, L., Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Zbl. Min. usw., Abt. A, S. 20—30 u. S. 33—47. 1938 (c).

HAUSER, L., Diaphthoritische Karinthin-Granatamphibolite (Rittingertypus) aus der Grauwackenzone von Leoben. Min. petr. Mitt., **50**, S. 181—193. Leipzig, 1938 (d).

HAUSER, L., Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. Jb. geol. Landesanst. Wien, **88**, S. 217. 1938 (e).

HERITSCH, F., Zur Tektonik des Gebietes um Eisenerz. Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 103—108. 1932.

KITTL, E., Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofaiach und Oberdorf a. d. Lamung. Verh. geol. Staatsanst. Wien, S. 91—111. 1920.

METZ, K., Die tektonische Stellung diaphthoritischer Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. Zbl. Min. usw., Abt. B, S. 315—328. 1937.

METZ, K., Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jb. geol. Bundesanst. Wien, **88**, S. 165—193. 1938.

METZ, K., Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Zweigsst. Wien Reichsst. Bodenf., **1**, S. 161—220, 1940.

STINY, J., Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. Feldbach, 1917.

STINY, J., Aufnahmsbericht über Blatt Bruck--Leoben. Verh. geol. Bundesanst. Wien. S. 21. 1921.

STINY, J., Desgl., S. 26--27. 1923.

STINY, J., Desgl., S. 36--39. 1927.

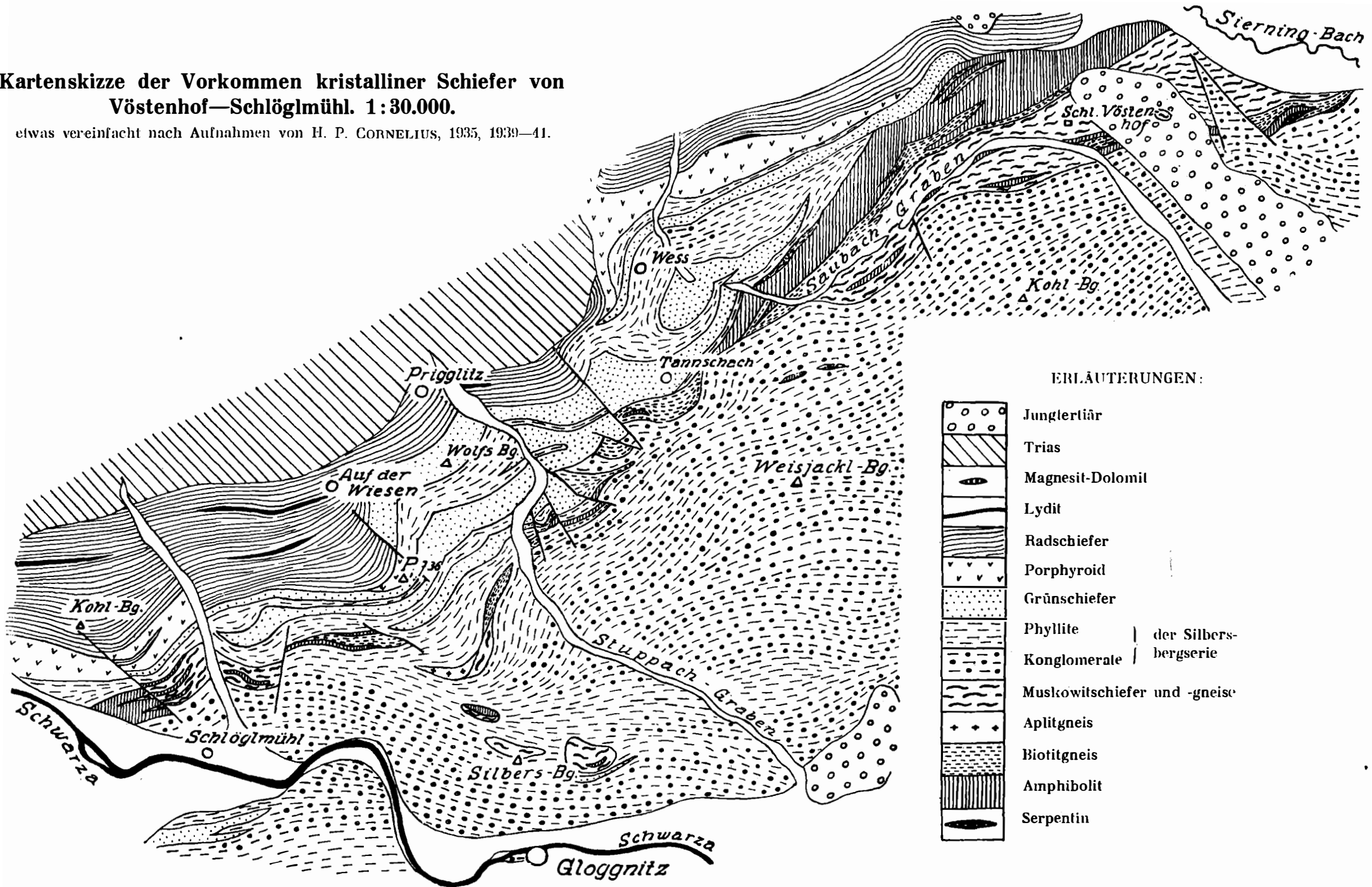
STINY, J., Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen. Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 220--230. 1931.

STINY, J., Berichtigung zu L. HAUSER, Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 127. 1937.

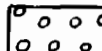
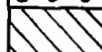
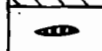
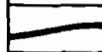



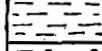
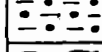
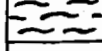



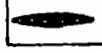
Suess, F. E., Ostalpinen und Böhmisches Grundgebirge. Mitt. geol. Ges. Wien, **24**, S. 27--37. 1931.

Kartenskizze der Vorkommen kristalliner Schiefer von Vöstenhof—Schlöglmühl. 1:30.000.

etwas vereinfacht nach Aufnahmen von H. P. CORNELIUS, 1935, 1939—41.



ERLÄUTERUNGEN:

-  Jungtertiär
-  Trias
-  Magnesit-Dolomit
-  Lydit
-  Radschiefer
-  Porphyroid
-  Grünschiefer
-  Phyllite
-  Konglomerate
-  Muskowitschiefer und -gneise
-  Aplitgneis
-  Biotitgneis
-  Amphibolit
-  Serpentin