© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
44. Band, 1951.

S. 1–84, 1 Geol. Übersichtskarte, 1 Profiltafel, 2 Textfiguren, Wien 1953.

Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone.

(Mit 1 Geol. Übersichtskarte samt Deckblatt, 1 Profiltafel, 2 Textfiguren und 1 stratigraphisch-tektonischen Übersichtstabelle.)

Von **K. Metz**, Universität Graz.

In der vorliegenden Arbeit wird die Summe der Ergebnisse einer langjährigen Aufnahmstätigkeit eines der interessantesten Anteile der nordöstlichen Alpen vermittelt und dabei auch der Versuch gemacht, die zahlreichen Teilfortschritte, die sich nach und nach einstellten und in mehreren Einzelarbeiten niedergelegt sind, zu einem sinnvollen Ganzen zu verbinden.

Entscheidende Erkenntnisse in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht brachten die Geländeaufnahmen der Jahre nach dem letzten Krieg, indem unter anderem auch mit Hilfe der von B. Sander entwickelten Methode einer Analyse der Flächen- und Achsengefüge wesentlich schärfere und klarer formulierbare Einblicke in die Baugeschichte dieser Zonen gewonnen werden konnten. Im Zuge der Vertiefung in das als Gefügekunde in Erscheinung tretende Gedankengut reifte die Erkenntnis, daß wir heute in den Alpen in erster Linie vor analytischen Aufgaben stehen. Dies ist auch der Grund, warum in dieser Arbeit auf räumlich weiter sich erstreckende Ausblicke und auf die Wiedergabe zunächst noch zu spekulativer Gedankengänge über Alpenbaufragen verzichtet wird.

Eine lange Serie wertvoller Anregungen und dauerhafter Belehrungen verdanke ich dem jahrelang als Nachbar im Ost-Teil tätig gewesenen H. P. Cornelius, dessen allzu früher Tod mir auch persönlich zum Verlust wurde. Daß seine zusammenfassende Arbeit über die Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken erst 1952 erscheinen konnte, geht auf eine Reihe widriger Umstände zurück und ich bin ihm, sowie seiner Frau Dr. Martha Cornelius-Furlani für die vorzeitige Einsicht in das Manuskript besonders dankbar.

Selten ist eine so schmale, einheitlich geprägte Zone der Alpen von so gewaltigem stratigraphischen Umfang, vom Präpaläozoikum bis in das Mesozoikum herein, wie die Grauwackenzone. Die sich daraus er-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gebenden Möglichkeiten von Aussichten und Problemen werden in den kommenden Besprechungen abgehandelt werden. Die ersten Hinweise darauf, Anregungen und im Jahre 1936 auch konkret gestellte Fragen verdanke ich W. Petrascheck in Leoben.

INHALTSÜBERSICHT.

Seite

Die Stratigraphie und Seriengliederung 3
Einführung 3
Zusammenfassender Überblick über Schichtfolge und Bau der nordsteirischen Grauwackenzone 6
Schichtbestand 6
Charakterisierung des tektonischen Baues 8
Vorbemerkung zur Stratigraphie 10
Die feinschichtigen Grauwackenschiefer (Hammer, 1924) — Serie der Grauwackenschiefer 11
Fazieswechsel in den feinschichtigen Grauwackenschiefern 13
Die stratigraphische Einordnung 14
Das Blasseneckporphyroid 19
Die Fortsetzung der feinschichtigen Grauwackenschiefer nach Ost . . . 22
Grauwackenschiefer in höherer Metamorphose 24
Die Vergleichbarkeit der feinschichtigen Grauwackenschiefer mit anderen Schiefergebieten der Ostalpen 28
Die „Quarzphyllite" 33
Der Anteil der Grauwackenschiefer in den höher metamorphen Gesteinsgruppen des Palten—Liesingtales, Steiermark 34
Die Serie der Hornblendegesteine und Quarzite (Fötteleck—Mölbegg-Serie) 36
Die Gruppe der weißen Marmore und Grüngesteine 38
Die Gesteinsserien im Rahmen der Ennstaler Phyllite und Marmore . 39
Die Rannachserie und zentralalpine Trias im Rahmen der Grauwackenzone 44
Das Karbon 51
Die Verbindung von phyllitischen Serien mit Karbon in den Ostalpen . 52
Die Gotland-Devonkalke 54
Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse 55

Übersicht über die tektonische Entwicklung der steirischen Grauwackenzone 58
Allgemeiner Überblick 58
Die norische Überschiebung 61
Querstrukturen und jungalpidische Bewegungen (Weyrer Tektonik) . . 64
Die N- und S-Grenze der Grauwackenzone 72
Kennzeichnung der Grauwackenzone als tektonische Einheit 77
Baugeschichtliches Schema der Grauwackenzone 80

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

DIE STRATIGRAPHIE UND SERIENGLIEDERUNG.

Einführung.

In den zahlreichen Phyllitgebieten der Ostalpen nimmt der Streifen der nordalpinen Grauwackenzone zwischen den Triasbergen der nördlichen Kalkalpen im Norden und den hochkristallinen Schiefern der Zentralalpen im Süden insofern eine Sonderstellung ein, als neben einem reich entwickelten und zu einem Teil fossilmäßig belegbaren Paläozoikum (Ordovic—Stephan) auch schiefrige phyllitische bis hochkristalline Gesteine vorkommen. Die Trennung der letzteren vom Paläozoikum hinsichtlich des Alters und ihrer metamorphen Fazies ist häufig sehr problematisch.

Die ausgezeichnete und aus stratigraphisch kontinuierlichen Schichtserien bestehende Folge des Paläozoikums im nordsteirischen Raum, wie auch in Nordtirol (Kitzbühel), läßt dieses als wesentlichen Bestand der Grauwackenzone hervortreten, zumal es auch tektonisch selbständige weithinstreichende Baukörper innerhalb dieser bildet.

Von diesem Paläozoikum sind zum Teil sehr mächtige Serien phyllitischer, oft auch höher metamorpher Gesteine abtrennbar, die als „Typus des ostalpinen Quarzphyllites" für älter als Ordovicium bzw. als vorpaläozoisch angesehen werden.

Diese als vorsilurisch angesehenen Schieferserien hat Schwinner (1929, 211, 343) in zwei große Serienkomplexe getrennt:

III a, Rannachserie als Typus des Quarzphyllites in den großen Quarzphyllitgebieten der Ostalpen;

III b, Wildschönauer Serie (nach den Wildschönauerschiefern der Kitzbüheler Alpen) als präordovicische Schiefer von phyllitischem Habitus, in welche auch die feinschichtigen Grauwackenschiefer Hammer's (1924) eingeordnet erscheinen.

Maßgeblich für diese Gliederung war für Schwinner ein sich zwischen den hochkristallinen Serien (I und II seiner Gliederung) und dem Paläozoikum einschiebender, anscheinend zweimaliger von Trümmergesteinen begleiteter Sedimentationszyklus. Die betreffenden Gesteine seien im ganzen Raume der Ostalpen weitgehend einförmig phyllitisch, wobei sich die stratigraphische Trennung beider Serien III a und III b aus der höheren Metamorphose von III a ergibt. Die untere Grenze wäre durch eine allgemeine, wohl präpaläozoische Faltung des Grundgebirges gegeben, die obere Grenze durch den Beginn der Sedimentation des Paläozoikums im Caradoc.

Wichtig für die folgenden Ausführungen ist hiebei die Voraussetzung einer nur durch örtliche Umstände in randlichen Gebieten unterbrochenen Konstanz der Metamorphose innerhalb der Serien.

Schon 1935 erfolgte durch Cornelius eine Kritik dieser Seriengliederung in ihrer Anwendung auf die Grauwackenzone (die gerade Ausgangspunkt dieser Gliederung war). Vor allem erscheint nach Cornelius die Parallelisierung der Rannachserie der Grauwackenzone mit den übrigen ostalpinen „Quarz-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

phyllit"-Gebieten unzulässig, da sie eine andere Gesteinsfolge ausweise, als jene. Ohne im einzelnen den Argumenten von Cornelius voll folgen zu können, da auch er noch allzuviel Verschiedenes seinem Begriff der Rannachserie zuordnet, ergaben auch meine eigenen Studien eine volle Berechtigung dieser Kritik, wie ich dies schon mehrfach (1938, 1940, 1947) auseinandergesetzt habe und wie dies auch aus den folgenden Ausführungen über die Rannachserie hervorgehen wird.

Wie nun die Studien in den Phyllitgebieten der Grauwackenzone und anderer ostalpiner Gebiete ergeben haben, besteht innerhalb der Großserien Schwinners (III a und III b) bei weitem nicht jene Einheitlichkeit der Serienentwicklung, wie dies zur Zeit ihrer Aufstellung noch vorausgesetzt wurde. Es zeigte sich vielmehr, daß ohne Zweifel paläozoische Schichtgruppen in „quarzphyllitischem", ja sogar in hochkristallinem Gewande innerhalb von „Quarzphyllit"-Arealen oder im Hochkristallin auftreten, und daß vice versa bis zur Unkenntlichkeit diaphtoritisierte Gesteine, kaum mehr abtrennbar von paläozoischen Schiefern, mit diesen tektonisch vergesellschaftet sind.

Sehr genaue und Schritt für Schritt durchgeführte Beobachtungsserien zeigten ferner, daß man in Schiefergebieten der Grauwackenzone ohne Überschreitung einer tektonischen Grenze aus halbphyllitischen Bezirken bis in typisch „quarzphyllitische" wandern kann, wobei immer wieder auftretende Leitgesteine (z. B. Lydite, Diabastuffite usw.) die Gewähr geben, daß man sich stratigraphisch noch in der gleichen Serie befindet.

Dies alles führt zum Schluß, daß die Schwinnerschen Serien III a und III b nicht als Serien mit stratigraphischem Begriffsinhalt angesehen werden dürfen, sondern daß sie eher noch Schieferserien gleicher Durchbewegung und Metamorphose zusammenfassen: III a (Schwinner, Rannachserie), faßt die typisch „quarzphyllitischen" Gesteine zusammen, III b stellt eine Serie schwach phyllitischer, zumeist prä- und alt-ordovicischer Schiefer dar. In diesen Serien findet sich aber stratigraphisch Gleiches mit ebensoviel stratigraphisch Verschiedenem vermengt.

Die Studienergebnisse in der Grauwackenzone führten dazu, daß die ehedem so mächtige Masse einheitlicher „Quarzphyllite" in eine Anzahl stratigraphisch verschiedenwertiger Serien aufgeteilt erscheint. Unter einer Serie wird hiebei nur ein Gesteinsverband verstanden, dessen primär-stratigraphische Zusammengehörigkeit (wenigstens im Idealfall) erwiesen erscheint, wenn auch vielfach eine genaue Alterszuordnung noch nicht möglich ist.

Es zeigte sich hiebei, daß in höher metamorphen Gesteinsverbänden besonderer tektonischer Stellung und Prägung Serien auftreten,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

denen wir auch in anderen, geringer metamorphen Verbänden begegneten und die wir stratigraphisch mit diesen gleichsetzen dürfen. Dies gilt nicht allein für die Grauwackenzone im engsten Sinne, sondern auch für andere Gebiete der Zentralalpen und führt so weit, daß wir heute Paläozoikum auch in verschiedenen, mesozonalen Schichtserien, z. B. der Niederen Tauern, erkennen können.

Dies führt zu einer Aufgabe des Merkmales der Konstanz der Metamorphose für eine Alterszuteilung in den hier behandelten Phyllitgebieten und führt zu einer Reihe von Konsequenzen, die in der Folge zu behandeln sein werden.

Aus der Kenntnis dieser Zusammenhänge heraus, setze ich „Quarzphyllit" stets unter Anführungszeichen, um auch äußerlich zum Ausdruck zu bringen, daß man heute unter dieser Bezeichnung nur mehr einen sekundär erworbenen Zustand von Deformation und Metamorphose (vor- oder rückschreitend!) irgendeiner schiefrigen Serie verstehen kann, nicht aber eine stratigraphische Einheit (Sander, Schlernschriften 1929).

Es kann daher der Fund paläozoischer Gesteine in Phyllitarealen niemals bedeuten, daß dieses ganze Areal dem Paläozoikum angehören müsse, sondern nur, daß noch eingefaltete Reste von Paläozoikum in älteren Phylliten vorhanden sind. Dies trifft etwa in der westlichen Fortsetzung der steirischen Grauwackenzone, im Ennstal, im Pongau (Salzburg), im westlichen Tirol und anderen Gebieten zu.

Im umgekehrten Fall der Vormacht paläzoischer Schichtstöße liegen an deren Basis phyllitische Schieferserien vor, deren Alterseinstufung infolge des Mangels an Fossilien auf große Schwierigkeiten stößt. Solch ein Fall ist im Paläozoikum von Graz gegeben, an dessen Basis phyllitische Schiefer auftreten, in denen erst spät das Auftreten ordovicischer Gesteine erkannt wurde, wie auch das Vorkommen von diaphtoritischem Altkristallin wahrscheinlich ist.

Die nordsteirische Grauwackenzone stellt nun für die Behandlung der Probleme des gegenseitigen Verhältnisses von datierbarem Paläozoikum und Älterem ein besonders günstiges Feld dar, da in ihr alle denkbaren Mischungsverhältnisse beider Gruppen vorliegen. Anderseits bietet diese Zone durch die Beimengung zentralalpiner Trias und die unmittelbare und kontrollierbare Berührung mit den nördlichen Kalkalpen (nordalpine Trias) auch die Möglichkeit der Abtrennung jüngerer (alpidischer) von älterer (variskischer und früherer) Tektonik, was von besonderer Notwendigkeit deswegen ist, weil die allzu große Fossilarmut bzw. Fossilfreiheit weiter Gebiete die Mitverwendung tektoni-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

scher Argumente bei stratigraphischen Fragestellungen notwendig macht.

Es ist aus diesem Grunde nicht zu umgehen, bei einem Referat über stratigraphische Arbeitsergebnisse auch tektonische Zusammenhänge zu behandeln, wobei auch tektonische Ergebnisse vorgelegt werden, die in der Literatur bisher noch nicht oder nicht zusammenhängend erörtert wurden.

Für den, den alpinen Problemen Fernerstehenden, soll zu Beginn der eigentlichen Darlegungen ein allgemeiner Überblick über die Bauglieder der Grauwackenzone und deren tektonische Einordnung geboten werden, wobei auch mehrere der später zu behandelnden Fragen näher umrissen werden.

Die aus den stratigraphischen und tektonischen Studien in der nordsteirischen Grauwackenzone gewonnenen Ergebnisse erweisen ihre Anwendbarkeit auch in Phyllit- bzw. Paläozoikum-Gebieten der Ostalpen, die von der eigentlichen Grauwackenzone getrennt sind. Auch diese Anwendbarkeit wird in den folgenden Kapiteln diskutiert.

Im besonderen zeigt sich die Möglichkeit, die Fortsetzung der Grauwackenzone gegen Westen in die Phyllitgebiete des Ennstales und weiter bis Tirol stratigraphisch klarer zu überblicken. Hieraus ergeben sich zahlreiche wichtige tektonische Schlußfolgerungen, die auch bei einer Behandlung der jeweils südlich folgenden Gebiete des Hochkristallins berücksichtigt werden müssen.

Zusammenfassender Überblick über Schichtfolge und Bau der nordsteirischen Grauwackenzone.

(Siehe dazu Übersichtskarte.)

Schichtbestand.

Die ältesten, fossilmäßig noch erfaßbaren Schichten des Paläozoikums gehören dem Ordovicium an [Arenig, Llandeilo, *Graptolithen*, Haberfelner, 1931, 242; Heritsch, 1931, 230; Caradoc und Ashgill, *Brachiopoden, Archäocyathinen*, Schouppe (1950)]. Es handelt sich um schiefrige, sandige oder quarzitische Schichtserien mit örtlicher Einstreuung diabasischer Ergüsse und deren Tuffen, die aber in einer mächtigen, sandig-schiefrigen Gesteinsserie stecken, deren stratigraphische Untergrenze nicht bekannt ist. Es muß damit gerechnet werden, daß auch ältere (kambrische) Glieder in diesem Schichtsystem enthalten sind. In weiten Gebieten der Nordsteiermark können wir diesen Schichtstoß unter dem Namen der feinschichtigen Grauwackenschiefer zusammenfassen. Diese Gruppe wird einer eigenen Behandlung unterzogen werden.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Das Gotlandium ist teils kalkig, teils schieferig oder in einer Mischfazies entwickelt. Es zeigt sich hiebei, daß die Kalksedimentation nicht überall in gleichen stratigraphischen Horizonten beginnt. Die Schiefer sind vielfach dunkel, oft vermengt mit schwarzen Lyditen und dunklen Kalkbändern. Die ganze Serie zeigt einen auffallenden Pyrit-Fe-Reichtum (Hießleitner, 1929, 1931).

Das Devon ist kalkreich, mit weitgehender Faziesdifferenzierung (Riff-Cephalopoden-Fazies) und entwickelt sich schon aus der Kalkfazies des Gotlandiums heraus. Da hier die meisten der metasomatischen Eisenlagerstätten einschließlich Eisenerz liegen, spricht man vom erzführenden Kalk des Gotland-Devon.

Das Unterkarbon ist schiefrig-kalkig entwickelt und hat unmittelbar in der Magnesitlagerstätte Veitsch und in der des Sunk bei Trieben gute Zonen-Fossilien geliefert (Visé). Große, Graphitschiefer und Kalk führende Züge von Karbon der südlichen Teile der Grauwackenzone sind trotz einiger schlecht erhaltener Korallen altersmäßig nach meiner Auffassung noch nicht genügend fixiert. Mit Sicherheit gehört dem hohen Oberkarbon jener Anteil von graphitischen Schiefern an, welche keine Kalke, dagegen Graphitflöze, reichlich Quarzkonglomerate und Pflanzen führen.

In der dem Altpaläozoikum angehörenden Schichtfolge steckt eine bis 800 m dick werdende Platte eines Quarzporphyrs, Blasseneck-Porphyroid, der wahrscheinlich dem ältesten Altpaläozoikum angehört (S. 19).

Die Rannachserie, stets an die Basis der gesamten Grauwackenzone gebunden, steht in einem auffallenden Gegensatz zu den übrigen paläozoischen Schichtfolgen. Ich neige immer mehr der Ansicht zu, daß es sich hier um ein höher metamorphes und stark deformiertes Glied der vielleicht in das Perm reichenden Basis der Zentralalpinen Trias der Fortsetzung des Semmering handelt (Semmering-Quarzit und Konglomerat) (Metz, V 1947 und Text S. 44).

Zwei in tektonischen Fenstern unter dem Paläozoikum auftauchende Quarzitserien von besonderer Fazies und zum Teil mit der Rannachserie verknüpfte Quarzite (Plattelquarzite) gehören nach den Funden von Rauchwacken und Dolomit in ihrem Verbande gleichfalls der Zentralalpinen Trias an (V, 1947). In diesem Zusammenhange muß auch erwähnt werden, daß der schmale Quarzit-Kalk-Dolomit-Zug von Thörl bei Aflenz als die direkte Fortsetzung der Semmering-Trias von Osten her aufgefaßt wird, wofür in erster Linie die gegenüber dem ostalpinen Paläozoikum gänzlich verschiedene Fazies maßgebend ist.

Neben diese immerhin noch datierbaren Schichtgruppen treten nun zahlreiche weitere, höher metamorphe Gesteinsserien, die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

als „Quarzphyllit" in der älteren Literatur eine allzu einheitliche Behandlung erfahren haben. Bei der auf dem Wege genauer Kartierung möglich gewordenen Auseinanderlegung in Untergruppen zeigte sich, daß in dieser komplexen Gruppe Gesteine stecken, die als diaphtoritisches Altkristallin anzusprechen sind, oder solche, die in ihrer besonders hohen Deformation und höheren Metamorphose gegenüber dem Paläozoikum wohl als älter ausgeschieden werden müssen. Ein nicht unbedeutender Anteil kann als höher metamorphes Äquivalent der feinschichtigen Grauwackenschiefer angesprochen werden.

Aus der Unterteilung dieses mächtigen Schichtkomplexes und der Erkenntnis, daß in ihm auch höher metamorphe Anteile der paläozoischen Schichtfolgen stecken, ergibt sich die Möglichkeit, auch die mächtigen Ennstaler Phyllite in der westlichen Fortsetzung der Grauwackenzone stratigraphisch besser zu erkennen.

Nördlich des Mürztales tritt ein langer und mächtiger Zug mesozonalen Kristallins mit aplitischen Gneisen, Injektionsgneisen, Augengneisen, Paragneisen, Amphiboliten usw. in engen Verband mit der Grauwackenzone. Diese als Troiseck-Floningzug bezeichnete Kristallinmasse spielt bei der Erörterung der tektonischen Stellung der Semmeringtrias und des Thörler Zuges eine Rolle.

Charakterisierung des tektonischen Baues.

Die Gesteine der nordsteirischen Grauwackenzone stehen hinsichtlich ihrer Deformation in einem starken Gegensatz zu den Gesteinen der nördlichen Kalkalpen, die unter Oberflächen-Bedingungen, ohne Interndeformation im Handstückbereich ihre heutige tektonische Bauform erhielten. Vollkommene Zerscherung, beginnende Umkristallisation, Bänderung von Kalken usw. ist hier seltene Ausnahme und an Bereiche besonders gesteigerter Beanspruchung gebunden.

Die Gesteine der Grauwackenzone zeigen durchwegs starke Deformation bis in kleine und kleinste Bereiche. Isoklinale Faltung mit zusammengeklappten Scharnieren, vollkommene Zerscherung, Auflinsung der Gesteine, Gleitbretterbau, Bildung von Bänderkalken und Marmoren und phyllitische Metamorphose sind hier die Regel. Sie führten zu weitgehender Zerstörung des ehemaligen Fossilinhaltes auf mechanischem Wege. Die Metamorphose umfaßt alle Bereiche epizonaler Bildungen und reicht vielfach in die Grenzbereiche mesozonaler Paragenesen.

Gegenüber südlich anschließendem Kristallin (Seckauer—Rottenmanner—Wölzer Tauern) liegt der Unterschied nicht in Qualität und Grad der Deformation, sondern in der mesozonalen Kristallisation und im Auftreten großer Granitkörper in letzteren.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Grauwackenzone stellt ein vielfach in sich geschupptes, generell nordfallendes Schichtpaket dar, wobei in breiten und lang hinstreichenden Zonen besonders steile bis senkrechte Aufrichtung vorliegt.

Im allgemeinen finden wir eine tektonische Zweiteilung: Im Liegenden, besonders stark geschuppten und steil aufgerichteten Anteil findet sich das graphitführende Karbon, die Rannachserie, zahlreiche Züge höher metamorpher Gesteinsgruppen, teilweise Altkristallin.

Durch eine weithin verfolgbare Überschiebungsbahn (norische Überschiebung, siehe Deckblatt zur Karte) getrennt folgt darüber die Hauptmasse des Altpaläozoikums mit dem Porphyroid und der Masse der feinschichtigen Grauwackenschiefer (Tabelle S. 80).

In dieser hangenden Großeinheit liegt ein Internbau vor, der ohne Zweifel variskisch ist; jedoch wurde dieser Bau alpidisch noch überarbeitet, was im Einzelnen oft schwierig festzustellen ist.

Entgegen der von Cornelius vorgebrachten Meinung variskischen Alters der norischen Überschiebung bin ich der Auffassung, daß ihre Ausgestaltung als Bewegungsbahn in das ältere Alpidikum gehört, da sie in ihrem Streichen genau dem Bauplan der in die Grauwackenzone einbezogenen zentralalpinen Trias entspricht und in ihren einzelnen Anteilen auch beträchtliche Beziehungen zu den alpidischen Strukturlinien der Grauwackenzone bestehen.

Gegen West findet die norische Überschiebung ihr Ende an einer mächtigen, quer zum üblichen Streichen liegenden Struktur (Treglwang-Gaishorn)), an welcher gegen West überhaupt eine Änderung des Bauplanes der Grauwackenzone stattfindet. Die Träger dieser Querstruktur sind Grauwackenschiefer und deren Äquivalente, die sich hier zu großer Mächtigkeit entfalten (Metz, 1951), wie auch erzführender Kalk.

Westlich dieser Querstrukturen, gegen das Ennstal zu, liegt das Karbon schon im Hangenden des Grauwackenschieferzuges, während im Liegenden davon nichts mehr vorhanden ist. Das kann als Ausdruck der alten Transgressions-Diskordanz des Karbons über seiner Basis gedeutet werden, und würde eine Bestätigung in der Feststellung erfahren, daß die Querstrukturen der Grauwackenschiefer schon präalpidisch angelegt sind. Hiefür habe ich 1951 mehrere Argumente angeführt.

Auch die mächtige, querstreichende Masse der erzführenden Kalke zwischen Eisenerz und Leoben-St. Michael (durch die die große Breite der Grauwackenzone hier bedingt erscheint), ist ohne Zweifel schon variskisch angelegt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Beide Querstrukturen sind für die Erkenntnis des Baues der Grauwackenzone von besonderer Wichtigkeit. Jungalpidisch, wahrscheinlich postgosauisch, wurden beide Querbauelemente im Zuge der weitverbreiteten Westbewegungen (Flügel-Metz, 1951) neu belebt und zum Teil schärfer gestaltet. Die Spuren dieser jüngeren alpidischen Bewegungsakte finden sich nicht allein in der Grauwackenzone, sondern auch in den angrenzenden Teilen der nördlichen Kalkalpen (Reichenstein—Kalbling S-Abstürze, Metz, 1951; Lugauer—Kaiserschild, Ampferer, 1931). Sie werden auch im südlichen Kristallin der Seckauer Tauern erkennbar, wo nachkristalline jüngere Tektonik mit bedeutenden Verschiebungen (Bösensteinmasse) und mit Kluftsystemen, noch mit morphologischer Wirksamkeit, auf sie bezogen werden können.

Vorbemerkung zur Stratigraphie.

Im folgenden werden, nach Gruppen geordnet, die einzelnen, als stratigraphisch zusammengehörig erkannten und daher zu Serien zusammengefaßten Gesteinsgruppen behandelt.

Es läßt sich nicht umgehen, daß einzelne dieser Serien trotz engst möglicher Fassung noch einen komplexen Aufbau besitzen, der stratigraphisch noch unbefriedigend ist. Doch zwingt die Fossilarmut zu solchem Vorgehen.

Über den engen Rahmen der Grauwackenzone hinausgehend werden dort Vergleiche gezogen, wo sie teilweise neu sind, oder wo eine systematische Erfassung von Altersbeziehungen nunmehr möglich geworden ist.

Für die einzelnen Stufen des fossilführenden Paläozoikums liegen keine neuen, noch unveröffentlichten und wesentlichen Beobachtungen vor. Diese werden demnach nur kurz behandelt, um Vergleichsmöglichkeiten und den Überblick über die Gesamtheit zu bewahren.

In der zusammenfassenden Stratigraphie des Paläozoikums der Ostalpen von F. Heritsch, 1943, sind die paläozoischen Anteile vom Gotlandium aufwärts ausführlich behandelt. Da dieses Buch jedoch in seiner ganzen Auflage beim Brand des Verlages Borntraeger zugrunde ging und in Deutschland und Österreich nur wenige Exemplare davon vorliegen, werden einschlägige Zitate etwas ausführlicher als üblich gehalten.

Die im folgenden Text zur Verwendung kommenden Ortsnamen finden sich entweder in der dieser Arbeit beigegebenen Karte, oder in den Karten bei meinen Arbeiten 1938 und 1940. Fallweise wird das Aufsuchen der Örtlichkeiten durch zusätzliche Angaben im Text erleichtert. An geologischen Karten können weiterhin herangezogen werden: Die geologische Übersichtskarte der Republik Österreich von H. Vetters, Wien, geologische Bundesanstalt, die geologischen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Spezialkartenblätter (1:75.000) der geologischen Bundesanstalt Wien: Mürzzuschlag, Bruck—Leoben, Eisenerz—Wildalpe—Aflenz, Admont—Hieflau, Liezen. Die geologischen Blätter Birkfeld, St. Johann a. T., Gröbming—St. Nikolai sind noch nicht erschienen.

Die feinschichtigen Grauwackenschiefer (Hammer, 1924)-Serie der Grauwackenschiefer.

Hammer trennte die Gruppe der feinschichtigen Grauwackenschiefer von der sogenannten Blasseneck-Serie (Heritsch, 1911) ab*), da sie eine sehr charakteristische und auf lange Strecken durchziehende Gesteinsgemeinschaft innerhalb der oberen Einheit der Grauwackenzone beinhaltet.

Die Gruppe dieser Gesteine zeigt innerhalb der oberen Grauwackenzone auch eine zumeist klare tektonische Position an der Basis des Paläozoikums. Sie ist von diesem nicht immer scharf abtrennbar, was in den meisten Fällen einer komplizierten Innentektonik mit reichlicher Schuppung zuzuschreiben ist.

Da jedoch das Gotlandium im Vergleich mit den übrigen ostalpinen Vorkommen schon durch das Auftreten von beträchtlichen Kalkvorkommen in Verbindung mit schwarzen, vielfach Pyrit (bzw. Limonit) führenden Schiefern und Lydit ausgezeichnet ist, kann es in den meisten Fällen von dem übrigen, stratigraphisch tiefer liegenden Schichtkomplex der eigentlichen feinschichtigen Grauwackenschiefer auseinander gehalten werden.

Besonders im Raum von Eisenerz erweist sich die Gruppe der feinschichtigen Grauwackenschiefer eng mit dem hangenden Paläozoikum verknüpft und führt hier auch fossilführendes Ordovicium, was noch näher auszuführen sein wird.

Die stratigraphische Unterkante des mächtigen Grauwackenschiefer-Komplexes ist unbekannt und kann wohl in das Kambrium hineinreichen. Im Raume der nordsteirischen Grauwackenzone stellt dieser Komplex von Schiefern eine hinsichtlich seiner stratigraphischen Lage, nicht aber hinsichtlich seines stratigraphischen Umfanges gut definierbare Serie dar. Da in dieser aber außer den feinschichtigen Grauwackenschiefern im Sinne Hammers aus noch näher zu besprechenden Gründen auch noch andere Gesteinsgruppen Aufnahme finden müssen, wie etwa sogar eingeschupptes Gotlandium, ist es vorteilhaft, hier von der Serie der Grauwackenschiefer zu sprechen.

*) Heritsch faßte hier die gesamten Grauwackenschiefer und das Blasseneck-Porphyroid zusammen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Der äußere Gesamteindruck in den Bergen westlich Eisenerz ist für den Feldgeologen eine graue, tonig-sandige (quarzitische) und schiefrige Sedimentgesteinsmasse in geringer, halbphyllitischer Metamorphose, aber mit örtlich äußerst starker Deformation, in der häufig leicht wieder erkennbare charakteristische Gesteine auftreten. Diese Serie tritt wesentlich unterhalb des Blasseneck-Porphyroids, teilweise aber auch über ihm, vom Mürztal herstreichend bis in das Ennstal bei Admont auf.

Namengebend, wenn auch mengenmäßig nicht immer hervortretend ist ein schiefriges Gestein, das durch eine lebhaft rhythmische Wechsellagerung von tonigen und sandig-quarzitischen Komponenten in mm-Stärke eine Feinschichtigkeit erhält. Daneben finden sich Einlagerungen schwarzer, oft graphitischer Schiefer, häufig mit Lyditen verbunden, vereinzelt auch dünne Kalkbänder. Lange Lagen von Grüngesteinen in wechselnder petrographischer Zusammensetzung, mitunter aber noch deutlich ihre diabasisch-gabbroide Natur zeigend, sind immer wiederkehrende Charakteristika.

Die Deutung, daß es sich hier um Tuffe mit verschieden starker sedimentogener Einstreuung handelt, wird zumeist vertreten und findet ihre Stütze in einwandfrei petrographisch als Diabas-Abkömmling identifizierbaren Typen. Mitunter zeigen solche Grünschiefer engste Verquickung mit mm- bis cm-dicken marmorisierten Kalkbändchen. Karbonat tritt selbst auch im Grünschiefer auf. Wir werden später auf diese Gesteinstypen noch zurückkommen müssen (Seite 19).

(Literatur: Heritsch, 1911, Hammer, 1932, Hauser, 1938 c, d, 1939.)

Außer den feinschichtigen Schiefern, diese zum Teil aber auch faziell vertretend, liegen vielfach einförmig graue Schiefer gleicher Zusammensetzung vor, oder solche, bei denen der Quarzgehalt zugunsten der tonigen Komponenten fast völlig verschwindet. Weiterhin entwickeln sich im Westen (Paltental—Ennstal bei Admont/Liezen) aus diesen Schiefern Konglomeratquarzite, Schieferbrekzien und grobbankige (quarzitische) Sandsteine.

Als Einzeltypen sind noch zu erwähnen: karbonatführende Quarzite, chloritführende Quarzite, oft in Verbindung mit Grünschieferbändern, Sandsteine mit glasig glänzenden Quarzen.

Hießleitner, 1929, beschreibt als Fazieswechsel in den hangenden Abteilungen dieser Schieferserie die Zunahme von Kalkbänken innerhalb der als Gotlandium auszuscheidenden graphitischen Tonschiefer und Lydite (Donnersalm-Kalke über dem Porphyroid-Niveau). Wahrscheinlich tektonisch eingefaltet liegen jedoch auch in den tieferen Abteilungen ziemlich selten Kalkbänke vor, zum Teil gelblichgraue etwas tonige, sonst aber körnig kristalline Kalke, vielfach mit limoniti-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

scher Verwitterungskruste, teilweise auch blaue tafelige Kalke, in welchen ich gelegentlich Crinoiden fand. Die Verbindung solcher Kalke mit schwarzen, eisenschüssigen Schiefern und hin und wieder auch Lydit läßt die Vermutung auf Gotlandium zu.

1935 kommt Haberfelner bei seiner Bearbeitung des Eisenerzer Gebietes für die dortigen schiefrig-sandigen Gesteine des von uns hier behandelten Komplexes zum Schluß, daß es sich um Unterkarbon handle. Er stützt sich bei seiner Deutung einerseits auf die Kieselschieferbrekzien, die, schon von Hießleitner (1931, 53) erwähnt, typisch im sogenannten Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen vorkommen. Ferner führt er die Führung von Pflanzenspreu in dunklen graphitischen Schiefern und grobgebankten Sandsteinen an. Ich kenne diese undeutlichen Reste, kann aber bis auf wenige Ausnahmen von deren Pflanzennatur nicht überzeugt sein. Die von Haberfelner erwähnten Orthotetinen sind allzu unsicher, um für eine Altersdeutung herangezogen zu werden.

Auf Grund meiner in den letzten Jahren gemachten Vergleichsbegehungen möchte ich mich keinesfalls mit der von Haberfelner gemachten Verallgemeinerung einverstanden erklären, daß alle Grauwackenschiefer dem Unterkarbon zuzuzählen seien. Das Argument Haberfelner's von den Kieselschieferbrekzien wird in einer eigenen Besprechung abzuhandeln sein (S. 52).

Ich halte jedoch die Möglichkeit des örtlichen Vorkommens von Unterkarbon im Eisenerzer Raum für durchaus möglich.

Zu ähnlicher Auffassung kommt auch Heritsch (1943, 231). Ähnlich Haberfelner hält auch Heritsch das Auftreten der seltenen Kieselschieferbrekzien analog den Karnischen Alpen als Hinweis für Karbon. Doch muß ein großer Teil der Grauwackenschiefer als Silur abgetrennt werden. Zu Haberfelner's Auffassung äußerte sich auch in ähnlicher Weise wie hier Schwinner (V 1937).

Fazieswechsel in den feinschichtigen Grauwackenschiefern.

Hammer, Hießleitner, Haberfelner, Metz haben unabhängig von einander mehrfach das oft rasch vorsichgehende Umschlagen der typischen feinrhythmischen Schieferfazies in grobe, sandig-quarzitische Fazies festgestellt. Mit letzterer geht häufig das Auftreten der schon erwähnten Konglomeratquarzite Hand in Hand. Letztere Gesteinszüge schwellen örtlich zu wesentlichen Komponenten dieser Serie an. Dieser fazielle Übergang erfolgt mehrfach im Zuge der Grauwackenschiefer von Ost bis West und deutet wechselvolle Sedimentationsbedingungen in der Vertikalen, wie auch in der Horizontalen an.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Der in dieser Hinsicht auffallendste und eindringlichste Fazieswechsel findet wohl in der das hangendste Glied der Grauwackenzone bildenden Schiefermasse des Dürrenschöberlzuges statt (zwischen Paltental und Admont). Hammer, der 1932 diese Schieferserie beschrieb, bespricht diesen Übergang aus typisch feinschichtigen Grauwackenschiefern gegen Westen. Auf Grund von mehreren Vergleichsbegehungen kann ich der Deutung Hammer's voll beipflichten. Es entwickelt sich eine Serie von quarzitischen, sandigen Schiefern mit einer Fazies, welche auf dem Salberg bei Liezen ordovicische Graptolithen geliefert hat (Haberfelner, 1932). Daneben liegen in örtlich beträchtlicher Mächtigkeit und Anzahl Bänke von Quarzkonglomeraten, Tonschieferbrekzien mit Einstreuung von kieseligen (Lydit-)Brocken und den besonders auffallenden Kalk-Marmorbrekzien, deren westlichstes Vorkommen gleichfalls auf dem Salberg bei Liezen erschlossen ist.

Während die Quarzgerölle meist gut gerundet erscheinen, zeigen die Bruchstücke von Kalk eckige Umrisse und bedeutende Größenunterschiede in ein und derselben Brekzienbank. Neben kleinen Bruchstücken fand ich auch Blöcke von einem halben Meter Kantenlänge. Die Kalke sind vielfach weiße Marmore, gebänderte und gelbliche feinkristalline Kalke, erinnernd an den Habitus der Gotland-Devon-Kalke. Doch kommen auch rötliche Typen vor, die oft den Verdacht erwecken, daß es sich hier um Gerölle aus den Sölkermarmoren handeln könne. Doch betont Hammer die Herkunft aus der Grauwackenzone selbst, was auch im Hinblick auf die eckigen Bruchstücke als das Wahrscheinlichste erscheint.

Bemerkenswert in vielen dieser Brekzienzüge ist das Auftreten hell, ölgrüner Schieferstückchen in der Grundmasse, die vielfach an Grüngesteine, mehr jedoch an die eigenartig ölgrünen stark verschieferten Blasseneck-Porphyroide erinnern.

Grüngesteine finden sich in dieser Serie selbst in mehreren Zügen, wobei deren diabasische Natur sichergestellt erscheint (Hammer, 1932). Daneben scheint mir das Auftreten grauer kieseliger Schiefer und Quarzite mit braunen Rostflecken bemerkenswert zu sein.

Wir werden auf die Altersfrage und einige weitere Erscheinungsformen dieser eigentümlichen Brekzienentwicklung noch zurückkommen. (S. 17).

Die stratigraphische Einordnung.

Eine Übersicht über den Gesamtkomplex der Serie zeigt eine Gruppe sandigquarzitischer Gesteine, die mit feinschichtigen Schiefern einerseits, mit den grobklastischen Komponenten anderseits in faziellem Wechsel steht. Gemeinsam ist allen Teilfazien das Vorkommen diabas-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

tuffitischer Schieferzüge. In örtlichen Vorkommen und stets geringer Menge tritt zu dieser Gruppierung noch Lydit hinzu.

Von dieser sandig-quarzitischen Abteilung mit den grünen Schiefern läßt sich jene stets geringmächtige (20—50 m) Schichtfolge abtrennen, welche Kalkbänke, schwarze Schiefer und Lydite enthält, die wir in ihren typischen Vorkommen dem Gotlandium zurechnen müssen.

Diese ohne Zweifel nicht alters-einheitliche Gemeinschaft muß nach dem Ausweis vieler Vergleichsprofile trotzdem zu einer Serie verbunden werden, da ihre Komponenten tektonisch unlösbar miteinander verschweißt sind. Wir stehen somit vor der Tatsache, daß Ordovicium und sehr schmächtiges Gotlandium — ohne Devon — getrennt vom übrigen Paläozoikum, oder aber auch in enger Verbindung mit diesem in einer eigenen Serie aufscheinen. Die scharfe Trennung zeigt sich bei den Grauwackenschiefern unterhalb des Blasseneck-Porphyroids, die Verbindung zeigt sich im Hangenden der Porphyrplatte.

Die Schwierigkeit stratigraphischer Bearbeitung ergibt sich aus einer mehrmaligen tektonischen Überarbeitung des Komplexes, wie auch aus den faziellen Schwankungen.

Die erste Gruppe der sandig-quarzitischen Gesteine, mit Grünschiefern und schwarzen Kieselgesteinen, steht im Gebiet von Eisenerz in unmittelbarem Zusammenhang mit fossilführendem Caradoc (Brachiopoden, Archäocyathinen auf dem Polster, Prebichl zwischen Trofajach und Eisenerz. (Schouppe, 1950.)

Es liegen hier graue bis gelbliche Quarzite mit ockerigen Löchern vor, in Verbindung mit sandigen Quarziten, Sandsteinschiefern, grünfleckig-quarzitischen Gesteinen, schwärzlichen bis graphitisch schwarzen Tonschieferbändern und auch Karbonat führenden Quarziten. (Letztere Gesteine typisch im Waldgehänge zwischen Glaslbremse—Wegscheid und dem Rotscheidkamm, südlich des Polster.)

Hier liegt diese Serie im Hangenden des Porphyroids. Faziell gleiche Quarzite, sowie auch die Schiefer mit ordovicischen Graptolithen bei Gaishorn im Paltental (Haberfelner, 1931) liegen unter ihm.

Neben diesen seltenen Gesteinen, die wenige Fossilien lieferten, liegen noch, wegen der tektonischen Verschuppung unkontrollierbar große Massen faziell gleicher oder sehr ähnlicher Gesteinsverbände vor. Sie sind mit den derzeit üblichen Mitteln der Forschung von den ordovicischen Anteilen nicht abtrennbar. Infolge ihrer aber das sonst bekannte alpine Ordovicium sehr bedeutend übersteigenden Mächtigkeit darf angenommen werden, daß hier auch ältere, kambrische Anteile mitvertreten sind.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die allenfalls auftretende höhere Metamorphose zeigt sich unabhängig vom Schichtprofil und folgt eigenen, durch Tektonik vorgezeichneten Bahnen. Diese Feststellung ist nicht allein wegen ihrer prinzipiellen Wichtigkeit notwendig, sondern auch im Hinblick auf die von Hammer, 1932, gesondert ausgeschiedenen Toneckphyllite, von denen dieser Autor nur teilweise gleiches Alter annimmt.

Die grobklastischen Komponenten treten vor allem im hangenden Zug der Grauwackenschiefer auf, der etwa nördlich des Zeyritzkampel beginnend über das Dürrenschöberl bis zum Salberg bei Liezen reicht. Tonschieferbrekzien, Quarzkonglomerate und helle Konglomerat-Quarzite mit loser Gerölleinstreuung treten auch im liegenden Zug nördlich von Treglwang und Gaishorn auf.

In den schluchtartigen Gräben nördlich und NNW von Treglwang gelang es, nähere Beobachtungen über die Tonschiefer- bzw. Phyllitbrekzien zu machen. Es treten hier fingernagelgroße bis selten Handtellergroße Serizitphyllitstücke als Brocken in einer sandig-schiefrigen, etwas geringer metamorphen Matrix auf, wobei aus der wirren Lagerung der Achsen der Feinfältelung (Linearen) die zufällige Einstreuung der Phyllitstücke in die Kittmasse hervorgeht. Die Kittmasse selbst zeigt jedoch eine jüngere, genau ihrer Nachbarschaft entsprechende Linearenbildung. Dies ist ein klarer Hinweis dafür, daß schon vor der Brekzienbildung in diesem Raume Tektonik mit Phyllitbildung und Fältelung stattgefunden haben muß.

Die Phyllitbrekzien erweisen sich weit verbreitet. Sie scheinen sich flächenhaft nie weit auszudehnen, erlangen oft aber beträchtliche Mächtigkeit, bis zu 30 m. Mehrfach konnten Übergänge zu Quarzkonglomeraten und eisenschüssigen grauen Geröllquarziten beobachtet werden.

Ihr Maximum erreichen diese grobklastischen Bildungen im Zug des Dürrenschöberl selbst (Hammer, 1932, 140 ff und Spez. Kartenblatt Admont—Hieflau). Sie treten hier im gleichen Gesteinskomplex mit den Marmorbrekzien auf, die hier ihre ganz auffallende und einzigartige Entwicklung erreichen.

In der gleichen Schichtfolge auf dem Salberg bei Liezen fand Haberfelner in grauen quarzitischen Gesteinen die Graptolithen-Spuren (1932).

Gleiche Begleitgesteine und gelegentliche Übergänge der einzelnen Typen der grobklastischen Bildungen ineinander lassen Schlüsse auf gemeinsame Bildung und gleiches Alter zu.

Ich verdanke wertvolle Hinweise und Mitteilungen über solche Übergänge einer mündlichen Mitteilung Herrn Dr. Hießleitner's.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Altersfrage dieser grobklastischen Bildungen ist nun außerordentlich schwierig zu behandeln, da hiefür nur die mittelbaren Hinweise der wenigen Fossilfunde dienlich sind.

Zuletzt versuchte Cornelius (V 1941) die Marmorbrekzien als das in den Nordalpen sonst fehlende Perm, und zwar als Äquivalent der Prebichlschichten zu deuten. Gegen diese Deutung jedoch spricht die absolut klare Verbundenheit der Brekzien mit dem Komplex der Grauwackenschiefer, mit dem sie auch tektonisch zusammengehören, während sie von den Schichtfolgen der Kalkalpen scharf und unmißverständlich getrennt sind.

Für eine Zuweisung zum Unterkarbon, in welchem auch in der übrigen Grauwackenzone grobklastische Bildungen auftreten, fehlt faziell jeder Anhaltspunkt. In der hier vorliegenden Schichtfolge entspricht kaum ein Gestein, geschweige denn die Kombination mehrerer dem Habitus des Karbons der Grauwackenzone.

Die Brekzien müssen also älter sein, was auch durch ihre enge Verbindung mit Ordovicium zum Ausdruck kommt. Will man sie aber als zum Ordovicium selbst gehörig auffassen, kommt man in Schwierigkeiten, da diesem und eventuell dem Kambrium in den Ostalpen solch mächtige Kalke, die diese Brekzien zu liefern imstande wären, nach dem bisherigen Stand der Kenntnisse fehlen. (Siehe dazu Alter der Brettsteinmarmore, S. 41.) Der Charakter der Marmor- wie auch der Phyllitbrekzien verlangt aber die Beziehung des Materials aus der Grauwackenzone selbst, was Hammer auf Grund seiner Beobachtungen 1932, 141 klar betonte. Dieser Auffassung muß auch beigestimmt werden.

Die geringe Flächenausdehnung der einzelnen Brekzienbänke, ihre primären Mächtigkeitsschwankungen und ihr zweifellos auch primäres rasches Auskeilen sprechen für orogene Bedingungen während des Absatzes, für kurze Transporte der Lockermassen und für ihr rasches gehäuftes Wiederabsetzen in bewegtem Wasser.

Nach dem bisher Gesagten bleibt für die Brekzienbildung nur mehr das Zeitintervall von der Unterkante Gotlandium bis zum Beginn des Unterkarbons offen. In den Beginn dieser Zeitspanne fällt die takonische Bewegungsphase, die aus den Ostalpen schon bekannt ist. In der Tat spricht manches für die Möglichkeit eines Einbaues der Brekzien in diese Zeit.

In den Karnischen Alpen ist diese Phase durch das Fehlen der Graptolithenzonen 17 und 18 nur angedeutet, während das darüberfolgende Gotlandium in mehreren Faziesentwicklungen vollständig vorliegt, und kontinuierlich in die mächtige Kalksedimentation des Devon

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

überleitet. Doch schon im Grazer Paläozoikum liegen ganz andere Verhältnisse vor. Wie in der Grauwackenzone ist das Ordovicium in einer sandig-tonigen Fazies mit Einschaltungen diabasischer Effusiva entwickelt, während Lydite nur selten und in dünnen Bänken vorkommen. Gegenüber den Karnischen Alpen ist das darüber folgende Gotlandium nur äußerst schmächtig entwickelt und fehlt an vielen Orten vollständig. Es zeigt bis auf wenige graptolithenführende Gesteine eine stets lückenhafte kalkige Entwicklung. Erst mit den Kalkschiefern, bzw. Plattenkalken des e Gamma (Einstufung Flügel, 1947) beginnt jene Kalksedimentation, welche die bekannte reiche Devonentwicklung von Graz einleitet. Hier läßt sich zwar nicht unmittelbar, doch mittelbar auf Grund der faziellen Veränderungen und der Lückenhaftigkeit des Gotlandiums sehr wohl auf eine ziemlich rasche und tiefgreifende Veränderung der Sedimentationsräume und -bedingungen schließen, die mit der takonischen Phase die ordovicische tonig-sandige Entwicklung abschloß.

Die gleichen mittelbaren Schlüsse lassen sich auch auf die Grauwackenzone anwenden: Auch hier ein faziell aufgesplittertes (Graptolithen-Kalkfazies), stets gering mächtiges Gotlandium, das in scharfem faziellem Gegensatz zur tonig-sandigen Entwicklung des Ordoviciums steht. Die Beschreibungen Hießleitner's (1929, 212; 1931, 53) aus einer gotlandischen Schichtfolge westlich von Eisenerz deuten in ihren faziellen Wechseln in der Horizontalen sehr unruhige Sedimentationsbedingungen, bzw. Absatz in sehr stark differenziertem Sedimentationsraum an. Bezeichnend ist hier der zeitlich stark verschiedene Einsatz kalkiger Sedimente innerhalb des Gotlandiums *). Allfällige Diskordanzen können wohl heute nach den Wirkungen zweier intensiver Gebirgsbildungen in einer vorwiegend schiefrigen Sedimentserie nicht mehr nachgewiesen werden.

Aus all dem ergibt sich, daß wir im Raume von Graz, wie auch in der Grauwackenzone mit einem schärferen, in der takonischen Phase beginnenden Umbruch der Sedimentationsbedingungen zu rechnen haben, als das im südalpinen Paläozoikum der Fall war. Die unruhige Sedimentation während des Gotlandiums spricht für eine Fortdauer dieser Bewegungen, welche letzten Endes zur Ausbildung der alpinen devonischen Geosynklinalprovinz geführt haben.

Es ergibt sich somit auch eine Verschärfung der orogenen Bewegungen und eine größere zeitliche Dauer in das Gotlandium hinein, je weiter

*) Einen Hinweis auf ähnliche Verhältnisse im Mürztaler Abschnitt gibt auch die Bemerkung von Cornelius, 1952 (Seite 58, 59), daß erzführender Kalk bald über Lyditen, aber auch über Radschiefern, sogar über Porphyroid liegen kann. Kalkzüge gehen hiebei in Radschiefern steckende Lamellen über.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

wir in den Alpen gegen Norden kommen, so daß wir einer Einstufung des Dürrenschöberl-Zuges in diese weiter ausgedehnte takonische Phase nichts im Wege zu stehen scheint. Für die Marmorbrekzien ergibt sich das Bild eines raschen durch orogene Bewegungen bedingten Abbaues soeben abgesetzter Kalk- bzw. beginnender Riffsedimentation.

Schließlich sei noch kurz auf eine Folgerung verwiesen, die sich aus den Beobachtungen in den Phyllitbrekzien ergibt: Da diese Brekzien ausgesprochene Phyllite mit Feinfältelung enthalten, ergibt sich der unmittelbare Hinweis, daß schon vor dieser takonischen Phase eine alpinotype Faltung stattgefunden hat.

Das Maximum dieser orogenen Wirkungen scheint im Raume westlich Eisenerz bis in das Ennstal zu liegen und auch in diesem Raume nur auf die oberen Einheiten der Grauwackenzone beschränkt zu sein. Damit mag sich auch manche fazielle Änderung innerhalb des Ordovicums und Gotlandiums erklären: Während noch bei Eisenerz selbst Ordovicum in reiner schwarzer Graptolithenfazies entwickelt ist, fehlt eine solche im Raume westlich davon. Weiterhin fehlt in der Grauwackenzone das für das mediterrane Ashgill so charakteristische Flaserkalkband, nach dem ich mehrfach vergeblich suchte.

Da dieses jedoch auch in Graz in Verbindung mit grünen Schiefern im Ashgill und Caradoc bekannt ist, besteht die Möglichkeit, bei den Grünschiefern mit Marmorbändchen in der Grauwackenzone an Ashgill-Vertretung zu denken. Diese letzteren Schichten sind nicht einzeln dastehend, sondern treten häufig, auch schon mehrfach beschrieben, im Verbande der Grauwackenschiefer auf *).

Das Blasseneckporphyroid.

Das in seiner Verbreitung aus der beiligenden Karte ersichtliche Blasseneckporphyroid liegt im zentralen Abschnitt der Grauwackenzone zwischen der hangenden und liegenden Einheit der Grauwackenschiefer eingeschaltet.

Die maximal bis 800 m Dicke anschwellende Effusivgesteinsplatte scheint in ihrer Mächtigkeit durch tektonische Zerschuppung örtlich stark reduziert zu sein, doch finden sich nach Hießleitner auch deutliche Anzeichen für ein örtliches primäres Fehlen westlich von Eisenerz. In den zentralen Gebieten handelt es sich nach dem gleichen Autor um eine einzige mächtige Ergußplatte, während im westlichen Verbreitungsgebiet nördlich des Paltentales die Möglichkeit des primären Auftretens mehrerer getrennter Einzelplatten besteht.

*) Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von H. Flügel kommen solche rhythmische Wechsellagerungen aber auch im tiefen Ordovicium von Graz vor. Danach scheint der Schluß berechtigt, solche charakteristische Bildungen der Grauwackenzone eventuell auch im tiefen Ordovicium einzureihen.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Alle Autoren betonen die störungsfreie Einschaltung des Porphyroids in die Grauwackenschiefer. Das Fehlen eigentlicher Kontakte wird von Hießleitner auf das starke Wärmegefälle der unter Oberflächenbedingungen ausfließenden Quarzporphyre gegenüber den Grauwackenschiefern zurückgeführt. Wenngleich jedoch eigentliche Zufuhrschlote in den Schiefern nicht zu sehen sind, ist doch durch das Auftreten von Schieferschollen im Porphyroid selbst die Wahrscheinlichkeit von deren einstiger Nähe gegeben. Mehrfach sind zwischen der großen Masse des Porphyroids und der Grauwackenschiefer Mischzonen vorhanden, die aus einer lebhaften Wechsellagerung des Eruptivgesteins mit Sediment bestehen.

Möglicherweise handelt es sich hier um tuffige Bestandteile, wie sie auch von Redlich in den Schiefern mehrfach beobachtet wurden. (Siehe auch L. Hauser, 1940.)

Dort wo beide Gesteine eine stärkere Metamorphose erlebt haben, ist es durch Umsetzungserscheinungen im Porphyroid besonders dem Feldgeologen äußerst schwer, echten Porphyroid und metamorphe Schiefer klar zu unterscheiden. Nach Hauser lassen sich aber trotz starker, an kristalline Schiefer erinnernder Metamorphose zumeist noch deutliche blastoporphyrische Reliktgefüge erkennen. Nur die felsitische Grundmasse ist weitgehend durch granoblastisches Gewebe ersetzt.

In Zonen stärkerer Metamorphose wird gerade in Grenz- oder Mischbereichen der alte Ausdruck Vacek's „Blasseneckgneis" durchaus verständlich.

Angel hat 1918 auf Grund der von ihm bearbeiteten Porphyroide den Schluß gezogen, daß ein ursprünglicher Quarzporphyr mit starkem Na-Anteil durch Metamorphose vielfach keratophyrische Natur angenommen hat. Dieser Auffassung schließt sich auch Hauser, 1940, an.

Äußerst schwierig gestaltet sich die Bearbeitung der Altersfrage dieses Gesteins. Auf Grund des Vorhergesagten scheint es sicher, daß der Porphyroid jünger ist als ein Teil der Grauwackenschiefer. Auf Grund dieses Befundes und weil Gotlandium im wesentlichen auch in seinem Hangenden liegt, müßte man zum Schlusse kommen, daß es sich hier um eine ordovicische, vielleicht auch schon kambrische Eruption handelt. Heritsch wie auch Redlich haben zugunsten dieser Auffassung ihre ehemalige Meinung (1911) karbonischen Alters verlassen und mußten daher auch das Bauschema revidieren. Da Haberfelner (1935) die Hauptmasse der Grauwackenschiefer dem Unterkarbon zuweist, muß er das Porphyroid für jünger als Unterkarbon annehmen. Für die Porphyroid-Intrusion kommt er daher in einen Zeitraum zwischen der sudetischen Phase und dem unteren Oberkarbon. Wenn ich auch die Möglichkeit des Auftretens unterkarbonischer Anteile in

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

den Schiefern des Eisenerzer Gebietes nicht ablehne, so fehlt für mich doch ein zwingender Grund, die Porphyroide in das Karbon zu stellen.

Es scheint im ersten Augenblick allerdings etwas schwierig, die saure Ergußgesteinsplatte zusammen mit den basischen Effusiven in den gleichen Schichtkomplex zu stellen. Jedoch müssen wir diesem mächtigen Komplex der Grauwackenschiefer, wie schon erwähnt, auch eine große zeitliche Spanne zubilligen, vor allem durch die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Kambrium in ihm. Überdies fällt dem Porphyroid gegenüber den basischen Gesteinen auch insoferne eine Sonderstellung zu, als er nur auf einen gut abzugrenzenden Teil der Grauwackenschiefer begrenzt ist, wie noch zu zeigen sein wird (Seite 66).

Immerhin ist eine genaue stratigraphische Einstufung des Porphyroides auch heute noch nicht für endgültig möglich, auch wenn man die Porphyroide im Rahmen der Wildschönauer Schiefer in N Tirol zum Vergleich heranzieht, für welche karbonisches Alter nicht ernstlich angenommen werden kann. Möglicherweise liefert eine umfassende petrographische und geologische Bearbeitung des Porphyroids auf regionaler Basis Anhaltspunkte, doch liegt eine solche Bearbeitung bis heute nicht vor.

Auch Cornelius vermerkt 1952 das Fehlen detaillierter Kenntnis über dieses Gestein bei der Besprechung seiner durchaus nicht geklärten genetischen Bedingungen.

Ich bleibe daher aus arbeitstechnischen Gründen bei der Auffassung, eines tief-ordovicischen bis kambrischen Alters des Porphyroids, wie das auch in der beiligenden Tabelle zum Ausdruck kommt.

Über einige weitere hier anknüpfbare Fragen siehe Seite 32.

An diese Altersauffassung muß sich aber heute schon eine weitere Erwägung knüpfen, die sich aus dem Vergleich mit der geotektonischen Stellung von Porphyroiden im sächsisch-thüringisch-NO bayrischen Paläozoikum ergibt. Stille (1946) weist diesen auf sehr breiter Vergleichsbasis die Stellung subsquenter Magmatite, zugehörig der assyntischen Faltung zwischen Algonkium und Kambrium an. Entsprechend der auf Seite 62 gebrachten Auffassung über die Beschränkung des Auftretens des Blasseneck-Typus auf die Hangend-Einheit (norische Decke, Cornelius) darf auch die Möglichkeit des Übergreifens der assyntischen Faltung in Teile des heutigen Alpenraumes ins Auge gefaßt werden. Ein Hinweis dafür kann auch in der eigenartigen faziellen Annäherung der tiefst-paläozoischen Grauwackenschiefer unseres Westabschnittes zum Saxo-Thuringikum erblickt werden (Seite 81).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die mehrfach, wie auch im Grazer Paläozoikum, im Ordovicium steckenden basischen Eruptiva lassen sich dann zwanglos als Initialmagmen zur takonischen Phase auffassen.

Die Fortsetzung der feinschichtigen Grauwackenschiefer nach Ost.

1926 hat Spengler seine Stratigraphie im Bereiche zwischen Eisenerz und Aflenz den stratigraphischen Ergebnissen Hammer's aus dem Liesingtal angeglichen und scheidet wie dieser unter der großen Masse des Blasseneckporphyroids die Serie der feinschichtigen Grauwackenschiefer aus, die sich in nichts von den Hammer'schen Typen unterscheiden. Allerdings nehmen sie ostwärts an Mächtigkeit und Bedeutung beträchtlich ab. Spengler trennt von ihnen die liegende Gruppe seiner Quarzphyllite und betont, daß keine Diskordanzen zwischen beiden Schichtgruppen vorhanden seien und man im Gelände Übergänge zwischen beiden beobachten könne.

Schon aus dem Zusammenhang mit den Eisenerzer Schichtgruppen und aus der Lagerung ergibt sich eindeutig, daß wir es bisher mit der Fortsetzung des auch von uns als Horizont der feinschichtigen Grauwackenschiefer ausgeschiedenen Komplexes zu tun haben.

Die Schichtgruppe findet unter dem transgredierenden Aflenzer Miozän wahrscheinlich eine schmächtige Fortsetzung gegen ONO, wo sie dann in den von Cornelius auf Blatt Mürzzuschlag ausgeschiedenen sehr schmächtigen Profilen nördlich des Stübmingtales und unter dem Porphyroid wieder erscheinen. Auch innerhalb des Porphyroid treten hier schmale Züge dieser Schiefer auf. Das Liegende ist durch den Streifen des Karbon gegeben, in dem auch die Veitscher Lagerstätte liegt.

Ostwärts des Quertales der Mürz, nördlich Mürzzuschlag, nördlich des Raxengrabens, erscheint nun eine mächtige Schichtfolge in gleicher tektonischer Position, die schon seit Mohr, 1910 als Silbersbergserie bekannt ist. Dünnblättrige, leicht spaltbare Schiefer, verhältnismäßig arm an Serizit mit stumpfem Glanz, gelegentlich schlecht geschieferte Sandsteine, quarzitische Gesteine, Grünschiefer und schließlich die Silbersberg-Konglomerate bilden die Hauptbestandteile dieser Serie. Die Silbersberg-Konglomerate führen weiße bis rötliche gut gerundete Quarzgerölle, daneben auch Quarzite, Serizitschiefer, Aplit, vielleicht auch Karbonatgesteine, die nur mehr als limonitische Konkretionen erhalten sind. Das Bindemittel ist teils schiefrig, teils quarzitisch. Kalke treten nur selten und in geringen Mengen als braune, eisenschüssige dünne Bänder auf. Auch Lydite, meist grau von weißen Quarzadern durchflochten, sind selten. Wichtig sind als magmatische Begleiter

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

die als Tuffe mit Sedimentbeimengung gedeuteten Grüngesteine und die als Unikum in der Silbersbergserie auftretenden Riebekitgneise (Zemann, 1950).

1952 bringt Cornelius eine sehr vollständige Beschreibung des Gesteinsbestandes der Silbersbergserie. Er betont die Mächtigkeitsabnahme nach Westen und erwähnt auch einige spärliche Porphyroid-Vorkommen.

Es besteht kein Zweifel, daß diese Silbersbergserie das volle Äquivalent der Schichtgruppe der Grauwackenschiefer darstellt und so wie diese auch stratigraphisch einzugliedern ist. Cornelius stellt dasselbe fest und parallelisiert weiter mit den Wildschönauer Schiefern und der Plengeserie der westlichen Karnischen Alpen. Soweit mir die Silbersbergserie selbst bekannt ist, scheint mir ihre Fazies noch innerhalb der in den Grauwackenschiefern gegebenen faziellen Variationsbreite zu liegen.

Cornelius hat die 1935 angedeutete Auffassung einer möglichen Parallelisierung der Silbersbergserie mit der Rannachserie mit Recht wieder verlassen und dies 1952 mit aller Klarheit begründet.

Über den Porphyroid scheidet Cornelius eine Schieferserie aus, die er als Radschiefer bezeichnet. Es sind einförmig dunkelgraue feinsandige und feinschiefrige Gesteine. Wo das zwischenliegende Porphyroid fehlt, läßt sich zwischen beiden Schiefergruppen kaum ein Unterschied machen, zumal an der Basis der Radschiefer quarzitische Gesteine auftauchen. Daneben liegen im Hangenden Lydite. Vereinzelte quarzitische Typen werden den Caradocquarziten des Prebichl gleichgestellt. Auf Grund der Fazies der Gesteine hält auch Heritsch (1943, 234) sie für Ordovicium.

Sie haben ohne Zweifel eine bedeutende Ähnlichkeit mit vielen Typen der „feinschichtigen" Typen Hammer's im Mittelabschnitt und können mit den Schiefergruppen gleicher Stellung von Eisenerz westwärts auch direkt verglichen werden. Schwache Faziesdifferenzen brauchen nach dem bisher Gesagten nicht zu verwundern.

Annähernd gleiche Stellung im Gesamtprofil, aber zunächst gänzlich unbekannter stratigraphischer Position zeigt eine auffallend abweichende Schichtfolge am Florianikogel mit bunten Hornsteinen (Schichten des Florianikogels, Cornelius, 1952, Seite 82). Die eigenartige Entwicklung findet auch keinen Raum in der Variationsbreite unserer Fazieswechsel im westlicheren Gebiet. Auffallend ist nur, daß Cornelius die auf dem Florianikogel auftretenden und von ihm beschriebenen Kalkbrekzien nicht mit den eigenartigen Brekzien des Dürrnschöberl und Salberg vergleicht, die ihm persönlich bekannt waren (Cornelius, 1941 a).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Grauwackenschiefer in höherer Metamorphose.

Im Raume des oberen Paltentales ist es möglich, den Zug der feinschichtigen Grauwackenschiefer aus seinem nördlichen Verbreitungsgebiet unter den Kämmen des Zeyritzkampel-Leobner (Treglwang) nach Süden weiterzuverfolgen. Wie ich 1940 gezeigt habe, biegt hier der ganze Zug aus seinem allgemeinen WNW-Streichen gegen S um und erreicht das Paltental im Raum von Treglwang-Gaishorn.

Die typischen Schichtbestände unserer Serie sind auf dem ganzen Wegabschnitt nach Süden deutlich zu verfolgen und eines der unterhalb des Porphyroids seltenen Kalkbänder markiert die Schwenkung im Gelände. Da überdies Schollen von Porphyroid vorhanden sind, läßt sich an der Richtigkeit der Beobachtung nicht zweifeln. (Lit. zur Tektonik der Verbiegung, Metz, 1951.)

Auf dem Wege dieser Gesteinsserie nach Süden vollzieht sich nun langsam und schrittweise eine Veränderung der Metamorphose, indem der Reichtum an Serizit zunimmt und örtlich — deutlich in Zonen des Streichens angeordnet — auch eine überaus heftige Deformation die Gesteine erfaßt. Wir finden so in den unteren Hängen der Nordseite des Paltentales zwischen den genannten Orten Schiefer, deren Zustand sich in nichts von dem unterscheidet, den Hammer, 1932 von seinen Toneckphylliten beschrieben hat.

In den südlich des Paltentales zum Reineck bei Trieben hinaufstrebenden Hängen und schließlich südlich von Trieben finden wir die gleiche Schichtgruppe, aber unter noch höherer Metamorphose, die örtlich zur Granatphyllitbildung, zum Auftreten von Biotiten in Parallelverwachsung mit Chlorit führt.

Der Deformationszustand dieser Gesteine, wie auch ihre Metamorphose unterscheiden sich beträchtlich von dem der feinschichtigen Grauwackenschiefer in ihrer Originalstellung unter dem erzführenden Kalk und Porphyroid. Es läßt sich hier schrittweise die Veränderung von minder metamorphen-halbphyllitischen Zuständen bis zu jenem Zustand verfolgen, der als „Quarzphyllit" bezeichnet wird.

Betrachten wir nun den Gesteinsinhalt der stärker metamorph gewordenen Serie, so finden wir alle charakteristischen Typen, die wir in den feinschichtigen Grauwackenschiefern als kennzeichnend fanden, wieder. Vor allen treten auch hier Lydite in Verbindung mit graphitischen Phylliten, ferner Grüngesteine in langen Zügen auf, die noch die Spuren ihrer effusiven Abstammung bewahrt haben. Eigenartig feingebänderte Phyllite und Serizitquarzite erweisen sich als Abkömmlinge der feinschichtigen Gesteine des nördlichen Zuges.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Eine Verschleierung erfahren die hier geschilderten Verbindungen zwischen dem nördlichen und südlichen Anteil nur durch das Auftreten eines der so häufigen Fazieswechsel. Es treten nämlich in den Hängen nördlich der Palten in vermehrter und bedeutender Masse Quarzite und Konglomerate auf und in der Fortsetzung von Trieben westwärts finden sich in Verbindung mit schwarzen Schiefern und spärlichen Kieselgesteinen auch Kalkschiefer. Ich habe diese letztere Gesteinsfolge wegen ihrer bedeutenden Ähnlichkeit mit den Profilen nördlich der Salzach im Pongau als Dientener Schiefer bezeichnet (1940, S. 194). Damit ist gleichzeitig der Vermutung Ausdruck verliehen, daß wir hier eine Einschaltung gotlandischer Gesteine in den sonst älteren Schichtfolgen haben.

1932 hat Hammer eine ganz analoge Schichtfolge nördlich der Palten bei Wölfing—Büschendorf beschrieben und sie dem Karbonzug der Wagenbänkalm zugerechnet. Ich konnte mich jedoch überzeugen, daß es sich auch hier um die gleichen, als Dientener Schiefer bezeichneten Gesteine handelt, wie im Lorenzergraben bei Trieben und westlich davon. Auch im Fundgebiete Hammer's stehen diese Gesteine in Verbindung mit Grauwackenschiefern.

Auffallend erscheint, daß die typischen Porphyroide wohl bis knapp nördlich Treglwang in Form einzelner Schollen mit den Grauwackenschiefern südwärts mitgehen, dann aber vollkommen verschwinden und auch weiter westwärts nicht mehr auftauchen *).

Dagegen treten auf dem Lärchkogel bei Hohentauern und im Lorenzergraben Serpentine in diesen typischen Schiefergemeinschaften auf, die weiter nordwärts nicht bekannt geworden sind.

Als ein besonderer Typ von Gesteinsfolgen taucht im Lorenzergraben südlich des asbestführenden Serpentinvorkommens noch eine Gruppe hellgelblicher — weißer Serizitquarzite und Quarz — Serizitschiefer auf, die teils selbst karbonatführend sind, teils aber in Wechsellagerung mit grauen feinkörnig-kristallinen Kalkbändern stehen. Örtlich verstärkte Pyritführung, sowie das gelegentlich vollkommene Verschwinden des Quarzes zugunsten des reinen Serizites gibt dieser Gesteinsgruppe ein eigenes Gepräge, welches der übrigen Gruppe der Grauwackenschiefer fremd ist und den Verdacht auf fremde, tektonische Einschuppung erweckt.

Nachdem die ganze Gruppe dieser Grauwackenschiefer in quarzphyllitischem Gewande in den südlich zur Palten herabstreichenden

*) Da auch in der über den Lahngangkogel zum Dürrenschöberl streichenden Hangendeinheit nur mehr ein schmaler Porphyroidspan als westlichstes Vorkommen steckt, scheint hier dessen primäres Westende erreicht zu sein.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Gehängen, südlich der auffallenden Kalk-Dolomitrippe bis Rottenmann nur spärlich erschlossen ist, finden wir sie in reicher Entwicklung wieder im Strechengraben südwestlich von Rottenmann und westlich davon.

Bezeichnend ist im unteren Strechengraben das reiche Auftreten von schwarzen, schwer verfalteten Kieselgesteinen südlich des Kalksteinbruches. In der großen Kehre der neuen, nach Oppenberg führenden Straße und in den Schluchten darunter finden sich auch die weißen Serizitquarzite wieder, in der Schlucht des Rohrerbaches unter der alten Straße auch in Verbindung mit den feinkörnigen blaugrauen Kalken.

Die Fortsetzung nach West weist eindeutig in die Schieferserien, die sich zwischen dem Gullingtal und den Hängen der Blosen und hohen Trett ausbreiten (Bergland südlich Liezen im Ennstal). Dieser Raum wurde in letzter Zeit eingehend von H. Brandecker durchgearbeitet (1949). Wichtig für unsere Zusammenhänge ist die Tatsache des Auffindens reichlicher schwarzer Schiefer in Verbindung mit Kieselgesteinen, das Auftreten von Grünschiefern und die Möglichkeit einer direkten Verbindung mit den gleichgebauten Schieferserien südlich von Trieben, die ihrerseits mit der Grauwackenschiefer-Serie ident sind.

Die Ausscheidungen, vor allem der Grünschiefer, auf Spezial-Kartenblatt Liezen (Vacek, Blatt Liezen) sind unrichtig und können für Vergleiche nicht herangezogen werden.

Eine ununterbrochene Schieferserie leitet von den sicheren Grauwackenschiefern bis in die Ennstalerphyllite, wobei nur der jüngere tektonische Vorstoß der Kristallinmasse des Bösenstein gegen Nord im Raum zwischen Trieben und Rottenmann zu örtlicher Einschnürung der Schiefer und Verschleierung der Zusammenhänge führte.

Die gleichen Feststellungen höherer Metamorphose in einzelnen Zügen der Grauwackenschiefer, wie wir sie im Paltentale beschreiben konnten, wurden schon früher verschiedentlich gemacht. So schied Hammer 1932 aus seinen Grauwackenschiefern einen eigenen höher metamorphen Schieferkomplex als Toneckphyllit aus. Mehrere Vergleichsbegehungen, die ich der Wichtigkeit der Frage wegen machte, zeigten, daß es sich hier nicht um eine stratigraphisch gesondert zu bewertende Schiefergruppe handeln kann und daß auch eine tektonische Abtrennung von den üprigen, gering metamorphen Grauwackenschiefern nur unter Zwang möglich erscheint. Auch Hießleitner erwähnt mehrfach höher metamorphe Zonen von Phylliten in den Grauwackenschiefern.

Auf Blatt Bruck—Leoben schied Stini solche Schieferkomplexe als „Phyllite unbekannten Alters" aus den eigentlichen Grauwackenschiefern ab. Auch hier hatte ich Gelegenheit einer Überprüfung. Be-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

sonders in den Südhängen des Himbergeck nördlich Leoben und östlich davon zeigte sich in aller Deutlichkeit die Zugehörigkeit dieser Profile zu den Grauwackenschiefern, nur daß sie eben eine höhere phyllitische Metamorphose erlitten haben, als sie diesen eigen zu sein pflegt.

Wir werden im Zuge tektonischer Erörterungen auf diese regional bedeutsamen Erscheinungen noch eingehen.

Es entzieht sich infolge Fehlens lokaler Kenntnisse meiner Beurteilung, ob die von Spengler 1926 ausgeschiedenen „Quarzphyllite" weiter östlich in gleicher Weise zu beurteilen sind, oder ob es sich um eine andere Schichtgruppe handelt. Auf die Feststellung Spengler's eines fließenden Überganges dieser Quarzphyllite in die hangenden Grauwackenschiefer möchte ich kein allzu großes Gewicht legen, da bei der in der Grauwackenzone herrschenden Parallelschlichtung auch gänzlich verschiedener Schichtglieder, besonders bei lückenhaften Aufschlüssen in Schiefern, solche Eindrücke leicht entstehen können und Spengler auch die heutige Fragestellung noch nicht vorgelegen hat.

1938 hat Hauser in seiner Bearbeitung der Kainthaleckschollen nördlich von Leoben im Hangenden über dem Karbon und über den Altkristallinschollen die dort vorliegenden Schiefer als Grauwackenschiefer ausgeschieden. Seine petrographische Bearbeitung und die von ihm beschriebenen Einzelheiten sind für unsere hier abgehandelten Zusammenhänge besonders interessant.

Auf Grund ihrer petrographischen Merkmale trennt Hauser eine untere, wesentlich phyllitische Schichtgruppe ab, in der Quarzphyllittypen, Glimmerschiefer mit und ohne Albit, Biotit, ferner Albit-Quarz-Chloritschiefer vorkommen. Auch Granatführung ist festzustellen. Als besonderes Gestein scheint in den oberen Lagen ein Schachbrettalbit-Augenschiefer auf.

Ohne scharfe Grenze geht diese untere Serie nach oben in eine Gesteinsgesellschaft mit quarzitischer Vormacht über, in der auch die typischen feinschichtigen Grauwackenschiefer vertreten sind. Wichtig scheint mir Hauser's Feststellung, daß die hier vorkommenden graphitischen Quarzite und Schiefer vollständig mit den Silurschiefern des Treffninggrabens in der Rötz bei Trofaiach übereinstimmen.

Lyditische Gesteine sind auch der tieferen Abteilung dieser Serie nicht fremd.

In der oberen Serie sind Grünschieferbänder regional verbreitet und wir finden in ihnen auch die von uns als mögliches Ashgill bezeichne-

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ten Marmor-Kalkbändchen bei sonst vollkommen fehlenden Karbonatgesteinen.

Im Osthang des Windeck wird ein epidotführender Gneisaplit beschrieben, welches Vorkommen mir gleich den von Hammer beschriebenen Apliten auf dem Sonnenberg nördlich des Paltentales bei Rottenmann bekannt ist. In keinem Falle habe ich den Eindruck einer tektonischen Einschaltung, sondern ich glaube hier an örtliche Stoffzufuhren und möchte auch den erwähnten Schachbrettalbit-Augenschiefer diesen Erscheinungen angliedern. Bei den Riebekitgneisen der Silbersbergserie fehlen mir eigene Beobachtungen für eine solche Behauptung *).

Nach Gesteinsgesellschaft und Habitus dürfen wir keinen Augenblick im Zweifel sein, daß Hauser's Zuordnung zur Serie der Grauwackenschiefer zu Recht besteht und wir sehen hier eine Bestätigung des Überganges solcher Gesteine in höher metamorphe Bereiche.

Die Vergleichbarkeit der feinschichtigen Grauwackenschiefer mit anderen Schiefergebieten der Ostalpen.

Auf Grund der Forschungen der letzten Jahre im Grazer Paläozoikum erweisen sich die Basis-Schiefer (tektonisch in „untere und obere Schiefer" geteilt) der paläozoischen Decken als durchaus mit den Grauwackenschiefern vergleichbar. Dieser Vergleich erstreckt sich nicht allein auf das in beiden Gruppen enthaltene Ordivicium, das bereits zum Vergleich herangezogen wurde, sondern auch auf die Seriengemeinschaft im allgemeinen. Die Untersuchungen geologischer und petrographischer Natur, die von W. Fließer (unver. Diss., Graz, 1949) durchgeführt wurden, ergaben, daß die sogenannten oberen und unteren Schiefer weitgehend gleiche Gesteine zeigen, vor allem ist in ihnen beiden das Ordivicium enthalten. Die unteren Schiefer zeigen in ihrem Liegendanteil einen höheren phyllitischen Habitus unter Beimischung quarzitischer Glieder, als dies in den oberen der Fall ist. Gegenüber den Grauwackenserien fehlen, wie schon erwähnt, die grobklastischen Gesteine, auch ist die Durchbewegung im allgemeinen geringer. Die südlichen Anteile des Passailer Phyllitgebietes zeigen übrigens Andeutungen von Beimischung diaphtoritischer Gesteinglieder. Wichtig erscheint mir in diesem Zusammenhang die erneute Feststellung Fließer's, daß eine deutliche Diskordanz der unteren Schiefer gegenüber dem Basiskristallin von Radegund vorhanden ist.

Sehr bedeutsam sind Vergleichsmöglichkeiten, die sich mit ver-

*) Die Deutung Zemann's, 1950, entspricht jedoch der hier vorgebrachten Auffassung.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schiedenen Serien in dem großen Paläozoikum-Vorkommen von Murau—Neumarkt in Steiermark ergeben.

Schiefriges Gotlandium ist hier in der Phyllit-Kalkserie in Form von graphitführenden Kieselschiefern und Kohlenstoff-Phylliten entwickelt (Thurner, 1933; Heritsch-Thurner, 1932). Nach Thurner tritt gegen Ost Murauer Kalk an Stelle der Kohlenstoff-Phyllite (Übergang: Phyllitlagen in Kalk und Kalklagen in Phyllit), was für einen Fazieswechsel spricht, wie er auch in der Grauwackenzone vorliegt.

Die Gesteinsgesellschaft und fazielle Entwicklung des Gotlandiums bei Olach (westlich Murau) läßt direkte Vergleiche mit den in den Grauwackenschiefern eingeschalteten und als Gotlandium angesprochenen Profilanteilen zu.

Demgegenüber stellt bei Murau die Metadiabasserie Thurner's einen eigenen tektonischen Horizont dar. Die in dieser Serie auftretenden feinkörnigen Arkoseschiefer und Arkose-Tonschiefer können direkt mit den feinschichtigen Grauwackenschiefern Hammer's verglichen werden.

Die in großer Masse und Mächtigkeit in Verbindung mit Tonschiefern auftretenden metamorphen Diabase und Diabastuffite zeigen örtlich eine besonders starke Durchbewegung, die feldgeologisch eine reinliche Trennung gegenüber sedimentären Phylliten kaum möglich erscheinen läßt (Thurner, V 1930). Vereinzelt finden sich hier auch Norizite und gabbroide Kerne.

Die Feststellung, daß diese Metadiabasserie dem Karbon zuzuzählen sei, hat Thurner schon 1935 verlassen und spricht sich nun bez. der Diabase für einen Vergleich mit der Plengeserie der westl. Karnischen Alpen (Ordovicium) und bez. der Tonschiefer mit den feinschichtigen Grauwackenschiefern Hammer's aus. Derselben Auffassung neigt auch Heritsch (1943, 424) zu und betont dabei die Vergleichsmöglichkeiten mit der Silbersbergserie der östlichen Grauwackenzone.

Eine starke Stütze erhält diese Auffassung durch die Altersparallelisierung der Murauer-Grebenzenkalke mit dem Erzführenden Kalk der Grauwackenzone (Gotland-Devon), wobei an die früher erwähnten Übergänge der Kohlenstoff-Phyllite in den Murauerkalk erinnert wird.

Nach den Feststellungen Schwinner's (Stangalpe, 1938) scheint auch den Eisenhutschiefern (steirisch-kärntnerisches Grenzgebiet südl. der Mur) und den mit ihnen verknüpften Gesteinen weitgehende Vergleichsmöglichkeit mit den Grauwackenschiefern zuzukommen. Nach einigen Vergleichsbegehungen in diesen Schiefer-Arealen scheint mir auch hier die Möglichkeit einer Stratifizierung in

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dem hier vorgetragenen Sinne gegeben zu sein, doch sind hiefür noch ausgedehnte geologische und petrographische Studien notwendig. Es scheint, daß diese weiten Phyllitgebiete (Gurktaler Alpen) noch manche Aufklärung zu bringen imstande sein werden, die auch von Bedeutung für die Vorkommen im südlicheren Kärnten sind.

Erwähnt sei in diesem Zusammenhang der Fund schiefrigen Paläozoikums (Angel-Krajicek, 1939) im Weißenbachtal-Paternion (westliches Kärnten), wo die Abtrennung einer Serie von Tonschiefern mit langen Grünschieferzügen (geschieferte Diabase und Tuffe) von einer liegenden quarzphyllitischen Serie möglich ist. Auffallend ist auch hier die Feststellung einer Zunahme der Metamorphose der Hangendserie gegen West, wodurch eine Abtrennung beider Komplexe hier erschwert wird. Heritsch vergleicht (1943, 211) die Tonschieferserie mit den feinschichtigen Grauwackenschiefern entgegen der heute veralteten Auffassung Krajicek's, der sie dem Karbon zuordnen wollte.

Von besonderer Wichtigkeit erscheint ein Vergleich mit der großen Masse jener Phyllit-Züge, die als Pinzgauer Phyllite (Salzburg) bezeichnet werden. Sie setzen im westlichen steirischen Ennstal bei Schladming (unter dieser Bezeichnung!) ein und setzen von hier westwärts, dem Salzachtal entlangstreichend, in die Tiroler Grauwackenzone fort.

Der Name Pinzgauer Phyllit wird in der Literatur nicht einheitlich gebraucht, woraus sich manche nomenklatorische Schwierigkeit ergab. Heritsch hat 1943, 218 ff darauf eingehend hingewiesen. Der Wichtigkeit halber werden diese Ausführungen hier kurz referiert: In der älteren Literatur wurden jene phyllitischen Tonschiefermassen, die über den „Quarzphylliten" liegen, als Pinzgauer Phyllit bezeichnet und darin auch die Innsbrucker und Landecker Phyllite eingeschlossen.

Trauth hat in seinen beiden Arbeiten (1925, 1927) jene Schiefer, in denen Altpaläozoikum steckt, und die sich zwischen Zell am See und Bischofshofen geologisch zwischen der Tauern-Schieferhülle bzw. Klammkalk im Süden und den Kalkalpen im Norden erstrecken, als Pinzgauer Phyllit bezeichnet.

1937, 46, schlägt Braumüller folgende Nomenklatur vor: Pinzgauer Phyllit als übergeordneter Begriff für alle Phyllite zwischen Brenner und Schladming — ohne stratigraphische Bedeutung. Auf diese Weise würden im Pinzgauer Phyllit auch der Innsbrucker „Quarzphyllit", die Wildschönauer Schiefer und die Pinzgauer Phyllite im Sinne von Trauth, 1925, zusammengefaßt werden. Heritsch fragt sich, ob es unter diesen Umständen nicht besser wäre, den Namen ganz aufzugeben und setzt folgerichtig an Stelle des Trauth'schen Pinzgauer Phyllites den Namen der Wildschönauer Schiefer, der für die äquivalenten Bildungen, nicht quarzphyllitischer Prägung in den Kitzbüheler Schieferbergen schon lange verwendet wird.

Soweit Heritsch. Gegen den Vorschlag Braumüller's ergeben sich jedoch nach meiner Auffassung auch noch andere Bedenken: Nach den neuen

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ergebnissen stratigraphischer Gliederung lassen sich die „Quarzphyllite" der steirischen Grauwackenzone sehr wohl unterteilen, wie noch auszuführen sein wird. Vor allem lassen sich wirklich alte und ihrer tektonischen und metamorphen Geschichte nach anders geartete Gesteinsgruppen von den höher metamorph gewordenen Äquivalenten der normalen Grauwackenschiefer abtrennen. Nach meinen eigenen, durchaus nicht spezialisierten Kenntnissen der Gebiete südlich von Kitzbühel bis in das Salzachtal (geol. Spez.-Kartenblatt Kitzbühel—Zell a. S.) glaube ich, daß solche Teilungen auch in diesem Raume durchführbar sein werden. Unter diesen Voraussetzungen halte ich es für wenig zweckmäßig, diese gewaltigen, heterogenen Phyllitmassen neuerdings unter einem nicht benötigten und überdies in der Literatur bereits vorbelasteten Sammelnamen zusammenzufassen. Dies kann im besonderen Fall zu Verwirrungen im Zuge stark verallgemeinernder Zusammenfassungen führen, wie dies z. B. schon bei R. Staub (1948) der Fall geworden ist.

Von Schladming westwärts bis Zell a. S. liegen in großen Mengen graue serizitische Phyllite vor, mit wechselnder feinsandiger Komponente (auch kalkig, Kalkphyllite), und Abänderungen bis zu Quarzitschiefern und Quarziten. In ihnen liegen vereinzelt Bänke konglomeratischer Natur, die schon von Buttmann (1913, 18) aus der Kieslagerstätte Mitterberg bei Bischofshofen verzeichnet und als Verrukanoartiges Perm gedeutet wurden. Von der Südseite des Dachstein beschreibt Ganß (1941) Konglomerate und Arkosen, Kieselschiefer und Kalk und stellt für die Konglomerate die vollkommene Gleichheit mit den Silbersberg-Konglomeraten des Ostens fest. Die Beobachtungen über den ganzen Serienbestand und die Petrographie der Einzelgesteine ergeben eine starke Stützung dieser Vergleiche.

In den tieferen Abteilungen der Serie stecken lange Züge von metamorphen diabasischen Eruptiven und deren Tuffiten. In höheren Horizonten finden sich schwarmweise mit schwarzen tonigen und kieseligen Schiefern vergesellschaftet Kalkzüge (mit Magnesit, Ankerit), wobei die Kalke oft dunkel gefärbt und eisenschüssig sind.

Aus diesen Profilanteilen stammen gotlandische Fossilien von mehreren Fundorten: Die altberühmten Versteinerungen von Dienten im Pongau, die Versteinerungen der Entachenalm, OSO von Saalfelden (Friedrich-Peltzmann, 1937) und mehrere weitere Stellen, die ostwärts über den Südfuß des Dachstein bis Gröbming im steirischen Ennstal (hier Ordovicium in phyllitischen Gesteinen) leiten (Peltzmann, 1934).

Entsprechend den schon von Ganß 1941 gezogenen Vergleichen lassen sich die Schiefer des Pongauer Salzachgebietes mit ihrer östlichen Fortsetzung in das steirische Ennstal stratigraphisch mit der Gruppe der Grauwackenschiefer vergleichen: Aus dem nördlichen Abschnitt der Ennstaler Phyllite mit einer Reihe von ordovicischen Fossil-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

funden (Liezen, Gröbming) führt ein direkter Weg in die auch faziell äquivalenten phyllitischen Schiefer von Salzburg.

Die darin aufgeschuppten und eingefalteten Profilanteile mit gotlandischen Faunen zeigen die gleiche Fazies-Charakteristik in der steirischen Grauwackenzone wie auch im Salzachtal.

Bezüglich des Gotlandiums scheint es, daß im salzburgischen Gebiet und in seiner Fortsetzung nach Nordtirol bis in die Kitzbüheler Grauwackenzone eine wieder vollständigere Serienentwicklung platzgreift, welche neben den tonig-kieselig entwickelten Schiefern nicht nur schwache dunkle Kalkbänder, sondern auch Korallenkalke größerer Mächtigkeit enthält (Dienten—Kitzbühel: Rote Orthoceren-Kalke). Solche Kalke sind zwischen Eisenerz und dem Pongau nicht zu finden, und es scheint, daß es sich hier um ein primäres Fehlen, um eine Unterwicklung des Gotlandiums handelt.

Die soeben beschriebenen Gesteine streichen aus dem Pongau westwärts weiter und bilden im Gebiete um Kitzbühel die Basis des dortigen Altpaläozoikums des Kitzbüheler Horns. Sie sind hier seit langem als Wildschönauer Schiefer beschrieben und entsprechen weitgehend den Serien des Pongau. Jedoch tritt hier eine besonders starke Betonung der diabasischen Eruptiva in Erscheinung. Weiterhin tritt in Nordtirol in ihnen wieder ein Porphyroid auf, der vollkommen dem Typus des Blasseneckporphyroids entspricht und auch hier mit jenen Schiefergruppen verknüpft ist, die die unmittelbare Basis der kalkigen Serie des Gotlandium-Devon darstellen.

Das Vorkommen von dunklen, vielfach violett gefärbten Tonschiefern in Verbindung mit reichlichen diabasischen Ergüssen lenkt die Aufmerksamkeit auf die Vergleichsmöglichkeit der Wildschönauer Schiefer mit der dem Ordovicium zugeschriebenen Plenge-Serie der westlichen Karnischen Alpen. Diese wurde bereits bei der Besprechung der Metadiabas-Serie Thurner's aus dem Murauer Gebiet erwähnt, da auch hier reichlich Effusiv-Gesteine in einer ohne Zweifel Ordovicium enthaltenden Schieferserie liegen.

In der Plenge-Serie liegen dunkle phyllitische Tonschiefer mit rötlichen und violetten Lagen, mit Quarzkonglomeraten und Quarziten. Ein wichtiger Serienanteil besteht aus Diabasen und auch Porphyroiden. Nach den Angaben von Heritsch zeigen die Quarzite den Typus der Himmelberger Quarzite der zentralen Karnischen Alpen, in denen ebenfalls Porphyroidvorkommen liegen und deren ordovicisches Alter durch Fossilfunde belegt ist. In der Frage der Plenge-Serie gibt es durch den bisherigen absoluten Fossilmangel noch viel Ungeklärtes, weswegen ich auf den hier gebrachten Vergleich mit den nordalpinen Vorkommen keine weittragenden Schlüsse aufbauen möchte.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die „Quarzphyllite".

Allgemeines.

Nachdem uns die Besprechung der Serie der Grauwackenschiefer, die wir als komplexe stratigraphische Serie erkennen konnten, weit über die Grenzen der steirischen Grauwackenzone geführt hat, kehren wir wieder zu dieser zurück und wenden uns der Erörterung jener höher metamorphen Gesteingruppen zu, die in der älteren Literatur als Quarzphyllit ausgeschieden wurden.

Über die Deutung und Verwendung der Bezeichnung „Quarzphyllit" wurde bereits in der Einführung (S. 3 ff.) auf Grund einer Diskussion der Schwinner'schen Einteilung das Notwendige gesagt. 1940 habe ich in der steirischen Grauwackenzone alle jene Gesteine, die eine kompliziertere tektonische und metamorphe Geschichte aufzuweisen haben, unter dem Namen „höher metamorphe Gesteinsgruppen" den Grauwackenschiefern, dem graphitischen Karbon und der Rannachserie gegenübergestellt und innerhalb dieser Gruppe mehrere Unterteilungen durchgeführt.

Die damaligen Arbeitsergebnisse erfuhren in den folgenden Jahren auf vergrößerter Basis noch manche Ergänzung, welche heute eine klarere stratigraphische Unterteilung und Formulierung dieser „Quarzphyllit"-gruppe erlaubt. Diese Ergebnisse und stratigraphischen Unterteilungen sind der Inhalt der folgenden Diskussion, die ebenfalls wieder über den Rahmen der eigentlichen Grauwackenzone hinausführt.

Da die Rannachserie von jeher in der Behandlung der „Quarzphyllite" der nordöstlichen Alpen eine Rolle gespielt hat, wird sie auch hier in diesem Rahmen besprochen werden, obwohl sie sich stratigraphisch als etwas grundsätzlich Anderes erwiesen hat. Da mit der Rannachserie auch manche Frage der zentralalpinen Trias läuft, ist es weiterhin nicht zu umgehen, auch diese Fragen in das vorliegende Kapitel einzuschließen.

Innerhalb der Gruppe höher metamorpher Gesteine der Grauwackenzone lassen sich auf Grund der detaillierten Kartierungen mehrere Gemeinschaften erkennen, die in ihrer immer gleichen Kombination von einzelnen Gesteinstypen ohne Zweifel stratigraphische Selbständigkeit beanspruchen können. Sie dürfen in unserem Sinne als Serien aufgefaßt werden und sind als solche auch stratigraphisch etwas anderes, als irgend ein Glied der Serie der Grauwackenschiefer. Dazu gehören außer der Rannachserie

a) alle Diaphtorite oder sonst als Altkristallin kenntlichen Gesteine;

b) die mächtige Gruppe von Grüngesteinen, zumeist in Prasinit-Fazies und die mächtigen quarzitischen Gemeinschaften, wie sie auf dem Kamm des

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Himmeleck-Triebenfeldkogel-Fötteleck (Berge südlich Wald-Treglwang) vorhanden sind;

c) die charakteristische Gruppierung der weißen (vereinzelt gebänderten) Marmore in Verbindung mit Grüngesteinen und Bändern von hellen splittrigen Quarziten.

Darüber hinaus aber liegen in dieser höher metamorphen Gesteinsgruppe — im Rahmen der steirischen Grauwackenzone unter der norischen Überschiebung — noch beträchtliche Mengen von Phylliten, die gegenüber den unter a) bis c) genannten Gruppen oft nur schwer abtrennbar sind und deren Stellung nunmehr näher untersucht werden muß.

Auf dem Spez.-Kartenblatt Bruck—Leoben finden sich große Teile der von Stini als „Phyllite unbekannten Alters" ausgeschiedenen Komplexe zu dieser letzteren Gruppe gehörig.

Ihre schwere Abgrenzbarkeit und ihre wenig hervorstechende Charakteristik machte einer stratigraphischen Deutung große Schwierigkeiten und veranlaßte dazu, sie zumeist als etwas dubiose Anhängsel fallweise irgend einer der anderen, besser typisierbaren Gruppe oder Serie anzuschließen.

Dies alles gab Veranlassung, in den letzten Jahren durch neue Kontrollbegehungen zusätzliche Beobachtungen in diesen wenig anziehenden, zumeist einförmig grauen Phylliten zu machen. Diese Begehungen führten dann auch zum Ziele, allerdings erst, als die Fortsetzung der Grauwackenzone in die Ennstaler Phyllite näher bekannt war und als die bisher unbeachtet gebliebenen Querstrukturen von Treglwang—Gaishorn in tektonischer Hinsicht eingehend studiert werden konnten.

Die Ergebnisse lassen sich kurz dahingehend zusammenfassen, daß die in Rede stehenden Teile der höher metamorphen Gesteinsgruppe direkt vergleichbar sind mit der Serie der Grauwackenschiefer über der norischen Überschiebung und nicht zu trennen sind von jenen Grauwackenschiefern, welche innerhalb der genannten Querstruktur schrittweise aus Halbphylliten in typische Phyllite übergehen (S. 24).

Der Anteil der Grauwackenschiefer in den höher metamorphen Gesteinsgruppen des Palten—Liesingtales, Steiermark.

Nach ihrem Habitus und nach der Kombination verschiedener Gesteine untereinander müssen folgende Typen als stratigraphisch zur Gruppe der Grauwackenschiefer gehörig betrachtet werden: Feingebänderte Serizit-Chlorit-Quarzite in Verbindung mit reinen Serizitquarziten, stark durchbewegten Phyllitgesteinen grauer Färbung und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Grünschieferzüge. Die Phyllite sind hell bis dunkelgrau, mitunter feingebändert, führen auf den s-Flächen außer den glänzenden Serizithäuten nicht selten Biotit, Chloritporphyroblasten, oder sind durchsetzt mit feinen Granaten. Neubildung von Albit ist nicht selten und örtlich stark gesteigert.

Ferner Serizit-Chlorit-Quarzite in gleicher Gesellschaft, aber in bestimmten Horizonten geröllführend, weiterhin Lydite in Verbindung mit schwarzen Phylliten, meist im Zustand äußerst intensiver Durchbewegung.

Serienmäßig finden wir eine solche Gesteinsgruppierung neben diaphtoritischen Gesteinen und sicherem Altkristallin auf dem Traidersberg bei Leoben vor: Granatphyllite und einförmige graue Phyllite, örtlich mit Albit, Chlorit-Biotit, unterbrochen von injizierten Schiefern mit feinlagig gneisartigem Habitus (z. B. Schafberg auf der Niederung bei Leoben). Daneben finden sich typische, mit Quarzadern durchflochtene, stark durchbewegte Lydite in Verbindung mit Schwänzchen schwarzer Schiefer, die teilweise graphitisch abfärben. Lange Linsen grauer quarzitischer Gesteine, vereinzelt mit kleinen Rostflecken, sind nicht selten den grauen Phylliten angeschlossen.

Zu meiner Überraschung konnte ich auch bei einer Überprüfung des Geländes der Grauwackenzone in der SW-Ecke des Blattes Birkfeld, das seit Gaulhofer-Stini (1913) keine Neubearbeitung mehr erfahren hat, die Gesteinsserie des Traidersberges wieder finden. Leider erlaubten die schlechten Aufschlüsse auf dem Meiseleck bei Allerheiligen im Mürztal keine nähere Entwirrung des anscheinend recht komplizierten Baues.

Ähnliche Feststellungen über eine Seriengemeinschaft, die der der Grauwackenschiefer entspricht, ließen sich in dem Phyllitstreifen des Fresenberg-Steineck-Kammes zwischen Kaisersberg im Murtal und dem Liesingtal machen. Auch hier liegen neben Grüngesteinen (Bearbeitung Hauser) schwarze Phyllite und vereinzelt, meist in Rollstücken, auch Lydite.

Das gleiche läßt sich von den Phyllitgebieten der Nord- und Südseite des Walder Schobers, von der Troglenzenalm südlich Treglwang, von der S-Seite des Fötteleck aus sagen. Überall ergeben sich bedeutende Anklänge an die Entwicklung des Traidersberges.

Schon bei der Kartierung der höher metamorphen Grauwackenschiefer im Raume von Trieben fanden sich granatführende Phyllite, die weder äußerlich noch u. d. M. einen Unterschied zu den Granatphylliten des Traidersberges aufwiesen. Auch hier finden sich Fetzen von Lydit, schwarze Phyllite und Bänder von grünen Schiefern den grauen Phyllitmassen angeschlossen.

In dem Zug höher metamorpher Gesteine, der von Mautern zur Kieslagerstätte Kalwang und von hier westwärts weiterzieht, finden sich eigenartige Geröllquarzite, die neben Quarzgeröllen auch große

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Rundlinge granitischer und aplitischer Gesteine führen. Diese Konglomerate waren W. Petrascheck schon bekannt, und er benützte sie als eine Art Leithorizont beim Studium des Kieslagers Kalwang. Die Gerölle sitzen in einem Serizit- und Chloritführenden quarzitischen Gestein in lockerer Packung, sind nach den Faltenachsen des Gesteins stark gelängt, lösen sich aber trotzdem verhältnismäßig leicht aus dem Bindemittel. Ein zweiter Fundort gleich aussehender Gerölle liegt auf dem S-Kamm des Kainthaleck, nördlich von Leoben in einer Serie höher, metamorpher, phyllitischer und wohl auch diaphtoritischer Gesteine.

Hauser beschreibt (1938 f, 234—235) ein solches Gestein aus der Nähe meines Fundortes und betont, daß es in einer dem Kletschachkristallin (= Troiseckzug) fremden Serie altkristalliner Gesteine liegt. Da auch in diesem Konglomerat neben Quarzgeröllen granitische Komponenten vorliegen, möchte ich Hauser's angedeuteten Schluß einer Zuordnung zum Rannachkonglomerat nicht teilen, da dieses stets eine entgegen älteren Angaben monomikte Geröllführung hat.

Dagegen muß betont werden, daß ebenso wie im Falle der Geröllquarzite von Kalwang, auch auf dem Kainthaleck eine ständige Verbindung mit grauen phyllitisch-quarzitischen Gesteinen gegeben ist, in denen erst die als Altkristallin zu bezeichnenden Schuppen liegen.

Besonders hinweisen möchte ich in diesem Zusammenhang auf die Konglomeratquarzite des Fötteleck (Metz, 1940, 186, 194), auf deren Ähnlichkeit mit den Geröllquarziten in den Grauwackenschiefern bei Gaishorn ich schon damals verwiesen habe.

Für die Charakteristik der innerhalb der höher metamorphen Gesteinsgruppen auftretenden Serie der Grauwackenschiefer scheint es mir wichtig, festzustellen, daß überall eine oft nicht leicht zu erkennende Kombination mit diaphtoritischen Gesteinen, oder eine deutliche Verbindung mit Altkristallin auftritt. Dies gilt aber nur für jene Gebiete, welche klar unter der norischen Überschiebung liegen, oder mit anderen Worten: Dies ist nur dort gegeben, wo auch die norische Überschiebung nachweisbar ist.

Die Serie der Hornblendegesteine und Quarzite. (Fötteleck-Mölbegg-Serie).

In dem unter b) genannten Gebirgszug tritt im Hangenden der Rannachserie und des Karbons in breiter Mächtigkeit eine Gruppe von Gesteinen auf, welche auf der geologischen Karte 1940 als gesonderte Ausscheidung deutlich in Erscheinung tritt.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Folgende Momente bilden für diese im Gelände ersichtlich zusammengehörigen Gesteinstypen deutliche Unterscheidungsmerkmale gegenüber den anderen phyllitischen Massen:

1. Die glimmerschieferartigen Typen und phyllitischen Gesteine, denen fast immer intensivste Feinfältelung und Umscherung des alten s eigentümlich ist. Phyllite (?) mit Chloritoid-Porphyroblasten.

2. Das starke Hervortreten von Grüngesteinen in mächtigen, mit quarzitischen Lagen durchsetzten Schichtstößen und der Mineralbestand mit grüner Hornblende, Biotit, Albit-Oligoklas, Fe-führendem Karbonat, Epidot in örtlich stark verschiedenem Mischungsverhältnis. Hornblendegarbenschiefer.

3. Das nicht gerade häufige Auftreten weißer, grobkörniger Marmore in Verbindung mit Grüngesteinen oder glimmerschiefrigen-phyllitischen quarzitischen Gesteinen.

4. Örtlich zeigt diese Gesteinsgruppe neben den der üblichen phyllitischen Metamorphose der Grauwackenzone fremden Mineralbeständen auch Anzeichen von feinlagiger aplitischer Durchaderung und Feldspatung.

Im Raume zwischen Bruck und Mautern im Liesingtale findet sich diese Serie unterhalb der norischen Überschiebung weit verbreitet und ist, der dort besonders intensiven, steilflächigen Verschuppung der Grauwackenzone entsprechend, in schmalen langen Zügen, im Hangenden der Rannachserie zwischen Graphitkarbon und Phylliten eingeschaltet (Metz, 1938, Karte). In diesen, auch nicht immer mit wünschenswerter Klarheit aufgeschlossenen Waldgebieten ist vielfach die Abtrennung dieser Serie von den höher metamorphen Grauwackenschiefern unmöglich. Die zahlreichen Marmorzüge dieses Gebietes lassen sich ebenfalls von dieser Gruppe nicht scharf und eindeutig abtrennen, werden aber aus besonderen Gründen zunächst in eine eigene Gruppe [unter c) genannt] eingereiht.

Im Zuge der Geländebearbeitungen der letzten Jahre gelang es nun, diese eigenartige Serie der Grauwackenzone des Paltentales (Walder Schober-Fötteleck) auch weiter westwärts im Gebiete der Ennstaler Phyllite wieder zu finden.

Südlich Aigen im Ennstal, auf dem Kamm, der nach Süden zum Mölbegg hinaufleitet, im südlichen Gebiet der Walchen (südlich Öblarn, Ennstal), in den beiden Sölktälern gelang es mehrfach, die typische Gesteinsgemeinschaft in all ihrer Charakteristik wieder zu erkennen. Überall zeigt sich hier die enge Verknüpfung mit den Ennstaler Phylliten, deren nördliche Abschnitte wir der Serie der Grauwackenschiefer zuordnen müssen. Aus Gründen besserer Übersichtlichkeit müssen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

aber die Gesteinsserien im Rahmen der Ennstaler Phyllite in einem eigenen Abschnitt besprochen werden.

Für die Erläuterung der Altersfrage liegen keine unmittelbaren Anhaltspunkte vor, da die Fazies der paläozoischen Formationen ab Ordovicium für einen unmittelbaren Vergleich nicht in Frage kommen. Wir müssen die typischen Angehörigen der Fötteleck-Möllbegg-Serie daher in das Kambrium oder auch in das Vor-Paläozoikum stellen.

Die Gruppe der weißen Marmore und Grüngesteine.

Unterhalb der norischen Überschiebung tritt diese Gruppe von Gesteinen im Rahmen der höher metamorphen Serien immer wieder auf, wie dies aus den geologischen Karten (1938, 1940) ersichtlich ist. Sie sind besonders im Raume von Bruck bis Kalwang vertreten, verschwinden aber östlich und westlich des genannten Raumes ziemlich unvermittelt. Nur wenige schwache Vorkommen werden hier erwähnt.

Nie stellen die Marmore weitdurchstreichende Züge dar, sondern stets Linsenzüge von beschränkter, mehrere 100 m nicht übersteigender Erstreckung und schwankender (max. 60 m) Mächtigkeit. Es wechseln reinweiße Marmore (gröber kristallin) mit pigmentierten (gebänderten), aber im Gesamteindruck durchaus hellen und feiner kristallinen Typen, die auf den s-Flächen Glimmer (Serizit, Muskowit, Biotit) und Aktinolith-Rosetten aufweisen.

Sie sind stets vergesellschaftet mit stumpfgrünen Chloritschiefern, örtlich mit etwas Biotit, Hornblende-Nadeln und mit nie mächtig werdenden feingebänderten, hell weißlich grauen, splittrigen Quarziten.

Ungeklärt ist die Frage nach dem Alter dieser Marmore. In dem vom Häuselberg bei Leoben westwärts ziehenden Zug fand ich einen immerhin noch kenntlichen Krinoidenrest, der jedoch beim Versuch des Herausschlagens aus dem Gestein vernichtet wurde. Dieser Rest würde für Ordovicium als untere Altersgrenze sprechen. Mehr läßt sich zunächst nicht darüber aussagen.

Der Fund des Krinoidenrestes und die deutlich geringere Metamorphose der begleitenden Grüngesteine gegenüber den prasinitischen Typen der zuvor besprochenen Serie bestimmten dazu, diese Marmorgruppe zunächst getrennt zu besprechen. Ob sich eine Abtrennung gegenüber der Fötteleck-Mölbegg-Serie wird aufrecht erhalten lassen, erscheint mir selbst fraglich, da faziell zu wenig Unterschiede gegenüber dieser vorliegen und das Argument der geringeren Metamorphose der Grünschiefer nur mit Vorsicht aufzunehmen ist.

Wir werden auf diese Marmore bei der Besprechung der Gesteinsserien südlich des Ennstales noch zurückkommen müssen.

© Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien; download unter www.biologiezentrum.at www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Gesteinsserien im Rahmen der Ennstaler Phyllite und Marmore.

Die Verfolgung der im Rahmen der Querbau-Elemente von Treglwang-Gaishorn höher metamorph gewordenen Serie der Grauwackenschiefer führte uns gegen West in die Berge südlich des Ennstales, wo wir diese Gesteinsgruppe in phyllitischer Tracht unter dem Namen der Ennstaler Phyllite wieder finden.

Das gleiche gelang bei einem Vergleich der Bauglieder der Fötteleck-Mölbegg-Serie, wie dies Seite 37 ausgeführt wurde. Auch diese Serie erscheint im Rahmen der Ennstaler Phyllite.

Mit der Möglichkeit, stratigraphisch und tektonisch einen unmittelbaren Zusammenhang der eigentlichen Grauwackenzone des Palten-Liesingtales mit einem bisher ungliederbaren Phyllitgebiet herzustellen, ist ein, wie mir scheint, sehr wichtiger Schritt gelungen, der stratigraphisch und tektonisch interessante Konsequenzen hat.

Zunächst stellen sich die unter dem Sammelnamen „Ennstaler Phyllit" zusammengefaßten phyllitischen Massen als aus mindest zwei stratigraphisch verschiedenen Schiefergruppen zusammengesetzt dar.

In einem Querprofil, welches von Nord nach Süd durch die Ennstaler Berge, etwa von Liezen südwärts, durchgelegt wird, erscheinen von N nach S, bei allgemeinem Nordfallen, also vom Hangenden in das Liegende, folgende Gesteinsgruppen:

a) Unter der Trias der Kalkalpen liegt die hangende Abteilung der Grauwackenschiefer mit den Graptolithen und den Marmorbrekzien des Salberges bei Liezen.

b) Darunter folgt ein Zug von Graphit-Karbon (mit Magnesit in Lassing südlich Liezen) und der hier zum letzten Mal mächtig entwickelte Zug altpaläozoischer Kalke und Kalkschiefer des Bergzuges Blosen—Hohe Trett (südlich Lassing, über diese Kalke siehe Seite 54).

c) Südlich darunter breitet sich in gewaltiger Mächtigkeit eine Serie von Phylliten aus: Jene Phyllite, die wir als höher metamorph gewordene Grauwackenschiefer über Trieben—Rottenmann bis hierher verfolgen konnten. Als Beweis der Zugehörigkeit siehe Seite 26 (Brandecker, 1949). Innerhalb des hier besprochenen Profilstreifens treten Lydite, schwarze pyritreiche Schiefer und dunkle eisenschüssige Kalke, Grünschieferbänder auf. Mir gelang der Fund typisch silurischer Gesteinsgemeinschaft (schwarze pyritführende Schiefer, Lydit, Quarzit, in Rollstücken dunkle eisenschüssige Kalke) an mehreren Stellen im Donnersbachtal und in den westlich anschließenden Verbindungsgräben und -Kämmen zur Walchen (Karlspitz). Grünschieferbänder und Streifen graphitischer Schiefer sind in dieser Gesteinsgesellschaft nicht selten, die Metamorphose ist typisch phyllitisch, strichweise erscheint Feingranat.

d) Südlich anschließend, jedoch nicht an bestimmte Zonen des Streichens gebunden erscheinen die typischen Vertreter der Fötteleck-Mölbegg-Serie: In unserem Profilstreifen im Gullingtal SO von Aigen und in den Nordgehängen des Mölbegg. Amphibolite, bzw. Garbenschiefer, Quarzite und vollkommen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

umgescherte Schiefer kennzeichnen diese Gruppe vielfach. Im Zusammenhang mit der Besprechung dieser Serie eröffnet sich das Problem ihrer Abgrenzung gegen die Gruppe der Glimmerschiefer der Wölzer Tauern, welches noch zu besprechen sein wird.

e) Im Grenzgebiet der Phyllite gegen die Fötteleck-Mölbegg-Serie, bzw. die Wölzer Glimmerschiefer, treten in Schwärmen Marmore auf, die als Gumpeneck-Marmor, Sölker-Marmor seit langem in der Literatur bekannt sind.

Durch die hier vorgetragene stratigraphische Neuordnung der Ennstaler Phyllitmassen und durch neue Beobachtungen ergibt sich eine neue Basis zur stratigraphischen Einordnung dieser Marmore.

Die Besprechung unseres Ennstaler Typenprofiles zeitigte somit zwei Diskussionspunkte: Die Frage der Nordbegrenzung der Wölzer Glimmerschiefer, die Frage der stratigraphischen Einstellung der Marmorzüge südlich des Ennstales.

Über die Nordbegrenzung der Wölzer Glimmerschiefer liegen in der Literatur schon mehrfache Äußerungen vor: Wieseneder (1938, 297, 302) hat in Bestätigung einer Beobachtung Schwinner's geäußert, daß man im Streichen aus den Ennstaler Phylliten in die Granatglimmerschiefer komme. 1951 hebt Schwinner (Seite 130) hervor, daß es Übergänge im Streichen gebe, weiterhin, daß sich zwischen die eigentlichen Ennstaler Phyllite und die Glimmerschiefer eine Zone von Diaphtoriten aus letzteren einschiebe. Schwinner spricht auch von vereinzelten Gesteinen höherer Metamorphose (Biotit-Hornblende) in den Ennstaler Phylliten. Damit ist im allgemeinen die bisherige Kenntnis über die gegenseitigen Beziehungen beider Einheiten umrissen.

In der Tat zeigt sich in einer großen Übersicht, daß im Nordosten die Wölzer Glimmerschiefer ihre Nordbegrenzung gegen eindeutige Phyllitgesteine im Kamm südlich des Mölbegg haben, und daß sich diese Grenze von da gegen SW fortsetzt, während das Streichen der Gesteine (Phyllite und Glimmerschiefer!) in O—W bis 0 20° N liegt. Das gleiche Streichen zeigen auch die Marmore und die Faltenachsen in allen drei Gesteinsgruppen. Auch sind örtlich schmale Zonen einer Diaphtorese deutlich.

Wichtig erscheint dagegen die Feststellung, daß die Mineralgesellschaft der Fötteleck-Mölbeggserie durchaus der der Wölzer Glimmerschiefer entspricht, aber gewissermaßen in einem geringeren Entwicklungsstadium stecken geblieben ist. Nach Beschreibung und Lage dürfte Schwinner's Feststellung höher metamorpher Anteile in den Phylliten auf diese Fötteleck-Mölbegg-Serie zu beziehen sein.

Die gegenseitige Lagerung der Phyllite-höher metamorphe Serie und Glimmerschiefer ist nun nicht in dem Sinne anzugeben, daß man von Nord nach Süd fortlaufend in das Liegende käme, sondern gerade

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

in der Grenzzone liegen äußerst komplizierte Verhältnisse vor, d. h. sie werden erst hier deutlich sichtbar. Daß starke und tiefe Einfaltungen erfolgt sein müssen, geht aus der Lagerung der Marmore (Seite 42) deutlich hervor. Die Falten müssen überdies noch zerschert worden sein, wodurch Schuppungen der Bauglieder untereinander entstanden. In den einzelnen Tälern und Kämmen findet sich daher hintereinander die mehrfache Folge typischer (auch Lydit führender) Ennstaler Phyllite mit kleinen Granaten, Gliedern der Fötteleck-Mölbegg-Serie und der Wölzer Glimmerschiefer, wobei sogar auch innerhalb dieser noch Gesteine von silurischem Habitus auftreten. Die eigentlichen Hellglimmerschiefer treten in diesen Räumen nördlich des Hauptkammes etwas zurück.

Soweit nun in den Randgebieten der Glimmerschiefer die Kristallisation der Hornblenden, Granate, Biotite und auch Karbonate untersucht werden konnte, stellt sie sich als jünger als eine Feinfältelung (mit O-W-Achse) ehemaliger Schiefer dar, eine Feststellung, die auch in der Fötteleck-Mölbegg-Serie vielfach gemacht werden konnte. Doch muß auch nachkristalline Tektonik (bezogen auf diesen Mineralbestand!) noch eine bedeutende Rolle gespielt haben.

Aus den Lagerungsverhältnissen in diesen Gebieten, wie auch aus der Kristallisation der Mölbegg-Serie gegenüber den Wölzer Glimmerschiefern, kann der Eindruck entstehen, daß es sich bei dieser Fötteleck-Mölbegg-Serie im Prinzip um nicht viel anderes handelt, als um Randzonen der Glimmerschiefer. Doch ist eine solche Feststellung infolge der zweifellos starken Verschuppung verschiedener Serien, die obendrein noch durch eine starke Mineralisation verschleiert wird, heute noch nicht apodiktisch zu machen. Noch fehlt eine eingehende, analytische Bearbeitung dieses Gebietes.

Immerhin scheint mir der Schluß berechtigt, daß die Kristallisation der Glimmerschiefer schräg zum Streichen auch noch Teile der Ennstaler Phyllite (Grauwackenschiefer + Fötteleck-Mölbegg-Serie) erfaßte und daß sie nichts mit einer stratigraphischen Grenze gemein hat.

Damit sind auch die Probleme angedeutet, die sich einer künftigen Bearbeitung dieses Raumes bieten, um über das rein Phänomenologische hinaus auch genetische und dynamische Schlüsse zu erhalten.

Die Frage der stratigraphischen Einordnung der Marmore führt uns aus einer Erörterung der Marmore der höher metamorphen Serien der Grauwackenzone bis in die Brettstein-Marmore an der SW-Seite des Seckauer Massivs.

Die Altersfrage der Marmor-Grünschiefer Züge wurde bereits angeschnitten (Seite 38) und für die sicher zur Fötteleck-Mölbegg-Serie

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol.ess.at/ und www.biologiezentrum.at

gehörigen Marmore (z. B. Beisteiner, SW von Wald, oder Gullingtal) gilt wohl auch die gleiche Einstellung wie für die übrige Serie, also Kambrium oder älter.

Die Marmore des Gullingtales, westlich der Bösensteinmasse, treten in schmächtigen Zügen in Begleitung von Amphiboliten in einem längeren Zuge auf. Sie sind grobkristallin, weiß bis rosarot, enthalten aber auch gebänderte Typen.

Faziell etwas anders, aber auch in ihrer geologischen Position anders, als wir es aus der Grauwackenzone gewohnt sind, erscheinen nun auf dem Mölbegg, im Donnersbachtal, auf dem Gumpeneck usw. Marmore bzw. Bänderkalke oder feinkristalline dichte graublaue Kalke, die auf den Kammhöhen zu breiterer Entwicklung kommen, vielfach aber die Talsohlen nicht mehr erreichen. In fast allen Fällen, in denen bisher nähere Beobachtungen über den Internbau dieser Gesteine vorliegen, können diese als eingefaltete, in orographisch tieferliegenden Lagen unter starken Quetschungserscheinungen verengte Bündel betrachtet werden, während auf den Kammhöhen ruhigere Faltung mit flacherem Flächengefüge vorherrscht (Schwinner).

Auf dem Mölbegg, wie im Donnersbach, im Sölker Gebiet, liegen diese Marmore verfaltet mit der Fötteleck-Mölbegg-Serie oder auch mit typischem Ennstaler Phyllit.

Schwinner fand in den hochliegenden Anteilen der Gumpeneck-Marmore Fossilreste, die er als Archäocyathinen deuten möchte. Ich wage über die im Grazer Institut liegenden Stücke keine Behauptung aufzustellen, die ihnen paläontologisch oder stratigraphisch einen Platz zuweisen würde *).

Da die hier in Rede stehenden Marmore hinsichtlich ihrer Stellung wie auch Fazies sehr wohl mit den eigentlichen Brettstein-Marmoren auf der Südseite des Tauernkammes verglichen werden dürfen, sollen auch diese in die Betrachtung eingeführt werden.

Heritsch erwähnt den Fund eines korallenartigen Fossilrestes in den Brettstein-Marmoren bei Zeyring, der jedoch verloren ging. Mir liegt nun eine Serie von Beobachtungen aus diesem Gebiete um St. Johann am Tauern vor, die für die vorliegende Frage von Bedeutung sind.

Sowohl bei Möderbrugg, wie bei St. Johann und im Gebiete NW davon gelang es, im unmittelbaren Zusammenhang mit solchen Marmoren auch ganz dunkle Bändermarmore zu finden, welche mit schwarzen, eisenschüssigen Schiefern und mit eindeutig sicheren Lyditen verknüpft sind. Die Metamorphose dieser Gesteine entspricht durchaus

*) Über den von Schwinner auch neuerdings (1951) wieder erwähnten Seitnerberg-Marmor, siehe Seite 46.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

der mesozonalen des übrigen Gebietes. Diese Marmore sind eingebettet in eine Serie von Glimmerschiefern, Quarziten, Amphiboliten und gehören ohne jeden Zweifel zu der hier klassisch entwickelten Brettsteinserie.

Nach den bisherigen Erfahrungen läßt die auffallende Fazies und Gesteinsgemeinschaft gar keinen anderen Schluß zu, als daß es sich hier um Vertreter des Gotlandiums handelt. Es wäre freilich nach meinem Dafürhalten ein schwerer Fehler, wollte man per analogiam auch alle anderen Brettsteinmarmore in das Gotlandium setzen. Aber es muß auf Grund des Vorhergesagten — und die Fazies der Gesteine spricht nicht dagegen — sehr stark in Erwägung gezogen werden, daß zumindest ein großer Teil der übrigen Marmore dem Altpaläozoikum zugehört.

Mit der Feststellung des Auftretens gotlandischer Gesteine in diesen hier besprochenen Gebieten in einer mesozonalen Schieferfolge wird auch deren begleitende Gesteinsgemeinschaft interessant. In den früher erwähnten Glimmerschiefern finden sich Anteile, denen ein älterer serizitphyllitischer Habitus noch nicht verloren ging und in den vielfach auch grobe Granaten führenden Quarziten konnten Partien gefunden werden, welche die eigenartigen limonitbraunen löcherigen Putzen noch bewahrt haben, die vielen der Grauwackenquarzite so eigentümlich sind. Es spricht auch serienmäßig nichts gegen die Auffassung, daß wir hier in mesozonaler Metamorphose Vertreter der Serie der Grauwackenschiefer innerhalb der Brettstein-Serie haben. Mit dieser Feststellung ist nichts über die Gesamtzusammensetzung und das Alter anderer Glieder ausgesagt.

Die aus den Geländearbeiten im Grenzgebiete der Ennstaler Phyllite gegen die Glimmerschiefer gewonnenen Auffassungen finden somit ihr interessantes Gegenstück auch weiter südlich in der eigentlichen Brettsteinserie.

In kurzer Zusammenfassung stellen sich sonach die Marmor-Vorkommen südlich des Ennstales folgendermaßen dar:

Die aus der Grauwackenzone heraus westwärts streichenden grobkristallinen Marmore in Verbindung mit der Fötteleck-Mölbegg-Serie lassen eine vorordovicische Einstellung zu. Dazu gehört vielleicht auch ein Teil der Brettsteinmarmore.

Die mit Bändermarmoren verknüpften mächtigeren und weithin streichenden, mit der Schieferserie verfalteten Marmore (Mölbegg—Gumpeneck—Sölk) sind heute noch unsicherer stratigraphischer Stellung.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ein Teil der eigentlichen Brettsteinmarmore gehört dem Gotlandium an und es muß hier mit einer Vertretung der Gotland-Devon-Kalkfazies gerechnet werden.

Da es überdies fazielle Anhaltspunkte auch für mesozoische Kalkentwicklung gibt, worüber Untersuchungen noch im Gange sind, muß die Gruppe der Brettsteinmarmore als stratigraphisch gemischte und erst später zu einer Einheit zusammengeschweißte Serie aufgefaßt werden.

Die Rannachserie und zentralalpine Trias im Rahmen der Grauwackenzone.

Mit Absicht wurde die Besprechung der Rannachserie an das Ende der stratigraphischen Darlegungen dieses Kapitels gestellt, da diese Serie im Rahmen der übrigen Grauwackenzone eine Art von Eigenleben in tektonischer Hinsicht führt, anderseits ihre stratigraphische Einordnung nicht mit den normalen Mitteln allein durchzuführen ist.

Der Begriff der Rannachserie wurde im Liesingtal, ausgehend vom Rannachgraben, südlich Mautern von Vacek aufgestellt, wobei als Leitgestein das Rannachkonglomerat fungiert.

Dieses Rannachkonglomerat hat im Laufe der Entwicklung unserer Kenntnisse eine wechselvolle Behandlung und Auffassung erfahren, deren kurze Rekapitulierung lehrreich ist und die Schwierigkeiten, die sich einer Deutung entgegenstellen, treffend beleuchtet. In stratigraphischer Hinsicht rangierte es vom prä-paläozoischen Grundkonglomerat (Schwinner u.a.) bis zum triassischen Aufarbeitungsprodukt älterer Gneise (W. Schmidt, 1921). Von ihm ausgehend wurde von Schwinner der Begriff der Rannachserie als die Gruppe der Quarzphyllite der Ostalpen schlechthin aufgestellt, welche Auffassung bereits besprochen wurde (Einführung, S. 3 ff.).

Hauser (1948) sprach diesem Gestein die Natur als Konglomerat vollkommen ab, da die in ihm enthaltenen Quarze keine Gerölle, sondern in ihrer Gesamtheit nur abgedrehte und zerscherte Restbestände von Quarzlagern bzw. -Gängen seien. Demgegenüber bleibe ich auf Grund neu vorgenommener Studien bei meiner schon 1940 vorgetragenen Auffassung, daß Quarze beider Entstehung in diesem Gestein vorkommen und seine Natur als Konglomerat nicht bestritten werden könne.

Darüber hinaus bin ich in der Lage, eine weitere Aufklärung von Mißverständnissen in der Literatur zu geben, was zum Verständnis des Folgenden von grundsätzlicher Wichtigkeit ist. Vacek beschrieb aus einem Konglomerat neben den Quarzen auch Gneisgerölle, die, wenn auch sehr selten, vorkommen sollen. Die mir freundlicherweise von der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Geologischen Bundesanstalt in Wien zum Studium überlassenen Originalstücke Vacek's brachten nun insofern eine Überraschung, als sie auf keinen Fall echtes Rannachkonglomerat sein können. Es muß hier eine Fundverwechslung vorliegen. Die Stücke sind dagegen vollkommen gleich den äußerst selten vorkommenden polymikten Konglomeraten des Karbon. Ein solches Vorkommen wurde von mir 1940, 174, von der Sunkbrücke beschrieben, ein weiteres Vorkommen fand ich vor wenigen Jahren im Kaltbachgraben bei Bruck a. M. (In diesem letzteren Typ finden sich neben vollkommen gleichen Konglomeraten wie vor der Sunkbrücke auch noch andere Arten, siehe S. 51.)

Das eigentliche Rannachkonglomerat muß demnach als ausschließlich monomiktes Restschotterkonglomerat aufgefaßt werden, was durch alle Beobachtungen innerhalb des mit dem Originalfundpunkt zusammenhängenden Verbreitungsgebietes bestätigt wird.

1938 und 1940 habe ich den Begriff der Rannachserie so eng als möglich gefaßt, wofür zwei Prinzipien maßgebend waren. Neben der obligaten Verknüpfung bestimmter Gesteinstypen miteinander mußte gerade bei der Rannachserie auch die Stellung im Rahmen der übrigen Grauwackenserien ein Rolle spielen, da die Erfahrung lehrte, daß die Position ihrer Gesteine an der unmittelbaren Basis der Grauwackenzone bis auf wenige und stets unbedeutende Ausnahmen nirgends durchbrochen erscheint.

So gestaltet sich der Inhalt dieser Serie im ganzen Verbreitungsgebiet als recht einförmig: Rannachkonglomerat, nicht allein an der unmittelbaren Basis, sondern auch zwischen Bänken weit verbreiteter Serizitquarzite liegend, Serizitquarzitschiefer mit einem nicht selten zu Gunsten des Serizitanteiles fast gänzlich verschwindenden Quarzgehalt, wodurch seidigweiße bis graugrün oder schwärzlichgrau gefärbte, milde Serizitschiefer entstehen.*)

Die aus den Gebieten von Trieben und Rottenmann erwähnten weißlichen Serizitquarzite und -Schiefer ähneln besonders stark den gleichen Gesteinen der Rannachserie, sind aber den Grauwackenschiefern fremd. Dieser Umstand führt auf den Gedanken, daß es sich hier um tektonische, fremde Einschaltungen handelt.

In den Quarziten tritt mitunter Feldspat als klastischer Gemengteil auf, so daß es sich um Arkosen handelt*), während etwa besonders in der Gegend nördlich Kaisersberg im Murtale eine Feldspatung ver-

*) Es ist auffallend, daß diese Schieferart, die hier kennzeichnender Haupttypus ist, von Cornelius (1952) z. B. von der Straße Pretalsattel—Hubertushof als außergewöhnlich und selten vermerkt wird. Sie steht hier, wie im Liesingtal mit eindeutigem Rannachkonglomerat zusammen an und unterscheidet sich nur wenig von Tattermannschiefer.

*) Sander, Jahrb. Wien 1914.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

zeichnet wird, die im wesentlichen posttektonisch zur Feinfältelung ist. Sie erzeugt sekundär abweichende, grobblockig verwitternde Typen der Quarzite.

Südlich des Liesingtales sind in den Serizitquarziten und auch im Konglomerat örtlich dünne Marmorbändchen bis dm-Dicke eingeschaltet, die ich 1940 beschrieben habe. Sie sind nicht selten in Verbindung mit Karbonat führenden Quarziten.

Hier muß erneut auf die Frage des Seitnerberg-Marmors eingegangen werden, da Schwinner 1951, Seite 193, diesen erneut als besonderen für stratigraphische Fragen wichtigen Typ hervorhebt. Ich habe schon 1940 darauf verwiesen, daß dieser Begriff gestrichen werden muß, da unter dem Namen dieses Marmors vom Seitnerberg (SO von Kalwang im Liesingtal) nur jene dünnen Linsen grobkristalliner Marmore in der Rannachserie gemeint sein können. Sie erlangen nirgends bedeutendere Mächtigkeit und Selbständigkeit in den Profilen.

Die Schlußfolgerungen Schwinner's auf ältestes Paläozoikum decken sich mit unseren Folgerungen hinsichtlich der Marmor-Grünschiefer-Gruppe, in denen fallweise auch ein beträchtlicher Gehalt von Quarzsand festzustellen ist. Jedoch sind diese Marmore mit denen der Rannachserie in keiner Weise gleichzusetzen.

Auffallend, aber nicht unbedingt charakteristisch, sind den Serizit-Quarzschiefern braune Pünktchen als Limonitreste nach Pyrit. Im gleichen Gebiet sind Quarzgänge mit oft recht großen Hämatittafeln, etwas Epidot, wenig Rutil nicht selten und auf das Verbreitungsgebiet der Gesteine der Rannachserie beschränkt.

Vom Gebiet des Rannachgrabens westwärts ist die typische Rannachserie bis an den Fuß des Triebenstein zu verfolgen. Ihr Verschwinden unter anderen Einheiten wird uns im tektonischen Teil noch beschäftigen.

Ostwärts können wir sie in tektonisch stark reduzierter Mächtigkeit bis Bruck a. M., südlich des Murtales verfolgen, während sie im nördlichen Ast der sigmoidalen Verkrümmung von Trofaiach nicht mit Sicherheit nachzuweisen ist.

Erst weiter ostwärts, am westlichen Blattrand des Blattes Mürzzuschlag, wird Rannachkonglomerat und Rannachschiefer, im Gebiet des Raxengrabens auch Tattermannschiefer von Cornelius als angehörig der Rannachserie ausgeschieden.

Da nun Cornelius 1935 die Möglichkeit der Gleichheit von Rannachserie und Silbersbergserie ins Auge faßte und in letzterer Grüngesteine als Diabasderivate auftreten, ergab sich bereits ein Zwiespalt in der Auffassung gegenüber der Rannachserie des Originalgebietes.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Während zahlreiche Konglomerate im Raume nördlich des Troiseckkristallins vollkommen mit dem typischen Rannachkonglomerat bis auf ihre geringere Durchbewegung übereinstimmen, kann ich für andere Typen im Mürztaler Raum diese Übereinstimmung nicht feststellen, da es sich um polymikte Konglomerate handelt, die auch eine andere Grundmasse aufweisen als das rein quarzitische Rannachkonglomerat. Auch die mit diesen verbundenen phyllitischen Gesteine finden eher ein Äquivalent in den Gemeinschaften der Grauwackenschiefer-Silbersbergserie.

Es scheint mir daher die Abgrenzung der Rannachserie auf Blatt Mürzzuschlag nicht mit der im Palten-Liesingtal übereinzustimmen, wofür auch der von Cornelius gebrachte Vergleich mit Konglomeraten südlich Rottenmann (1939), die nicht Rannachkonglomerat sind, spricht. Auch 1952 hält Cornelius an dieser Auffassung fest und hält seine Rannachserie für die Basis des Paläozoikums.

In den Gebieten östlich von Bruck tritt aber noch eine weitere Komplikation auf, die im Zuge der Thörler Kalke und der sie begleitenden Quarzite gegeben ist.

Wir müssen bei dieser Gelegenheit auf die umstrittene Frage dieses Zuges eingehen, da die im westlichen Gebiete auftretenden Quarzite (Plattlquarzite, Gaishorner Quarzite) als Trias ausgeschieden werden, aber gleichwohl in eigenartiger Beziehung zur Rannachserie stehen (Metz, V 1947).

Im Liesingtale stellen die Plattlquarzite gegenüber den Gesteinstypen der Rannachserie eine Sonderentwicklung dar, die aber mit der Rannachserie verknüpft ist und gleich dieser keine Aufschuppung in den übrigen Grauwackeneinheiten erfährt. Sie wurden daher mit der Rannachserie vereinigt.

Als die Studien weiter westlich, in den Quarziten der Antiklinale von Gaishorn vollkommene petrographische Gleichheit dieses Sondertypus eines Quarzites und überdies die Beimengung von Rauchwacken und Dolomitbändern ergaben, mußten diese Gesteine als Äquivalente der Semmeringserie ausgeschieden werden. Das Gleiche gilt wegen der petrographischen Gleichheit mit den Quarziten von Wald.

Daraus aber ergab sich die Frage, ob unter diesen Umständen der Plattlquarzit und die Gaishorner Serie der Rannachserie angegliedert werden dürfen, oder ob sie etwas von dieser Verschiedenes darstellen. Diese Frage konnte 1947 nicht entschieden werden.

Die Gleichheit der in Rede stehenden Quarzite mit denen von Thörl (b. Aflenz, NNO Bruck) führte zur Diskussion des umstrittenen Alters dieser und der Thörler Kalke-Dolomite, die aus lithologischen Gründen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

der zentralalpinen Trias zugeteilt wurden. Sie werden damit zu einem Analogon, des Semmering-Mesozoikums, was unleugbar nach der Auffassung Spengler's und der von Cornelius zu tektonischen Schwierigkeiten führt.

Die Wichtigkeit der Frage für die weitere Behandlung der Rannachserie veranlaßt dazu, schon jetzt darauf einzugehen.

Siehe dazu Karte, Profil 1, 2, Blatt Mürzzuschlag, Eisenerz, Leoben.

Cornelius faßt den Thörler Quarzit-Kalk-Dolomit-Zug als normal Hangendes des Troiseck-Kristallinzuges auf. Er kann daher vom Thörlerzug aus nicht kontinuierlich in das Semmering-Mesozoikum gelangen, da dieses tektonisch unter dem Kristallin liegt, wie sich aus den Kristallin-Deckschollen von Mattal und Drahtekogel ergibt (Cornelius, 1929, 36 und Blatt Mürzzuschlag).

Ohne Zweifel ist das für Cornelius ein wichtiger Grund, den Thörler Zug nicht als zentralalpine Trias, sondern als Karbon mit Gleichstellung zum Unterkarbon der Veitsch aufzufassen. Nach Spengler (1920) ist der Thörler Zug wohl Trias und das Hangende des Troiseckzuges, aber zu seiner Zeit war die östliche Fortsetzung noch nicht gut genug bekannt.

Ausgangspunkt der folgenden Erläuterung ist nun der Thörler Zug von Thörl ostwärts bis Thullin auf Blatt Eisenerz im Zusammenhang mit Spengler's Auffassung der Antiklinale von Hinterberg (1920).

Aus zweierlei Gründen kommt Spengler in große Schwierigkeiten bei der Entwirrung der Lagerung. Einerseits taucht der Thörlerkalk fensterartig unter dem Kristallin heraus, was für ihn als Hangendes des Kristallins schwierig zu deuten ist, anderseits faßt Spengler die schwarzen Schiefer, die zwischen den Kalken und Dolomiten auf dem Wege zum Toppelhof liegen, als Karbon auf (östlich des Aflenzer Mitterberges), weswegen er hier eine nach Süd überschlagene Antiklinale annehmen muß, in deren Kern dieses Karbon liegt.

Zur Überwindung dieser Schwierigkeiten stellt Spengler nun die Kalke des Fensters von Hinterberg als Angehörige einer südlichen Synklinale dar, die vollkommen nach Nord überstülpt ist, wie dies aus dem beigefügten Schema ersichtlich ist (Fig. 1).

Der ersten Unwahrscheinlichkeit der Deutung weichen wir schon dadurch aus, daß wir die schwarzen Schiefer als mitteltriadische Kapellener-Schiefer (Cornelius) deuten, wozu uns auch die Funde gleicher Schiefer im Mesozoikum von Kapfenberg berechtigen (Metz, 1947).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

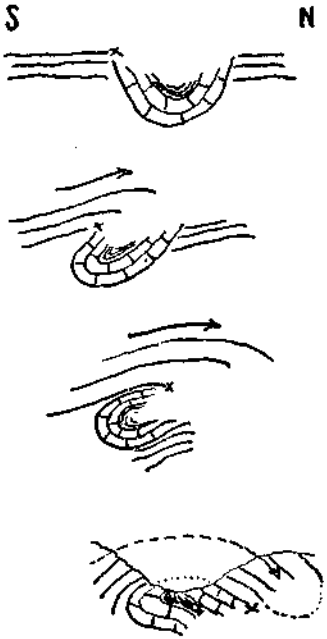


Fig. 1.
Skizze zur Erläuterung der Vorstellung Spengler's (1920) zur Antiklinale von Hinterberg.
Erklärung im Text.

Weiterhin ziehe ich die Konsequenz aus der stratigraphischen Gleichstellung von Thörlerzug und Semmering-Serie und fasse den Thörlerzug als das tektonisch Liegende des Troiseck-Kristallins auf, dessen synklinale Lagerung einen entweder senkrechten oder nach Süd überschlagenen Nordflügel hat (Profil 1).

Das antiklinale Heraustauchen der Kalke bei Hinterberg gibt uns Einblick in den Bau dieses Nordflügels, dessen Trias in gepreßter und oft schon zerstörter antiklinaler Lagerung aus der Tiefe heraustaucht. Gestützt wird diese Deutung durch das von Cornelius aufgefundene Gewölbe des Arzkogels, westlich von Kapellen, in dessen Kern die liegenden Phyllite heraustauchen und dessen Achse genau in den Thörlerzug hineinzieht.

Auch durch diese Erklärungen können freilich die großen Unklarheiten der Lagerungsverhältnisse auf dem Arzkogel-Roßkogelkamm keine Lösung finden. Möglicherweise läßt sich jedoch eine solche durch den Gedanken von West- bzw. NW-Bewegungen anbahnen, auf welche mir einige um die N-S-Richtung streichende Faltenachsen im Roßkogelgebiet hinzudeuten scheinen (Flügel-Metz, 1951).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Was wir nun auf Blatt Mürzzuschlag der Rannachserie im Sinne der Fassung des Palten-Liesingtales zuordnen können, liegt stets mit Quarziten verbunden, die im westlichen Teil dem Thörlerzug zugehören (Pseudo-Semmering-Quarzit, Cornelius). Es ist die gleiche Verknüpfung, die uns auch weiter westlich begegnet (Metz, 1947).

Im Sinne der 1947 vorgetragenen Auffassung kann die Ausscheidung des Thörler Quarzites als Pseudo-Semmering-Quarzit demnach unterbleiben, da dieser ein volles Äquivalent des auf dem Semmering die Triasbasis darstellenden Quarzites bildet.

Wir können somit auf die Altersfrage der Rannachserie zurückkommen. Zunächst zeigt sich, daß der besondere Habitus der Quarzite von Thörl vollständig dem der Plattelquarzite des Mur-Liesingtales und dem der Antiklinalen von Wald und Gaishorn entspricht. Die Feststellung triadischen Gesteinsverbandes der Quarzite von Thörl deckt sich hiebei mit der Altersdeutung der bei Gaishorn gefundenen Rauchwacken und Dolomite im Verband mit den dortigen Quarziten.

Nach den Aufnahmen von Cornelius liegen die Quarzite von Thörl mit Gesteinen verknüpft, die er als Rannachserie anspricht und die auch nach meinen eigenen Beobachtungen der Rannachserie des Liesingtales entsprechen. In gleicher Weise zeigen sich auch die Plattlquarzite mit der Rannachserie verknüpft. Unterscheidend und störend für den unmittelbaren Vergleich wird allein stärkere Durchbewegung und Metamorphose im westlichen Gebiet.

Auf dem Semmering schließt sich der Semmeringserie eine Reihe von Quarzkonglomeraten und Serizitschiefern den Quarziten an, so daß ein Serienvergleich mit dieser Basis der Semmeringtrias naheliegt.

Bei der Behandlung der Altersfrage sollen keineswegs jene Argumente vernachlässigt werden, die z. B. Schwinner, zuletzt 1951, zur Annahme algonkischen bis altpaläozoischen Alters der Semmeringquarzite führten. Der von Spengler gezogene Schluß, die Quarzite könnten nicht mesozoisch, sondern eventuell unterkarbonisch sein, weil sie in den Prebichlschichten als Gerölle auftreten, scheint mir wenig stichhaltig zu sein (Metz, 1947, Seite 98). Gerade dieser Schluß aber wird zum wichtigen Argument Schwinner's.

Für die Altersstellung der Rannachserie ergibt sich demnach folgendes: Die Rannachserie muß älter sein, als die Granitbildung der Seckauer-Tauern, bei der die Biotit-Gneisgranite des Hochreichart-Typus entstanden sind (Metz, 1940). Ich möchte diesem Kristallisationsakt auch die Bildung der Leims-Frauengaben-Gneise des Liesingtales (Hammer, 1924) und die früher erwähnte Feldspatisierung in den Rannachquarziten angliedern.

Wenn die in den obigen Zeilen dargestellten Vergleiche von Gesteinen und Serien, sowie die tektonischen Überlegungen stimmen,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dann muß die Rannachserie des Liesingtales ein Äquivalent der quarzitisch-konglomeratischen Basisserie der Semmeringtrias sein. Sie ist nur stärker deformiert und etwas höher metamorph als diese. Die eindeutigen Reste eines primären Verbandes dieser Rannachserie mit den Gneisgraniten des Hochreichart-Stockes zwingen dann auch zur Annahme des alpidischen Alters jener letzten, graniterzeugenden Kristallisation der Seckauer Tauern.

Das Karbon.

In stratigraphischer Hinsicht ist zu den Erörterungen der letzten Jahre (z. B. Metz, 1940) über das Karbon der Grauwackenzone nichts hinzuzufügen, da keine neuen Fossilfunde neue Einstufungsmöglichkeiten ergeben.

Bezüglich des Unterkarbons scheint mir der Hinweis auf die Verschiedenheit des Faunencharakters der Veitsch mit ihren Beziehungen zu Mähren-Schlesien gegenüber dem Unterkarbon von Nötsch (Kärnten) von Bedeutung, da sich daraus eine trennende Schwelle im Raum der heutigen Zentralalpen ergibt.

Die in den vorigen Abschnitten ausgeführte stratigraphische Gliederung der phyllitischen älteren Schieferserien scheint mir einen wichtigen Hinweis auf eine ursprünglich transgressive Lagerung des Karbons über diesen zu ergeben.

Während die normalen Konglomerate des Karbon als reine Quarzkonglomerate monomikte Restschotter darstellen, konnte ich an zwei Stellen auch polymikte Konglomerate finden, für die eine Deutung als unmittelbare Transgressionskonglomerate auf der Hand liegt. Das eine Vorkommen liegt an der Sunkbrücke bei Trieben und ist 1940, Seite 174, erwähnt. Später fand ich einen besonderen Typus im Kaltbachgraben bei Bruck am orographisch rechtsseitigen Hangfuß. Grobe bis kopfgroße Rundlinge von Quarz, Aplit, Granit liegen in einer schiefrigen, teilweise auch kalkigen Matrix eingebettet. Die Mächtigkeit übersteigt nicht drei Meter.

Während noch im Raume von Kalwang das Karbon eingefaltet zwischen tiefen tektonischen Einheiten der Grauwackenzone unter der norischen Überschiebung liegt, verschiebt sich dieses Verhältnis, je weiter wir nach Westen kommen, immer mehr in dem Sinne, daß die tieferen Einheiten keine Einfaltungen von Karbon mehr zeigen, sondern sich dieses in immer mehr nördliche, heute tektonisch höher liegende verlagert, bis es im Ennstale unter dem Grimming bei St. Martin das hangendste Glied der Grauwackenzone wird, während die im Paltenraum noch mit Karbon verfalteten Einheiten jetzt als Ennstaler Phyllite ohne Spur eines solchen südlich davon liegen (Metz, 1951).

Daraus kann eine Transgression über ein anderes streichendes älteres, phyllitisches Grundgebirge abgelesen werden und eine jüngere

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tektonik, welche die Einfaltung in deren verschiedene Abteilungen besorgte, wobei die wesentlich schiefrigen Gesteine dabei sekundär parallel geschlichtet und die älteren Bauzüge souverän verwischt wurden.

Die Verbindung von phyllitischen Serien mit Karbon in den Ostalpen.

Sowohl im Grazer Paläozoikum wie auch in den Karnischen Alpen, im Turracher Gebiet, in der Grauwackenzone und möglicherweise auch im Rahmen der Wildschönauer Schiefer des Raumes Leogang—Saalfelden (Salzburg—Nordtirol) zeigt sich, daß mit älteren, zum Teil sicher silurischen Schieferserien (Grauwackenschiefer) Karbon verknüpft und eng verfaltet ist, ohne daß eine Spur der in den Ostalpen üblichen devonischen Kalkentwicklung vorhanden wäre.

In manchen Fällen erweist sich das Alter dieses Karbons als transgredierendes Visé, in Graz besteht auch die Möglichkeit, daß teilweise Oberkarbon vorliegt.

Es ergeben sich infolge des Fehlens eines deutlichen Hiatus in der Metamorphose und infolge der Ähnlichkeit der Schiefer beider Gruppen sehr bedeutende Schwierigkeiten der Abtrennung und die Karnischen Alpen haben die Größe der möglichen Fehlerquellen gezeigt.

Eine von mir im sogenannten Hochwipfelkarbon gefundene kleine Fauna erwies sich nach eingehender Bearbeitung durch Nekhoroshev (Leningrad, 1936) als Ordovicium. Dies zeigte, daß dieser Schieferserie alt- und jungpaläozoische Schichten angehören, und daß es sich empfiehlt, den neutralen Ausdruck Hochwipfelschichten für diese komplexe Schiefermasse zu gebrauchen.

Als besonderes Charakteristikum dieser letztgenannten Serie und als sicheres Zeichen für Unterkarbon wurde wie in den Karnischen Alpen, so auch in der Grauwackenzone das Auftreten von Lyditbrekzien angesehen. Ich möchte aber zu bedenken geben, daß entsprechend einer tektonischen Phase im mittleren Silur, vielleicht auch bis in das Gotlandium reichend (Seite 17 ff.) auch eine Aufarbeitung älterer Lydite bereits im Silur möglich ist. Ich möchte daher der Auffindung solcher Lyditbrekzien in den Grauwackenschiefern des Eisenerzer Gebietes nicht diese Bedeutung zulegen, wie dies Haberfelner (1935) und auch noch Heritsch, 1943 tut, sondern die Möglichkeit von deren silurischem Alter offen lassen.

Wie schon ausgeführt, bin ich der Auffassung, daß das Eisenerzer Gebiet möglicherweise zusammen mit dem Grauwackenschiefer auch Sandsteine des Karbons enthält, die faziell kaum vom Älteren mit den bisher gepflogenen Untersuchungsmitteln abzutrennen sind.

Fragen wir uns nun nach den Ursachen dieser auffallend häufigen tektonischen oder stratigraphischen Verknüpfung, zweier so altersverschiedener Schieferserien in den Ostalpen, so müssen wir auch nach

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dem Verbleib des stratigraphisch zwischen beiden zu erwartenden Devons suchen. Theoretisch lassen sich dafür mehrere Gründe angeben, die alle im Rahmen der untersuchten Gebiete einen Teil von Wahrscheinlichkeit in sich vereinen:

a) Das Devon kann primär fehlen. Hiefür kennen wir noch keinen Beweis.

b) Das Devon kann vor Ablagerung des Karbons der Erosion zum Opfer gefallen sein. Manche Verhältnisse im Grazer Paläozoikum scheinen örtlich eine solche Deutung zu unterstützen.

c) Das Devon kann in sandig-schiefriger Fazies entwickelt sein, allenfalls mit bedeutend reduzierter Mächtigkeit gegenüber der gewohnten Kalkentwicklung. Auch hiefür gibt es im Paläozoikum von Graz Anhaltspunkte, die zur Zeit Gegenstand des Studiums sind (siehe dazu Fall d). Es taucht aber auch die Frage auf, ob nicht darin eine Lösung des Problems der in den Karnischen Alpen so mächtigen Hochwipfelschichten gelegen sein kann.

d) Beide Schieferserien können durch tektonische Vorgänge, Überschiebungen, zusammengeraten sein, wie dies für die Verhältnisse von Eisenerz recht einleuchtend erscheinen würde. Im Paläozoikum von Graz bereitete aber gerade diese Art des Versuches einer Auflösung des Baues westlich der Mur eine Vermehrung der Schwierigkeiten, weswegen von dieser Lösung hier Abstand genommen werden mußte. Gerade hier aber gelang 1950 Nebert der Fund devonischer Favositen in dünnen Kalkbändern, die in einer Schiefer-Sandsteinbegleitung vorliegen. Es ist dies der erste paläontologisch fundierte Hinweis für das Auftreten einer kalkarmen, dafür aber Schiefer, Sandstein und Quarzite führenden Fazies des Devon, die in den Ostalpen noch unbekannt ist und unserem Fall c) entsprechen kann.

Da das Auftreten einer takonischen Bewegungsphase sowohl zeitlich wie räumlich in den nördlichen Alpen recht bedeutend gewesen sein muß, wie auf Seite 17 ff. ausgeführt wurde, kann auch mit einer Verlagerung des devonischen Sedimentationsraumes gegenüber dem ordovicisch-untergotlandischen gerechnet werden. Damit erscheint aber auch eine Begründung für die Annahme örtlichen Fehlens von Devon (Fall a) gegeben.

Der Neufund im Grazer Paläozoikum rückt auch die Salbergbrekzie und ihre Äquivalente neuerlich in das Blickfeld (Seite 16) und läßt die Möglichkeit zu, daß es sich hier um eine noch unbekannte Devonfazies handelt. Doch liegen derzeit gegenüber der schon referierten Deutung noch keine konkreten Anhaltspunkte hiefür vor.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Gotland-Devonkalke (Erzführende Kalke).

In stratigraphischer Hinsicht läßt sich zu dem, was bereits aus der Literatur bekannt ist, nichts mehr hinzufügen. Ich verweise nur auf die ausgezeichneten Darstellungen von Hießleitner, 1929 und 1931 und auf die besonders die Vergleichsmöglichkeiten mit den Karnischen Alpen berücksichtigenden Ausführungen von Haberfelner, 1935. Haberfelner versucht vor allem, die von ihm erkannte fazielle Aufteilung devonischer Riff- und Flaserkalke auch tektonisch auszuwerten. Die Auffassung, daß Riff- und Flaserkalkfazies auf getrennte tektonische Einheiten verteilt seien, läßt sich aber nach meinen Erfahrungen nicht vollständig aufrecht erhalten, da letztere z. B. im Zuge des Zeyritzkampel weder tektonisch selbständig sind, noch mit einer besonderen Silurfazies in Verbindung stehen, wie Haberfelner dies im Eisenerzer Gebiet für gegeben hält.

Während von Eisenerz nach Osten zu bis an den Semmering die Gotl.-Devonkalke in einer wenn auch oft stark reduzierten Mächtigkeit zu verfolgen sind, schienen nach den bisherigen Aufnahmen diese Kalke der oberen Einheiten der Grauwackenzone bei Gaishorn ihr Ende zu finden. In kompliziertem Bau, verfaltet und verschuppt mit Porphyroid streichen sie bis an die Mödlinger Hütte auf der Treffner Alm und schwenken vom Spielkogel an südwärts. Ihre letzten aus dem Zusammenhang gelösten Schüblinge stecken mit N-S-Streichen in feinschichtigen Grauwackenschiefern unmittelbar nördlich von Gaishorn. Sie gehören hier der Querstruktur von Gaishorn an (Metz, 1951).

Wie die Aufnahmen der letzten Jahre zeigten, ist aber ihr westliches Ende hier noch nicht erreicht, denn der auch morphologisch auffallende Kalk-Dolomitzug südlich des Paltentales zwischen Edlach und Rottenmann und weiter über die Strechen westwärts muß diesen Erzführenden Kalken zugerechnet werden. Auf Blatt Admont—Hieflau ist dieser Zug von Hammer als Karbon ausgeschieden, auf Blatt Liezen erscheint die Fortsetzung unklar. Nur die Kalke des Zuges Blosen—Hohe Trett sind von Vacek als altpaläozoisch erkannt.

Was wir von einer Gesteinsgruppe für ihre Zuweisung zu einer bestimmten Serie verlangen, wenn keine Fossilfunde vorliegen, das zeigen uns die erwähnten Kalke mit ihrer Schieferbegleitung südlich des Paltentales. Ihre Fazies unterscheidet sich deutlich von der des Karbons. Wir finden neben graublauen, plattigen Typen auch in besonders großem Maße gelblich-graue feinkörnig kristalline Kalke, schlecht gebankt, oft etwas klotzig und vielfach so stark eisenschüssig, daß die Vermutung naheliegt, daß es sich um Äquivalente der stets sedimentär eisenreichen Kalke des Gotlandiums (entsprechend dem Kok-Kalk der Karnischen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Alpen) handelt. Daneben kommen etwas flaserige, gelbliche Kalke in schmalen Zügen vor, deren graugrünliche schiefrige Häute ihre vollen Analoga im Eisenerzer Gebiet haben. Graue bis stumpf braungraue dolomitische Partien, mit stark splitterigem Bruch, sind als seltenere Einschaltungen zu erwähnen.

Die Schiefergesellschaft, in der diese Kalkgemeinschaft eingebettet liegt, setzt sich aus grauen, serizitführenden Schiefern, schwarzen, eisenschüssigen Schiefern mit zahlreichen Zügen von Kieselgesteinen, auch echten Lyditen und grauen Quarziten zusammen. Es ist unverkennbar die typische Fazies der Grauwackenschiefer und die von Brandecker (1949) ausgeführte Kartierung westlich der Strechen bis zur Gullingbachfurche bei Aigen im Ennstal bestätigt diese Zuordnung.

Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse.

In all jenen Gebieten, in denen die Serie der Grauwackenschiefer oder deren Äquivalente nachweisbar waren, ergaben die Untersuchungen das Vorhandensein ordovicischer sowie auch eingefalteter gotlandischer Gesteinsgruppen, wobei das Ordovicium einen sehr wesentlichen Bestand dieser Serie ausmacht. Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch kambrische und vielleicht auch vorpaläozoische Schiefer (Phyllite) am Aufbau der Grauwackenschiefer teilnehmen. Die stratigraphische Unterkante des Schichtstoßes ist jedoch noch unbekannt. Die tektonische Beimengung z. T. diaphtoritischer Altkristallinschuppen, die zusammenfassend von Cornelius 1941 dargestellt wurden, spricht dafür, daß diese Serie über älterem Kristallin abgelagert wurde.

Die Diskussion der Phyllitbrekzien des Dürrenschöberlzuges ergab unmittelbare Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer alpinotypen Faltung und Phyllitisierung, die älter als mittleres Silur ist. Es kann hier eventuell an die assyntische Faltung zu Beginn des Paläozoikums gedacht werden. Eine andere Vermutung, der auch Heritsch 1943, 7, allerdings mit anderen Argumenten schon Ausdruck verliehen hat, bezieht sich auf die sardische Faltung.

Die grobklastischen Gesteine der Grauwackenserie im Dürrenschöberlzug schreiben wir der takonischen Phase zu, der wir allerdings hier eine bis in das Gotlandium hinein reichende Aktivität zubilligen müssen. Nach den nunmehr vorliegenden Beobachtungen kommt dieser Faltungsphase in den nördlichen Ostalpen, mit Einschluß des Grazer Paläozoikums, eine größere Bedeutung zu, als das in den Südalpen (Karnische Alpen) der Fall ist. Die unruhige, lückenhafte oder auffallend schmächtige Entwicklung des Gotlandiums wird mit ihr in Zusammenhang gebracht.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Das Resultat der takonischen Bewegungen dürfte eine Neuordnung der Sedimentationsräume gegenüber den älteren kambro-ordovicischen sein, wobei es dann auch zu neuer, nun kalkbetonter Faziesentwicklung kam.

Unmittelbare Hinweise im Grazer Paläozoikum deuten darauf hin, daß im Devon außer den bekannten Riff- und Flaserkalkentwicklungen auch noch schieferbetonte Kümmerfazies vorhanden sind. Örtlich kann auch mit primärem Fehlen des Devon gerechnet werden.

Die Serie der Grauwackenschiefer entspricht der Serie IIIb Schwinner's (Wildschönauer Schiefer), nur fehlt dem Begriffsinhalt unserer Serie vollständig der dort als charakteristisch gegebene schwach phyllitische Zustand der Gesteine. Das ergibt sich daraus, daß wir die einwandfreien stratigraphischen Äquivalente dieser Serie auch in typisch quarzphyllitischem Zustand wieder fanden, jenem Zustand von Deformation und Metamorphose, der der Serie IIIa Schwinner's entspricht.

Da ihre Äquivalente zusammen mit gotlandischen Gesteinsgruppierungen auch im Hochkristallin, in den mesozonalen Schichtserien der Wölzer Tauern auftreten, ergibt sich, daß für diese Serien keine regionale Konstanz der Metamorphose besteht.

Wir müssen wegen dieser Befunde, denen ähnliche aus anderen Teilen der Ostalpen an die Seite gestellt werden können, jene stratigraphischen Schemen ablehnen, welche einen bestimmten Metamorphosezustand für die stratigraphische Einordnung verwenden (z. B. Schwinner's Seriengliederung, 1929, und Staub, 1948).

Diesem Ergebnis entsprechend und wegen der Möglichkeit der stratigraphischen Unterteilung der ehemals in der Grauwackenzone als „Quarzphyllit" bezeichneten Gesteinsfamilien, müssen wir auch den Terminus „Quarzphyllit" seines bisher üblichen stratigraphischen Inhaltes entkleiden. „Quarzphyllit" ist eine Prägungsbezeichnung im Sinne der Definitions Sander's 1929: Quarzphyllit ist eine durch Durchbewegung zu alpinen Phylliten, besser Phylloniten gewordene nachkristalline Fazies vormesozoischer Gesteine.

In der steirischen Grauwackenzone finden wir in der alten Quarzphyllitgruppe: wahrscheinlich vorpaläozoische Gesteine, Äquivalente der Serie der Grauwackenschiefer, Rannachserie als mögliches Semmering-Mesozoikum, Altkristallin verschiedener Provenienz.

Es gelang die Feststellung, daß die charakteristische Schiefer-Kalk-Fazies des ostalpinen Gotlandiums auch in den mesozonalen Brettsteinserien vertreten ist, so daß mit einiger Sicherheit wenigstens für das Gotlandium die Vertretung der altpaläozoischen Kalkfazies in den Brett-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

steinmarmoren festgelegt ist. Doch werden die Brettsteinmarmore nicht als stratigraphisch einheitliche Serie, sondern als eine komplexe, sekundär durch Tektonik und Metamorphose zusammengeschweißte Gesteinsgruppe aufgefaßt.

Vermutungsweise kann auf Grund einzelner Vergleichsbegehungen auch das Vorhandensein von Paläozoikum in den Marmoren der Glein- und Stubalpe bzw. des Angerkristallins angedeutet werden.

Eine Reihe ungelöster Fragen knüpft sich an das Blasseneckporphyroid der nördlichen Abteilung der Grauwackenzone. Abgesehen von den schon im Text angedeuteten Unsicherheiten (S. 21) erhebt sich das regional bedeutsame Problem, warum diese Porphyrergüsse nur in der nördlichen Abteilung der Grauwackenzone (auch in Nordtirol, Kitzbühel), nicht aber in der südlichen, auftreten, in der doch ebenfalls gleichalte Schiefergesteine (Grauwackenschiefer) vorliegen. In der Grauwackenzone tritt das Blasseneckporphyroid nur dort auf, wo auch die reiche Entwicklung des Paläozoikums vorhanden ist. Das spricht für Sonderbedingungen seiner Intrusionen bzw. Ergüsse.

Was sonst noch in der Literatur als Porphyroid erwähnt wird, ist meist sehr unbedeutend, und seine Beziehung zum Blasseneck-Porphyroid ist fraglich. In vielen Fällen erscheint die Natur als Porphyroid überhaupt problematisch zu sein. Auch hier fehlt eine regionale Bearbeitung.

Schließlich wird der Serieninhalt und die stratigraphische Stellung der Rannachserie einer eingehenden Diskussion unterzogen. Die Rannachserie nimmt in der Grauwackenzone eine tektonische Sonderstellung ein und läßt sich faziell mit keiner der übrigen Schichtfolgen vergleichen. Auch das Konglomerat selbst unterscheidet sich vom Typus der Konglomerate der alten Serien. Faziell ist jedoch eine Anschlußmöglichkeit an die Semmeringserie gegeben. Es wird daher in Erwägung gezogen — nicht aber apodiktisch behauptet —, daß die Rannachserie eine permisch-mesozoische Vertretung der Basis des Semmering-Mesozoikums darstellt. Gestützt wird diese Auffassung durch die Vergleiche mit den Quarziten von Thörl, Wald und Gaishorn, für welche mesozoisches Alter in zentralalpiner Fazies erwiesen ist.

Schlußfolgerungen aus der stratigraphischen Seriengliederung ergeben sich bei tektonischen Überlegungen über die Grauwackenzone, die im folgenden Abschnitt gegeben werden.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ÜBERSICHT ÜBER DIE TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DER STEIRISCHEN GRAUWACKENZONE.

Allgemeiner Überblick.

Die in den vorangegangenen Abschnitten dargestellte stratigraphische Neuordnung der phyllitischen Serien enthält gegenüber den bisherigen Kenntnissen mehrere Gesichtspunkte, die für unsere tektonischen Auffassungen von beträchtlicher Tragweite sind. Besonders wichtig erscheint hiebei, daß die Gruppe der Grauwackenschiefer und die unter dem Terminus „Quarzphyllit" zusammengefaßten Schieferserien sich stratigraphisch nicht zur Gänze ausschließen, so daß einander entsprechende Glieder in beiden Schieferabteilungen auftreten. Hieher gehört auch die Erkenntnis, daß Teile der Brettsteinserie im Rahmen der Wölzer Glimmerschiefer stratigraphisch dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone entsprechen. Umgekehrt liegen in der tieferen Einheit der Grauwackenzone auch tektonisch stark reduzierte Schuppen und Fetzen dieser kristallinen Massen vor.

Durch die eingehend begründete neue Interpretation der Rannachserie erscheint auch diese in einem neuen tektonischen Licht, gänzlich abweichend von der noch bei Schwinner 1951 gegebenen Deutung.

Diese stratigraphischen Resultate erlauben überdies, die Grauwackenzone unmittelbar genetisch mit dem ihr benachbarten Wölzer-Kristallin und auch mit dem Semmering-Mesozoikum zu verbinden und sie so ihrer tektonischen Isolierung innerhalb der nordöstlichen Alpen zu entreißen. Schließlich gestatten diese Studienergebnisse auch einen besseren Einblick in die vierte Dimension der Geologie, den Zeitablauf, und wir gewinnen eine bessere Tiefenschärfe zur Beurteilung des mehraktigen Werdeganges dieses Gebirgsstückes.

Eine Überschau über neuere Karten und Profile der steirischen Grauwackenzone zeigt uns gebietsweise eine enorme Auflösung des Gesteinsverbandes in Schuppen und Linsen. Eine solche ist im mittleren Abschnitt im Raume von Bruck—Leoben bis in das Liesingtal klar ausgeprägt (Metz 1938, 1940). Diese Zone läßt sich charakterisieren durch steilflächige, zerscherte isoklinale Faltengebilde vom 1 cm- bis zum 10 m-Bereich und durch steile, vielfach spitzwinkelig zum vorgegebenen s durchreißende Einzelflächen oder Flächenscharen, an denen die kartenmäßig darstellbare Zerschuppung erfolgte. Auch die Rannachserie ist im genannten Raume in diese zumeist steil N-fallende Schuppenzone einbezogen. Im tektonisch Hangenden nordwärts jedoch tritt an Stelle dieser steilflächigen Schuppentektonik der mächtige Bau der Eisenerzer Zone mit ihrem kalkreichen Altpaläozoikum und der Porphyroidplatte. Zwischen den beiden Einheiten liegt die als norische Über-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schiebung bekannte regionale Abscherungsfläche, die den vornehmlich variscischen Innenbau der Eisenerzer Zone tektonisch über das tiefere Stockwerk brachte.

Hier herrscht flacheres Einfallen der Gesteine, größer sind die Mächtigkeiten der tektonischen Teilglieder und großzügiger ist der Bau. Der alte variscische Innenbau erfährt wohl örtlich beträchtliche tektonische Umgestaltungen zu alpidischer Zeit, bleibt jedoch zum großen Teile erkennbar erhalten. Im Gegensatz dazu trägt die untere Einheit dominierend den Stempel alpidischer Einengungstektonik, wie die Einbeziehung der triadischen Quarzite in ihren Deformationsplan zeigt. In der tieferen Einheit zeigt sich zwischen Leoben und dem Ennstal noch eine weitere Eigenart der tektonischen Entwicklung: Der Streifen stärkster Einengung (mit Schuppung), der noch bei Leoben alle Glieder bis an das südliche Kristallin heran erfaßt, verlagert sich in seinem Fortschreiten gegen NW mehr in das Hangende, so daß die südliche Rannachserie in ihm schließlich nicht mehr einbezogen ist. Der Streifen maximaler alpidischer Einengung verläuft hier spitzwinkelig diskordant zum eigentlichen Streichen der Gesteinszüge. Er erlöscht im NW an der Querstruktur von Treglwang—Gaishorn, die 1951 (Metz) näher behandelt wurde. Eine Fortsetzung findet sich erst jenseits dieses Querbaues bis in das Ennstal bei Liezen. Ein südlicher Streifen wird durch die jungalpidische Tektonik der Bösensteinmasse unterbrochen und setzt aus dem Raume des Triebenstein gleichfalls bis in die Ennstaler Berge fort.

Im östlichen Abschnitt finden wir einen solchen Streifen nördlich der Mürz über Thörl, die Turnauer Talung und Kapellen streichend.

Diese Einengungsstreifen werden mehrfach von solchen querstreichenden Zonen unterbrochen. Wie hier durchgeführte tektonisch-analytische Untersuchungen (Flächen- und Achsengefüge im Profilbereich, Sander 1948, l. c.) zeigten, wird in diesen Querstrukturen die zeitliche Aufeinanderfolge mehrerer Prägungsakte (präalpidisch-alpidisch) mehrfach besonders erkennbar. Es zeigt sich hier besonders deutlich, daß mit der Behauptung alpidischen oder variscischen Alters von Hauptüberschiebungen oder von einzelnen Zonen für die tektonische Erkenntnis noch nicht viel gewonnen ist, besonders wenn solchen Behauptungen nur Analogien zugrundegelegt werden (Thurner, 1947). Die Verhältnisse sind zu kompliziert, als daß sie durch einfache Formulierungen, die regionale Gültigkeit beanspruchen, erfaßt werden könnten.

In den Zonen der Haupteinengung selbst sind dagegen in den unter der norischen Abscherungsfläche liegenden Schuppen die voralpidischen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Strukturen weitgehendst gelöscht, so daß allein das Flächen- und Achsengefüge der alpidischen Bauakte bestimmend wird. Ältere Strukturzüge zeigen sich hier jedoch durch die Spuren höherer voralpidisch erworbener Metamorphose mit Diaphtorese (Phyllonite und Diaphtorite). In der oberen Abteilung (Eisenerzer Zone) dominiert hingegen der alte Bau. Doch ist auch in ihm, gebietsweise sehr bedeutend, eine alpidische, oft renegante Überprägung vorhanden.

Wir wissen heute, daß die schiefrigen alten Gesteinsmassen bis zum Ordovicium herauf (Grauwackenschiefer) schon voralpidisch sogar auch prävariscische Prägung erlitten haben, die sie teilweise zu Phylliten umwandelten (S. 16). Daß aber auch zu alpidischer Zeit die Bedingungen zu solchen Prozessen gegeben waren, beweisen die mesozoischen Quarzite mit ihren Serizitschiefern, und daß dieser Metamorphose eine mechanische Deformation entsprach, läßt sich ebenfalls zeigen. Gleiches gilt schließlich auch für die durch ihre Pflanzenführung als höchstes Oberkarbon kenntlichen Graphitschiefer und Konglomerate-Sandsteine des Zuges von Kaisersberg—Leims, und weiter westlich an der Basis des Triebenstein (Graphitwerk Sunk bei Trieben).

Da für viele der kalkführenden Züge des Karbon Visé-Alter angenommen werden muß, ist für diese rein alpidisches Prägungsalter nicht unmittelbar beweisbar, wenn auch sehr wahrscheinlich.

Petrographisch ergibt die Überschau über die Gesteine der unteren Grauwackeneinheit eine allgemeine epimetamorphe Prägung, in der aber die Kristallisation die Teilbewegungen im Gefüge vielfach überdauert. Die epimetamorphe Prägung zeigt sich hiebei strichweise besonders heftig und führt örtlich zur Bildung von Porphyroblasten von Chlorit, Epidot, Muskowit, Albit, Kalzit. Solchen Zonen entspricht auch die reichliche Vererzung, welche mit der metasomatischen Eisen- und Magnesium-Paragenese auch sulfidische Erze brachte, deren Gangarten der übrigen metamorphen Paragenese entsprechen (Metz, 1937).

Die Vererzung wird demnach hier dem alpidischen Zyklus angeschlossen, dem die Faltung und Schuppung, eine Phyllitisierung, die Diaphtorese, die norische Überschiebung und auch eine beträchtliche Kristallisation und Tektonik im südlich anschließenden Kristallin, sowie auch ein wichtiger Anteil der oberflächennahen Tektonik in den nördlichen Kalkalpen entspricht.

Die jüngeren alpidischen Bewegungen (Weyrer Tektonik und jünger) sind ausschließlich postkristallin, brachten nur Mylonitisierungen und gebietsweise postkristalline grobe Faltung mit sich.

Die tektonischen Beziehungen der Grauwackenzone zu ihrer Nachbarschaft im N und S lassen sich aus den vielgestaltig entwickelten

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Grenzgebieten ablesen, deren Studium erst ein Eindringen in weiter gespannte regionaltektonische Zusammenhänge erlaubt.

Die norische Überschiebung.

Die wesentlichste und regional am meisten ins Auge fallende tektonische Bahn in der steirischen Grauwackenzone stellt die norische Überschiebung dar. Sie trennt zwei mächtige, als tektonische Großeinheiten zu bezeichnende Gesteinspakete voneinander, die aber neben vielen Unterschieden des Gesteinsbestandes auch manche Gemeinsamkeit aufweisen.

Die hangende Einheit, im mittleren Abschnitt in der Eisenerzer Zone repräsentiert, zeigt eine vollständige altpaläozoische Serie und in ihrer stratigraphischen Fortsetzung an ihrer Basis eine mächtige Schieferserie, die wir als Grauwackenschiefer kennen gelernt haben. Variscischer Innenbau dieser Einheit wird allgemein anerkannt. Vielfach findet sich an der Basis auch tektonisch eingeschupptes Altkristallin (Cornelius, 1941). Durch die norische Überschiebung von ihr getrennt ist die tiefere Einheit charakterisiert durch das graphitführende Karbon, zentralalpine Trias, Rannachserie und eine erhebliche Menge höher metamorpher Gesteinsgruppen mit Abkömmlingen von Altkristallin. Auch hier finden sich Spuren präalpidischer Tektonik.

Auch in der tieferen Einheit lassen sich die Äquivalente der Grauwackenschiefer erkennen, obwohl sie zumeist stärker umgewandelt sind und auch die Altkristallinschollen lassen sich auf jene der höheren Einheit beziehen.

Die norische Überschiebung läßt sich vom Semmering her, nur durch jungalpidische Tektonik unterbrochen, bis in das Paltental am Fuße des Triebenstein verfolgen, wo sie infolge einer Gesamtänderung des Bauplanes ihr Ende erreicht. Da an dieser Bauplanänderung die Querstrukturen von Treglwang-Gaishorn maßgeblich beteiligt sind, werden die hier herrschenden Verhältnisse im nächsten Abschnitt mitbesprochen.

Die norische Überschiebung stellt in ihrem Effekt ohne Zweifel eine Überschiebung der altpaläozoischen Serien über die untere tektonische Einheit dar. Die von Cornelius dargestellten altkristallinen Schuppen dürfen als Zeichen der Abscherung dieser Massen von einem präpaläozoischen kristallinen Untergrund aufgefaßt werden.

Das Karbon und die zentralalpine Trias der Liegendeinheit liegen im Verband mit Schiefern mit Ordovicium, vielleicht sogar auch Gotlandium, während geosyklinales Altpaläozoikum völlig fehlt. Aber die Basis ist stratigraphisch und faziell den Grauwackenschiefern der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

oberen Einheit völlig gleich. Dies wurde infolge ihrer höheren Metamorphose und ihrer Erscheinungsweise als Quarzphyllit bisher nicht erkannt.

Der Unterschied zwischen beiden Einheiten läßt sich also formulieren: Über einer bis in das ältere Ordovicium faziell gleichen Basis wurde im Raume der höheren Einheit mächtiges Altpaläozoikum, in der tieferen Abteilung nur Jungpaläozoikum und zentralalpines Mesozoikum abgelagert. Karbon und Trias liegen ohne Zweifel transgressiv und entsprechend bewiesener alter Tektonik auch diskordant ihrer alten Basis auf. Hier muß also das Altpaläozoikum schon primär gefehlt haben. Es kann nicht von der heutigen tieferen Einheit vorkarbonisch abgeschert worden sein, da ja die Schieferbasis des Altpaläozoikums in der höheren Einheit noch vorhanden ist.

Bezeichnenderweise fehlt in der tieferen Abteilung auch jede nachweisbare Spur des als tief-ordovicisch anzusehenden Porphyroids des Blassenecktypus, der in der oberen Einheit ein besonderes Charakteristikum darstellt.

Die aus diesen Verhältnissen zu ziehenden Schlußfolgerungen sind doppelter Natur: Einerseits handelt es sich hier um zwei verschiedene Sedimentationsräume, welche gleichwohl bis in das Ordovicium herauf eine annähernd gleiche Entwicklung aufweisen. Weiterhin aber darf gefolgert werden, daß sich der geosyklinale Einbruch der altpaläozoischen Sedimentationswanne im einen Teilraum unter Erguß des alten Quarzporphyrs vollzog, während der andere Teilraum Hochscholle blieb. (Die daraus in Erwägung gezogene Folgerung, siehe Seite 53.)

Das Altpaläozoikum wurde in variscischer Zeit gefaltet und es sind genügend Gründe vorhanden, variscische Faltung auch in der tieferen Einheit anzunehmen. Diese Faltung blieb im oberen Stockwerk noch baubestimmend erhalten, ist jedoch infolge des Fehlens starrer und mächtiger Blöcke im unteren Stockwerk durch die spätere alpidische Einengung bis auf letzte Spuren vollständig überwältigt worden.

Es kann nicht zweifelhaft sein, daß durch diese variscische Tektonik das örtliche Verhältnis beider verschiedener Sedimentationsräume einer entscheidenden Veränderung unterlegen hat, und daß hier bereits eine Anlage zu zwei auch tektonisch verschiedenen Baustücken geschaffen wurde. Mit dieser Feststellung kommen wir nun zur Altersfrage der norischen Überschiebung.

Hier stehen der Behauptung über deren variscisches Alter zahlreiche Äußerungen gegenüber, welche sie dem alpidischen Bauzyklus zuweisen.

In Fortsetzung der soeben erörterten Gedankengänge kann die heutige norische Überschiebung als Abscherungsfläche einer varisci-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schen Annäherung beider Sedimentationsräume gegeneinander ihre Entstehung verdanken. Aus den später näher zu erörternden Verhältnissen in der Querbauscholle Eisenerz—Reiting geht hervor, daß hier eine um die N-S-Richtung schwankende Achse vorherrscht und das Gleiche läßt sich für die alten Achsenrichtungen bei Treglwang-Gaishorn und auf dem Dürrnschöberl festlegen. Diese variscischen Strukturen sind aber älter als die quer dazu verlaufende Fläche der norischen Abscherung, die also einem jünger variscischen Bauakt angehören kann.*)

Darin liegt ein Hinweis auf eine zeitliche Unterteilung in mehrere variscische Bauphasen, wie dies auch aus anderen Umständen hervorgeht: So liegt z. B. schon das Visé der Grauwackenzone über einem älteren Bau. Das jüngere Oberkarbon ist dagegen limnisch entwickelt mit stark grobklastischer Einstreuung und nahm wohl infolge jüngerer Bodenbewegungen vor dem Oberkarbon einen etwas anderen Sedimentationsraum ein.

Die sich aus diesem Gedanken ergebende Aufeinanderfolge der Bauakte ist in dem baugeschichtlichen Schema am Schlusse dieser Arbeit zusammengestellt.

Jedenfalls trennt die norische Überschiebungsfläche auch heute noch zwei verschieden zusammengesetzte alte Sedimentationsgebiete voneinander. Trotzdem war noch die Möglichkeit des Absatzes von Oberkarbon, der triadischen Quarzite und Rauchwacken und des Semmering-Mesozoikums gegeben. Dieses zentralalpine Mesozoikum erscheint heute vollkommen in den Falten-Schuppenbau der tieferen Einheit einbezogen, woraus sich ergibt, daß diese Faltung und intensive Einengung ein Produkt alpidischer Baugestaltung ist. Es zeigt sich hier, daß dieses zentralalpine Mesozoikum ebenso regional ausgedehnt, wie es die norische Überschiebungsfläche ist, von den älteren Gesteinen der Grauwackenzone überfaltet und überschoben ist.

Im Großen gesehen, schlingt sich dieser Streifen alpidischer Tektonik nördlich der Baustücke des südlichen Kristallins mit einem nach N konkaven Bogen vom Semmering bis in das Ennstal, wobei zugehörige Achsenrichtungen (B-Achsen als Faltung und gleichlaufendes Scherungs-B) diesem Bogen entsprechen. Die streifenförmig angeordneten Intensitätsmaxima laufen nun dem heutigen Ausstrich der norischen Überschiebung parallel, zumeist unmittelbar an ihn anschließend und zwischen Lamingtal und Trofaiach und auch nördlich des Liesingtales kann beobachtet werden, wie hier die Gesteine beider Großeinheiten miteinander verschuppt sind (Hauser, 1938, 236).

*) Cornelius hält die norische Überschiebung für saalisch oder pfälzisch. Auch v. Gaertner (1934, 254) hält am variskischen Alter fest.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Daraus geht hervor, daß die alte norische Abscherungsbahn später auch in den alpidischen Einengungsvorgang miteinbezogen wurde, teils mitgefaltet, teils aber zu einem breiten Schuppenstreifen umgewandelt wurde*). Die norische Abscherungsbahn aus jungvariscischer Zeit erfuhr so alpidisch eine Neugestaltung, die örtlich soweit ging, daß sie durchaus den Stempel alpidischer Tektonik erhielt.

Mit diesem Befund läßt sich auch vereinen, daß in der nördlichen Einheit oft beträchtliche alpidische Überprägungen des variscischen Baues festzustellen sind. Auch die Verhältnisse am NW-Ende der norischen Überschiebung (nächster Abschnitt) müssen hier in Betracht gezogen werden.

Im Bereich der Trofaiach-Linie haben jungalpidische Bewegungen noch bedeutende Bauveränderungen geschaffen, die ebenfalls im nächsten Abschnitt zur Behandlung kommen.

Querstrukturen und jungalpidische Bewegungen (Weyrer Tektonik).

In der Grauwackenzone gibt es eine größere Anzahl querstreichender Bauelemente verschiedenster Größenordnung. Die größte Querstruktur liegt im mittleren Abschnitt in der gewaltigen Scholle des Reiting vor, die von Stini (1931) als Gößeck-Insel bezeichnet wurde. Eine weitere Struktur ist bei Treglwang-Gaishorn bekannt, deren regionale Bedeutung noch zu besprechen sein wird. In den meisten der größeren Querbauelemente gelang es, alte voralpidische Bauanlagen zu finden, während die zahlreichen kleineren Strukturen auf jungalpidische Querstauchungen zurückzuführen sind (Flügel-Metz, 1951). Die Untersuchungen zeigten, daß überall dort, wo voralpidische Querbauelemente vorliegen, eine beträchtliche Verschärfung dieser Bauzüge durch jungalpidische Bewegungen erzielt wurde.

Über die Querstruktur von Treglwang-Gaishorn wird hier nur kurz referiert, da diese bereits Gegenstand einer eingehenden Erörterung (Metz, 1951) war. Die Untersuchungen ergaben hier eine mit großer Wahrscheinlichkeit voralpidische B-Richtung in NNW, die auch auf einem bereits verstellten und wohl gefalteten s geprägt wurde. Überdies erwiesen Funde bei Treglwang, daß in den Grauwackenschiefern auch bereits vorvariscische Spuren von Faltung und Metamorphose vorliegen (Seite 16).

*) Auch Cornelius vermerkt 1952 den schuppungsartigen Charakter der norischen Überschiebung und fügt hinzu, daß in den Schiefern geradezu Übergänge vorgetäuscht werden. Das kann auch nach den mir vorliegenden Beobachtungen im Ostabschnitt als ein Hinweis auf eine allmählich gegen oben abklingende Metamorphose aufgefaßt werden (Metamorphose und Einengung als gemeinsamer Vorgang).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Alpidisch ist in diesem Stück eine NW-streichende Achse, entsprechend der im ganzen Liesing-Paltental, wie auch in den südlichen Gneiszonen der Sekkauer Tauern entwickelten dominierenden B-Achse im NW-Quadranten.

Das heutige Bild des Querbaues wird ganz entscheidend beeinflußt von jungalpidischen (nach Ampferer, 1931 und auch nach meinem Dafürhalten, nachgosauischen) Bewegungen, welche die alten Massen der Grauwackenschiefer teilweise über die Trias-Quarzite von Gaishorn (Flietzenschlucht, Metz, 1947) und auch das westlich anschließende Karbon beförderten. Dabei kam es zu Faltungen und bedeutsamen Aufscherungen, die einer NO-Achse zuordenbar sind, sowie zu steilachsigen Umstauchungen des älteren Gesteinsbestandes.

Diese jungalpidische Überprägung ist nicht allein auf den Streifen der Grauwackenzone beschränkt, sondern nördlich davon auch in den Südwänden von Sparafeld-Reichenstein beobachtbar*). Sie drückt sich auch im südlichen Kristallin durch postkristalline Phyllonitisierung mit Blockbewegungen der Gesteinskörper und zugeordnete Kluftsysteme deutlich aus.

Ein sich verhältnismäßig weit erstreckender Wirksamkeitsstreifen dieser quergerichteten Bewegungen ergibt sich auch aus dem Kartenbild durch den Knick der Grenze der Kalkalpen bei Admont, die Ostgrenze der Bösensteinmasse und deren südliche Fortsetzung in die Pölsfurche.

Ein Überblick über die Kartierungsergebnisse westlich der Querstruktur zeigt uns ein von dem weiter östlich gelegenen Abschnitt stark abweichendes tektonisches Bild.

Die norische Überschiebung schwenkt von Treglwang zum Triebenstein gegen SW ab, wobei sich eine oft starke Verschuppung der beiderseitigen Gesteinspakete einstellt. An der Basis des Triebensteins, unter dessen heftig geschoppten Karbonkalken, verschwinden alle tieferen Glieder der Grauwackenzone in die Tiefe. Wo nordwestlich des Triebenstein ihre Fortsetzung und die der norischen Überschiebung vermutet werden könnte, liegt heute die jungalpidisch vorgestoßene Bösensteinmasse in steilstehendem tektonischen Verband mit den zu „Quarzphyllit" gewordenen Grauwackenschiefern der höheren Einheit.

Der erzführende Kalk, der bei Gaishorn im Spielkogel ebenfalls ein durch jungalpidische Tektonik stark überprägtes Abschwenken nach S aufweist, hat seine Fortsetzung erst südlich des Paltentales zwischen Trieben und Rottenmann und von hier westwärts über die hohe Tretl bis Irdning. Hier allerdings zeigt er sich in seiner Mächtigkeit stark reduziert (oder schon primär weniger mächtig?), ungleich stärker

*) Ferner Ampferer (Gesäuseführer, Seite 69 und Figur 12 auf Seite 35).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

deformiert und höher metamorph (Glimmermarmor) als weiter im O. Er ist in diesem westlichen Abschnitt in den Starkwirkungsbereich der alpidischen Einengung geraten.

Nur das Blasseneckporphyroid macht die Abschwenkung nicht mit. Es konnte in keinem einzigen Aufschluß südlich des Paltentales gefunden werden. Sein letzter kartographisch ausscheidbarer westlicher Ausläufer liegt in dem nördlichsten Zug der Grauwackenschiefer unter dem Admonter Reichenstein.

Von Trieben westwärts befinden sich demnach jene Gesteinszüge, die noch im O über der Schuppenzone mit dem Karbon lagen, am Südrand der Grauwackenzone dem Kristallin angelagert.

Nördlich des Paltentales bei Trieben und von hier gegen W weiterstreichend erscheinen nun eingefaltet und eingeschuppt in die Gesteinsgemeinschaft der Grauwackenschiefer mehrere Züge von graphitischem Karbon, das wir bisher nur aus der tieferen Einheit kennengelernt hatten. Das Karbon hat hier im W einen heute in der tektonischen Stellung zum Ausdruck kommenden Positionswechsel in die obere Abteilung der Grauwackenzone vollzogen. Nördlich von Gaishorn liegt dieses Karbon überschoben über den triadischen Quarziten der Flietzenschlucht.

Für diesen Stellungswechsel des Karbon stehen zunächst zwei Erklärungsmöglichkeiten offen:

a) Die Karbonzüge stellen ein tektonisches Fenster der tieferen Grauwackeneinheit unter den Schiefern der höheren Abteilung dar, wofür der antiklinale Bau der Gaishorner Trias ein Argument bieten würde. Dann bedeutet der ganze Querbau mit Einschluß der SW-Ausbiegung des Ausstriches der norischen Überschiebung ein alpidisches Überwältigen der tieferen Einheit bis an die S-Grenze der Grauwackenzone.

b) Der Querbau ist älter, entsprechend einer variscischen Bauanlage und die heutige Position des Karbons, wie auch die heute überschobene Trias ist der Ausdruck ehemaliger diskordanter Transgression.

So schwer eine Entscheidung in dieser Frage ist, neige ich doch der Auffassung b) zu, wofür folgende Gründe maßgebend sind: Wäre das Karbon tektonisches Fenster, dann müßte irgendwo auch von der übrigen Gesteinsgesellschaft der tieferen Einheit eine Spur vorzufinden sein, da gerade in dieser eine bemerkenswerte Verschuppung der Bauglieder untereinander herrscht und das Karbon mengenmäßig längst nicht das Hauptgestein darstellt. Das gelang jedoch nicht, obwohl gerade mit Zielsetzung auf diese Frage mehrfach gesucht wurde.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die aplitischen Gesteine von Sonnenberg nördlich Rottenmann und ähnliche Typen bei Wölfing—Büschendorf östlich davon, kann man nicht als phyllonitisches Kristallin der tieferen Einheit auffassen. Sie sind eher den von Hauser beschriebenen Typen vom Kainthaleck (Seite 27 ff.) anzugliedern.

Wäre weiterhin etwa das Karbon von Lassing bei Liezen als tektonisches Fenster im Sinne von a) deutbar, dann dürfte erwartet werden, daß in den südlichen Ennstaler Phylliten, etwa Mölbegg oder Donnersbach als einem stratigraphischen Vertreter der tieferen Einheit der Grauwackenzone auch Karbon vorkommen würde. Doch ist auch das nirgends der Fall.

Es bestehen weiterhin zu viele Argumente für eine voralpidische Anlage der Querstrukturen. Zum Querbau von Treglwang-Gaishorn stellt die Einheit des Dürrnschöberl*) zwischen Rottenmann und Admont ein auffallendes Gegenstück dar, und gerade hier zeigt sich am S-Rand, wie der alte Bau durch die alpidische Einengung gewaltsam gestaucht wurde.

Liegt nun hier tatsächlich eine alte Querbauanlage vor, so ist sie älter als die Karbonzüge, welche quer über sie hinwegsetzen. Das gleiche tut auch die Trias (vergleiche die Stellung der Quarzite von Wald gegenüber denen von Gaishorn!). Auch die Rannachserie findet hier ihren endgültigen Abschluß als südlicher Grenzstreifen der Grauwackenzone. Es ist nur eine Konsequenz, wenn hier auch die spätvariscische norische Abscherung (im Sinne unserer Interpretation nach den Verhältnissen im Mittelabschnitt, Seite 65) ihr Ende findet.

Als alpidische Überschiebung kann nach dem soeben Gesagten die norische Fläche keine allzu große Förderweite gehabt haben. Sie lief sich hier an der alten Querstruktur tot.

Auch die alpidische Einengungstektonik setzte mit alternierend angeordneten Streifen maximaler Wirksamkeit über die alten Strukturen hinweg, jene Anlagen benützend, die schon als Richtlinien für die Sedimentationsräume von Karbon und Trias wirksam waren.

Es liegt auch noch ein weiterer Grund vor, die Bauveränderungen in diesem Gebiet auf eine alte Anlage zurückzuführen. Die heute nach N vorgeschobene Position des Bösenstein, die zur starken Einschnürung der Grauwackenzone zwischen Rottenmann und Admont führt, ist das Ergebnis jungalpidischer Bewegungen, wie dies schon erwähnt wurde. Im O wie im W sind seine Gneis-Granitmassen von steil zur Tiefe setzenden postkristallinen Gleitbahnen begrenzt. Westlich dieser Kristallinmasse setzen nun wieder schwach phyllitische

*) Hier stellte auch Hammer (1932, 160) voralpidische Strukturen mit Westbewegungen fest.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Schiefer, von Gneislamellen durchsetzt, ein, die zum Teil ein klares Äquivalent der Grauwackenschiefer darstellen, zum Teil erwecken sie allerdings auch den Verdacht einer Vertretung von Rannachserie*).

Sie bilden auch noch den O-Fuß des Hochgrößen und setzen in die normalen Ennstaler Phyllite fort. Der Bau dieser Schiefer jedoch steht durch die verhältnismäßig flachwellige Lagerung in einem ganz auffallenden Gegensatz zu der für die Grauwackenzone charakteristischen Einengungstektonik. Geringere mechanische Deformation und breite Entfaltung sind für diese Gegend typisch. Es herrschen hier flach gegen WNW gerichtete B-Achsen vor, während diese unmittelbar am NW-Sporn des Bösensteinmassivs steil, bis 70°, nach NW einfallen.

Daraus geht hervor, daß die Serien der alten Grauwackenschiefer auch von der W-Seite des Bösenstein aus gesehen in den normalen Ennstaler Phylliten ihre stratigraphische Fortsetzung finden. Der Unterschied liegt nur im anderen Baustil. Zwischen beide Baue hinein hat sich die Gneismasse des Bösenstein geschoben, die ältere Grenze zweier verschiedener Bauanlagen wie eine Gleitschiene benützend.

Das gewaltige Überhandnehmen der Grauwackenschiefer (stratigraphisch Ordovicium und älteres) in diesem Raume gegenüber dem östlicheren Teil kann gleichfalls wieder nur als voralpidische Anlage gedeutet werden, die nur durch die Intensität mehrerer nachfolgender tektonischer Ereignisse und auch durch die Platzergreifung der Granitmassen heute stark verschleiert ist.

Ähnlich wie die Querstruktur von Treglwang-Gaishorn, stellt auch der Querbaustreifen der steirischen Grauwackenzone von Eisenerz bis zum Liesingtal eine äußerst komplizierte Verquickung älterer und jüngerer Bauelemente dar. Stini, 1931, hat die geologischen Gegebenheiten dieses mittleren Grauwackenabschnittes auf Grund seiner Geländeaufnahmen eingehend geschildert und kommt dabei zum Schluß, daß in diesem Raum eine Art von Fortsetzung der Weyrer Tektonik der nördlichen Kalkalpen vorliegt. Bezüglich der bedeutenden Bewegungen jungalpidischen Alters in diesem Raume hat Stini ohne Zweifel richtig gesehen, und auch der kausale Zusammenhang mit der Tektonik von Weyer scheint eine gesicherte Tatsache zu sein.

Gegenüber den einfacheren Verhältnissen im W finden wir hier eine komplizierte Interferenz zweier verschiedener voralpidischer Strukturen, die auch heute noch dem tektonischen Bild ihren Charakter aufprägen.

---

*) Die hier herrschenden Detail-Komplikationen bedürfen noch weiterer Studien.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die alpidische Aera fand zu Beginn ihrer tektonischen Wirksamkeit hier folgende Verhältnisse vor: In den Eisenerzer Alpen, die Faltenstränge mit wesentlich meridionaler Richtung (vereinzelt auch NO-Streichen), südlich und östlich davon in den kristallinen Massen ein annäherndes NO-Streichen. Dazu kam östlich von Leoben—Trofaiach noch eine weitere Komplikation in der S-förmigen Krümmung der Gesteinszüge an der heutigen Trofaiach-Linie. Diese Verkrümmung muß schon voralpidisch angelegt sein, und kann nicht nach der Auffassung von Vetters (1911) eine einfache junge Blattverschiebung darstellen, welche den W-Sporn der Troiseck-Masse gegen W stieß. Dagegen spricht die Verschiedenartigkeit von Bauanlage und Petrographie der Gesteine in den Schenkeln Leoben—Kapfenberg einerseits, Trofaiach—Thörl anderseits. Ich stimme daher der Deutung von Schwinner vollkommen zu, der schon die voralpidische Anlage postuliert, ehe es zu der alpidischen Einengung kam.

Die beigegebene Skizze vermittelt die Vorstellung: Um die meridional gerichteten variscischen Strukturen schlingt sich der spätere Sedimentationsraum des Karbon und südlich an diesen anschließend (Verlagerung des Sedimentationsraumes) der der zentralalpinen Trias (Semmering-Mesozoikum). Für die Besonderheit dieser verkrümmten Anlage spricht das Auftreten und die eigenartige tektonische Stellung

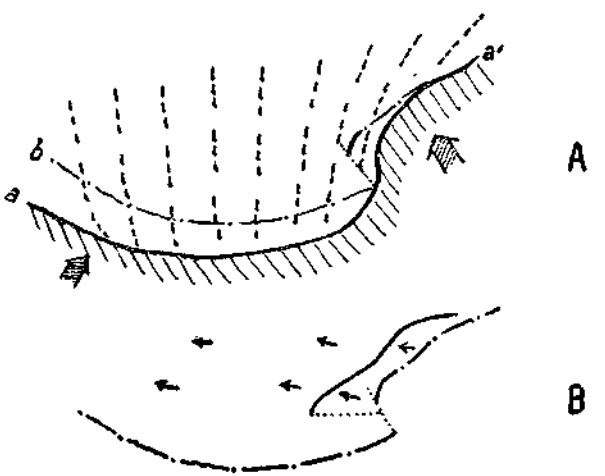


Fig. 2.

Aufeinanderfolgende Bewegungsakte an der „Trofaiach-Linie".

A: Die Grenze des karbonischen Sedimentationsraumes gegen die älteren Strukturen (a—a') werden durch die alpidische Einengung in der Richtung der Pfeile nach b verschoben (erste Verschärfung der alten Verkrümmung).

B: Erst in jungalpidischer Zeit kommt es im Zuge der Weyrer Tektonik zu W-Bewegungen und zur Ausbildung der Trofaiach-Linie als Blattverschiebung.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

des Troiseck—Floning-Zuges. Ich betrachte diese Masse als eine im Zuge der beginnenden Einengung aus dem Untergrund abgescherte und dem Mesozoikum aufgeschobene Scholle, wie dies vom anderen Gesichtspunkt aus schon S. 49 erläutert wurde. Profile 1 und 2 (Profil-Tafel).

Die Einengungstektonik, welcher ohne Zweifel auch eine bedeutende Tiefenwirkung innewohnte, hat nun eine allgemeine N-Vergenz der Gesteinsmassen zur Folge. Durch den Zwang der vorgegebenen Strukturrichtungen ergaben sich nun aber im östlichen Raum des Mürztales Gesteinsbewegungen gegen NW, im westlichen Teil, Liesing- und Paltental, aber gegen NO. Das mußte in dem dazwischenliegenden Raum zwischen Eisenerz und Leoben zu einer bedrückenden Raumnot führen, auf die die Gesteine auf zweierlei Weise reagieren konnten: Einerseits durch Hochdrücken von Schollen, wie das am W-Ende der Troiseck-Masse (Kletschachkogel, Metz, 1950, S. 154) der Fall ist, oder durch seitlichen Zusammenschub nach meridional ausgerichteten Achsen, was vielfach beobachtbar ist.

Im Zuge der Einengung mußte auch die vorgegebene Verkrümmung zwischen Leoben und Thörl noch prägnanter werden, wie es in der Skizze Fig. B dargestellt ist. Hiebei mußte durch die Hochdrückung der Kletschachmasse gegenüber der tektonischen Tieflage der südlich davon vorhandenen Schiefer die erste Anlage der Trofaiach-Linie entstehen. In späterer Zeit (jungalpidisch, nachgosauisch) setzten die Ausgleichsbewegungen noch fort und führten zu einer Ausgestaltung der Trofaiach-Linie in ihrer heutigen Form, wobei ohne Zweifel auch geringfügige Bewegungen des N-Flügels gegen W erfolgen mußten.

Die nicht sehr zufriedenstellenden Aufschlüsse an dem Störungsstreifen selbst gestatten immerhin die Feststellung der Auflösung in einzelne Bewegungsbahnen in stark zerbrochenem phyllonitisiertem Gestein. Spitzwinkelig auf das Hauptstreichen verlaufende Scherflächen zeigen Rutschharnische mit einerseits vorwaltend vertikaler, anderseits dominierender Horizontalkomponente.

Westbewegungen des Nordflügels werden auch aus anderen Gründen verständlich. Sie stehen einerseits als solche nicht isoliert da, weil solche auch im westlich anschließenden Stück bis über das Gößeck (Radmer-Störung) hinaus mehrfach nachweisbar sind. Außerdem aber unterliegen alle altpaläozoischen Gesteinsmassen hier einem bedeutenden Achsengefälle: Trofaiacher Raum gegen SW und S, Eisenerz—Reiting gegen S, westlicher Anteil gegen SO. Diese Tieflage muß dem hochliegenden Sporn der Troiseck-Floningmasse ein Ausweichen gegen W erleichtert haben. Die Vektoren der tektonischen Achsensenkung weisen hiebei konzentrisch in das Trofaiacher Tertiärbecken (Helvet, Konsequenz der tektonischen Entwicklung!), finden aber ein jähes Ende an der Mauer der südlichen Grauwackenzone mit dem Sekkauer Kristallin (Metz, 1950.) — Auch diese Scheidung zwischen N- und S-Land findet ihren Ausdruck noch in der jüngsten tektonischen Entwicklung der Leobner Tertiär-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mulde, deren S-Flügel an Flexuren hochgedrückt erscheint (W. Petrascheck, Kohlengeologie, 1924, Seite 163). Wir kennen auch Anhaltspunkte dafür, daß das Achsengefälle gegen S bereits einer alten Anlage entspricht. So erwähnt Hießleitner, 1929, die schon vor der Transgression der Werfener Schiefer vorhandene tiefgreifende Erosion (sogar bis unter das Porphyroidniveau) im Erzberggebiet (siehe auch Spengler, 1926). Aber schon wenig weiter südlich, im Reichenstein-Wildfeldzug muß diese bedeutend höher gelegen haben, was für eine entsprechende Tieferschaltung der südlicheren Anteile schon zu vortriadischer Zeit spricht.

Bei dieser Deutung ist es nicht nötig, die unwahrscheinliche Annahme einer so gewaltigen, ausschließlich als Blattverschiebung wirkenden Störung zu machen, der weder im O noch an ihrer westlichen Fortsetzung ein Äquivalent entsprechen würde.

Maßgebend für die hier vorgebrachte Auflösung des Phänomens der Trofaiach-Linie in mehrere zeitlich hintereinanderliegende Bewegungsakte sind teils die kurz wiedergegebenen Geländebeobachtungen, teils auch die Erwägung, daß die stark differenzierte voralpidische Anlage, wie auch die Sonderstellung des Troiseck—Floning-Zuges an ihrer Bildung beteiligt sein müssen.

Die aus dem Deckblatt zur Karte ersichtliche Fortsetzung in das Liesingtal trennt die nördlichen Einheiten mit ihren besonders stark ausgebildeten W-Bewegungen und meridionalen Störungen von den südlichen Einheiten, die davon anscheinend bis auf wenige und geringfügige Ausnahmen unberührt geblieben sind. Bei dieser Vorstellung des jungalpidischen Werdegangs des Baues wird auch verständlich, warum die von Hießleitner gefundene Radmerstörung (Hießleitner 1931, Metz 1949—1951) südlich Mautern erlischt und keine ersichtliche Fortsetzung nach S zeigt.

Da auch die von mir 1947 beschriebene Melling-Linie einen auffallenden Gleichlauf mit dem hier geschilderten Störungssystem aufweist, bin ich der Auffassung, daß auch sie dem System dieser jungalpidischen Störungen beizuordnen ist. Das gleiche gilt für die im Paltental angedeutete Blattverschiebung.

Daß wir die hier geschilderten postgosauischen Bewegungen mit den gleichzeitigen Bewegungen im Weyrer Bogen zu einem einzigen regionaltektonischen Vorgang zusammenfassen, ergibt sich aus Analogien von Bewegungstendenz und älterer Baugeschichte. Auch im Weyrer Gebiet liegt im großen NW-Bewegung vor, die postgosauisch den Bau ausgestaltete. Eine alte, das regelmäßige O—W-Streichen des kalkalpinen Mesozoikums störende Bauanlage läßt sich hier aus zwei Umständen erkennen: Die fazielle Entwicklung östlich und westlich des Weyrerbogens zeigt große Verschiedenheiten (besonders Lunzer-Fazies, Grestener-Fazies im O). Weiterhin aber ergibt das Studium im

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Bogen selbst gegenüber seiner Fortsetzung in den NO-Teil der Kalkalpen, daß der Zusammenschub der mesozoischen Massen im NO-Teil ganz bedeutend größer gewesen sein muß, als im Bogengebiet selbst. Letzterer muß also schon damals einer Verengung des Geosynklinalraumes, insbesonders von N her, entsprochen haben.

Außer den hier beschriebenen Querstrukturen konnten in den letzten Jahren noch zahlreiche kleinere neu gefunden oder als solche erkannt werden (Flügel-Metz, 1951). Es sind dies fast ausschließlich der jungalpinen W-Einengung entsprechende Störungsbahnen oder in Querstreifen aufspringende meridional gerichtete Faltungen und Zerscherungen, die im einzelnen hier nicht angeführt zu werden brauchen.

In der Mittelzone, in welcher der große Knick der Grauwackenzone liegt, sind die jungalpidischen Bewegungen am stärksten, sowohl in Häufigkeit wie auch im Bewegungsausmaß entwickelt, während sie gegen O und W sehr stark zurücktreten. Auch daraus scheint mir die schon angedeutete kausale Verknüpfung der O—W-Bewegungen mit der älteren alpidischen Einengungstektonik hervorzugehen.

Die N- und S-Grenze der Grauwackenzone.

Vermittelte uns die bisherige Überschau einen Einblick in den internen Bau und die historische Aufeinanderfolge seiner Gestaltungsakte, so weitet sich der tektonische Blick bei einer kritischen Betrachtung der Grenzgebiete und gewinnt an Urteilskraft für die Einschätzung der tektonischen Rolle, welche die Grauwackenzone im Rahmen der NO-Alpen spielt.

Es kann bei einer eingehenden Bearbeitung dieses Raumes nicht übersehen werden, daß die Grenzen dessen, was wir als Grauwackenzone bezeichnen, durchaus verschieden angelegt sind und in einem etwas überraschenden Verhältnis zum Innenbau einerseits, zum Aufbau der Rahmengebiete anderseits stehen. Im folgenden soll darüber ein Überblick gegeben und der Versuch gemacht werden, daraus regionale Schlußfolgerungen zu ziehen.

Verfolgen wir die N-Grenze der Grauwackenzone aus dem Mittelabschnitt gegen W, so erkennen wir im Eisenerzer Gebiet über dem reich entwickelten Altpaläozoikum noch die Spuren des alten Transgressionsverbandes der Triasbasis. Zwar sind sie oft heftig tektonisch überarbeitet, aber sie sind nicht verschwunden und wir dürfen die hier vorliegende Einheit der Kalkalpen als über der Eisenerzer Zone beheimatet ansehen. Anders jedoch gestaltet sich das Verhältnis beider tektonischen Großgruppen gegen W zu. Die Zone der Gotlandium-Devonkalke, die nordwestwärts weiterstreicht, trennt sich von den Kalk-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

alpen durch ihre Abbeugung nach S. Nördlich davon wird der noch im Mittelabschnitt schmale Streifen von Grauwackenschiefern mächtig und bildet nun als selbständige Schiefermasse die hangende Einheit der Grauwackenzone. Hier findet man nun an der N-Grenze gegen die Kalkalpen kaum mehr eine Spur jenes alten Transgressionsverbandes und südlich des Admonter Reichensteins liegt gegen die Grauwackenzone eine steile, bedingungslos trennende Zäsur, und zwischen die flachlagernden Triasmassen der Gesäuseberge und die Schiefer der Dürrnschöberl-Einheit ist noch eine steilstehende und tektonisch stark reduzierte Triasschuppe eingeschaltet, die von Ampferer untersucht wurde. Diese weicht auch faziell von der Gesäusetrias etwas ab und hört im O dort auf, wo auch die Dürrnschöberl-Einheit ihre tektonische Selbständigkeit verliert (Ampferer, Gesäusekarte und Führer 1935).

Doch schon im Ennstal zeigt sich, daß die scharfe tektonische Grenze des S-Fußes vom Reichenstein nicht weit anhält. Nördlich der Enns liegt bei Liezen das Äquivalent der Dürrnschöberl-Einheit ohne große Störung unter den Kalkalpen und ähnliches tritt weiter westlich (Gröbming, Schladming) in Erscheinung.

Dagegen bildet das Ennstal selbst eine tektonische Linie, an der die O—W streichenden Phyllite der S-Gehänge abstoßen, ebenso auch die Kalkmassen vom Dachstein bis zum Grimming.

Erst weiter westlich im Bereich des Mandlinger Triaszuges findet sich das Streichen der Gesteine gleichlaufend der „Ennslinie".

Das Streichen dieser Ennslinie entspricht nun dem Streichen der Kalkalpen östlich der Weyrer Bögen. Die Linie verläßt bei Liezen das Ennstal und damit die Grauwackenzone, läßt sich aber, wie hier nur kurz angedeutet wird, über den Pyhrn in die Hallermauern—Hochturm weiter verfolgen (ONO-Streichen von Hauptdolomit usw.).

Ähnlich gelagert ist die Salzsteiglinie und Buchauertalung. Dieser Lauf der Ennslinie wird nun von der O—W streichenden S-Grenze der Kalkalpen, die nur bei Admont knickartig verbogen ist, geschnitten. Diese findet eine Art von Fortsetzung in der Mitterndorfer Senke. In den Scheitelpunkt beider tektonischer Linien stößt die Bösensteinmasse. Hier ist auch die schmalste Stelle der Grauwackenzone.

Ohne daß es hier möglich wäre, über die Wirkungsweise dieser Störung Auskunft zu geben, kann nur ihr aus der Lagerung der Oberkreide erschließbares postgosauisches Alter vermerkt werden. (Sofern sie als einheitliche tektonische „Linie" im skizzierten Ausmaß individualisierbar ist und sich nicht als Vielheit von Einzelstörungen er-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

weist, denen auch zeitlich ein größerer Spielraum eingeräumt werden muß!)

Im Bereiche des Mürztales finden wir in Fortsetzung der Eisenerzer Zone gegen O, die hier ihr Mächtigkeitsmaximum erreichenden Porphyroide und die erzführenden Kalke unter den Kalkalpen (Gollrader Bucht) und dementsprechend auch die Spuren alter transgressiver Überlagerung. Auch nach Spengler, 1926, S. 140, sprechen die Grenzverhältnisse der nördlichen Kalkalpen auf Blatt Eisenerz gegen eine weitgehende Abscherung*). Nordöstlich von Mürzzuschlag steht eine starke Randstörung gegen die Kalkalpen in auffällig spitzwinkeliger Diskordanz zum Streichen der Silbersbergserie, was von Cornelius auf Blatt Mürzzuschlag deutlich zum Ausdruck gebracht wurde.

Sonach zeigt die N-Grenze der Grauwackenzone recht verschiedenartige tektonische Bilder gegen die Kalkalpen. Nirgends aber gibt es Anzeichen, daß diese Grenze einer weitreichenden Überschiebung entspräche. Das ist wohl auch südlich des Admonter Reichenstein nicht der Fall.

Bei einem die Grenze vom Ennstal bis zum Semmering erfassenden Überblick sehen wir dagegen, daß recht verschiedenartige Glieder der Grauwackenzone mit den Kalkalpen in direkte Verbindung treten, was in der Mehrzahl der Fälle wohl als Ausdruck alter Transgressions-Diskordanz über einem variscischen Bau aufzufassen ist.

Im Westabschnitt und im ganzen Enntaler Raum läßt sich beobachten, daß die O—W streichenden Phyllite eine dem Bau der Kalkalpen symmetrie-gemäße Tektonik erlitten haben, somit mit diesen gemeinsam bewegt wurden. Hier haben also die Kalkalpen den ihren Oberflächentektonik entsprechenden syngenetischen Sockelbau in den Phylliten des Ennstales. Trotzdem erscheinen beide Einheiten mit ihrem O—W-Streichen an der NO streichenden „Ennslinie" wie amputiert.

In ihrer Gesamtheit betrachtet, streicht die S-Grenze der Kalkalpen unbekümmert um die altersverschiedenen und kompliziert miteinander verwobenen, gekrümmten Strukturlinien der Grauwackenzone in recht gleichmäßiger O—W-Richtung durch.

Daraus läßt sich wohl schließen, daß die Kalkalpen erst ganz am Schluß der tektonischen Konstruktion der Grauwackenzone in ihr heutiges Verbandsverhältnis mit dieser geraten sind.

Wohl zeigt ihr Internbau in den Weyrer Bögen und östlich davon Beziehungen zum Bau der Grauwackenzone, wie durch mehrfache Anteilnahme an den jungalpidischen W-Bewegungen erwiesen ist. Doch

*) Ebenso auch Cornelius, 1952. Die von Thurner angeschnittene Frage einer Reliefüberschiebung möchte auch ich im Sinne von Cornelius, 1943, beantworten.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

scheinen auch noch jüngere Störungen an der Einzelformung der S-Grenze beteiligt zu sein. Vermutlich hängen diese mit dem letzten Anschub der Kalkalpen gegen S zusammen, der sich aber in der Grauwackenzone selbst kaum abbildet.

Ähnlich der N-Grenze trägt auch die Südbegrenzung örtlich sehr verschiedenartigen Charakter. Im Raume von Bruck über Leoben bis gegen Mautern ist das tiefste Glied der Grauwackenzone Rannachserie in starker tektonischer Reduktion, Mylonitisierung und zumeist senkrechter Aufrichtung an die ebenso zerbrochenen Granitgneise der Sekkauer Tauern (Mugel-Gneise) angepreßt (Hauser, 1938c). Weiter östlich, bei Bruck a. d. M., treten an ihre Stelle die Amphibolite des Rennfeldes.

Südlich von Mautern beginnt sich diese steil stehende Störungszone vom Kristallin zu lösen und sie streicht mehr NW-gerichtet, die Rannachserie durchschneidend bis in das Liesingtal hinein, überschneidet dieses und bildet dann die N-Begrenzung der Rannachserie gegen die steilflächig gefalteten Karbonzüge bei Wald.

Die Bewegungsbahn des S-Rahmens tritt hier in eine interessante Beziehung zum Innenbau der Grauwackenzone, einen Bogen bildend, der sich in viel schärferer Krümmung um den alten Eisenerzer Querbau schlingt, als das in einer nur die Gesteinszüge darstellenden Karte zum Ausdruck kommt. Die S-Flanke dieser Bewegungsbahn entspricht dem jungalpidisch sich hebenden Block, dem in eigenartiger Weise auch die Rannachserie verheftet ist, der nördlich angrenzende Streifen ist dagegen der Träger stärkster Einengung und Schuppung (siehe Deckblatt).

Die Grenze der Rannachserie gegen die Gneisgranite der Sekkauer Tauern (Typus Hochreichart) ist somit von Mautern westwärts nicht mehr tektonisch bedingt, sondern stellt den primären Verband zwischen beiden Gesteinsgruppen dar (Metz, 1940, und Profil 5). Hier ist die Rannachserie bei sehr flach N-fallender Lagerung breit und mächtig entwickelt.

Trotz der Intensität der östlichen S-Randstörung und der starken tektonischen Reduktion der Rannachserie sind auch hier noch die Spuren ehemals vorhandener primärer Verbindung mit den Sekkauer Gneisen gegeben: Feldspatungszonen und die Lamellen und zum Teil mächtigen Körper der Leimser Gneise, die primär in den Quarziten der Rannachserie liegen. Diese Gneise haben noch nach ihrer Kristallisation eine ungeheuer starke Zerbrechung erlitten und weisen Zerscherungen auf, die der gleich orientierten S-Grenze entsprechen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Westwärts ist der fast ungestörte primäre Verband von Quarziten mit Gneisgraniten bis weit in das Triebental erhalten geblieben. Er ist erst dort zu Ende, wo der Vorstoß der Bösensteinmasse bei Hohentauern—Trieben wieder einen jungalpidischen, mit Mylonitisierungserscheinungen ausgestatteten tektonischen Kontakt einander ganz fremder Gesteinsgesellschaften erzeugt.

Im W der Bösensteingruppe ist eine einheitliche, scharf markierte Grenze der stratigraphisch zur Grauwackenzone gehörigen Schiefer (Gruppe der Grauwackenschiefer) kaum anzugeben. Hier beginnt das Reich der Ennstaler Phyllite, die wir wohl zum Teil als stratigraphisch der Grauwackenzone zugehörig erkannt haben, deren Baustil jedoch südlich einer Linie, die vom NW-Sporn des Bösenstein gegen W bis Irdning reicht, vollkommen vom Baustil der Grauwackenzone abweicht.

Mit diesen Ennstaler Phylliten treten im S nun auch neue Elemente in Verband (Wölzer Glimmerschiefer, Brettsteinserie), über deren Grenzverhältnisse schon kurz berichtet wurde (S. 40).

Wir müssen diese Gesteine jedoch nochmals kurz in Erinnerung bringen, weil sie im Mittelabschnitt der Grauwackenzone in der tieferen Einheit als tektonische Fremdlinge wieder in Erscheinung treten. Sie sind dort zwar tektonisch stark reduziert, vollkommen dem Bauplan der übrigen Grauwackenzone eingegliedert, aber unverkennbar auch petrographisch den Gesteinsgruppen der Brettsteinserien entsprechend (Marmore, Quarzite, Glimmerschiefer, Amphibolite verschiedener Art, Serpentin, Pegmatit, Hauser 1937, 1938 a, b, d). Zwischen beiden Vorkommen dieser Gesteine liegt heute die mächtige Masse der Granite und Gneise der Seckauer Tauern.

Da westlich des Bösenstein in den Grauwackenschiefern des Strechentales (z. B. Geyerkar) zahlreiche Lamellen und Linsen von Gneisen auftreten, die genetisch nur mit den Seckauer Gneisen in Verbindung zu bringen sind, muß die Intrusion dieser Seckauer Gneise jünger sein als die Grauwackenschiefer. Sie sind aber auch jünger als der erwähnte Strich von Brettsteinserie mit seinen Vertretern in der Grauwackenzone*). Wir haben damit einen wichtigen Hinweis dafür gewonnen, daß die tektonische Anlage und die Kristallisation der Seckauer Tauern, die schließlich zu Gneisgraniten führte, diskordant zu einem älteren Bau war.

Hiefür gibt es noch eine Anzahl weiterer Hinweise, die aber erst im Zusammenhang mit einer petrographisch-tektonischen Bearbeitung dieses Gneismassivs gebracht werden können.

*) Siehe Seite 43. Grauwackenschiefer bis Gotlandium liegen in der Brettsteinserie als mesozonale Glieder vor. In der Bösensteingruppe gibt es prägranitische Schollen von Amphibolit.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Es müssen in dem hier behandelten Rahmen vorläufig noch mehr Fragen offen gelassen werden, als behandelt werden können. Ein Hauptproblem für die hier zu diskutierenden Zusammenhänge ist das Alter dieser Gneisgranite und ihr Verhältnis zu den tektonischen Hauptakten. Von der Grauwackenzone aus gesehen muß ich heute die Gneisgranite als frühalpidisch betrachten, da sie mit der Rannachserie primär zusammenhängen. Diese Rannachserie aber kann ich zur Zeit nur als permisch-triadische Basis der zentralalpinen Trias dieses Raumes auffassen.

Kennzeichnung der Grauwackenzone als tektonische Einheit.

Wir sehen in der Grauwackenzone ein schmales, langgestrecktes Gebirgsstück mit einem stratigraphisch bunt gemischten Inhalt, in dem Serien von vorpaläozoischem Hochkristallin bis in das Mesozoikum herein vereinigt sind. Diese Vereinigung besteht nicht allein in enger Nachbarschaft, sondern vor allem in einer tektonischen Schicksalsverbundenheit, die allen Beteiligten ihren Stempel aufgeprägt hat: Pressung und Einengungstektonik mit steilflächiger Verfaltung und Schuppung aller Intensitätsgrade zu alpidischer Zeit. Hiebei erfolgte eine Art Gleichschaltung jung einbezogener Gesteinsserien (Oberkarbon, Trias) mit älteren, tektonisch bereits vorbehandelten, phyllitisierten Baugliedern (z. B. Grauwackenschiefer). Bei diesen Deformationen herrschten keine Oberflächenbedingungen, sondern sie gingen unter Druck vor sich, in einer Tiefe, die auch metamorphe Umwandlungen mit sich brachte.

Es entstand eine Metamorphose rein epizonalen Charakters, jedoch örtlich sehr verschiedener Intensitätsgrade. In großen Zügen läßt sich feststellen, daß im Westabschnitt höhere Metamorphose erreicht wurde als im Osten. Das zeigt sich in der Rannachserie, in der Trias, aber auch im Karbon. Die Verbundenheit dieser Metamorphose mit der Deformation und Einengung zeigt sich im Mittel- und Westabschnitt unter anderem im Gleichlauf der dynamischen Starkwirkungsbereiche mit besonders hoher Intensität der Kristallisation. Letztere überdauerte vielfach die Deformation. Ehemals höher metamorphe Gesteine erlitten eine Diaphtorese und wurden so den zu Phylliten gewordenen Gesteinen angeglichen.

Wir finden eine Standard-Paragenese mit: Serizit, Chlorit, teilweise Biotit, kleinem, mitunter chloritisiertem Granat, Epidot, Aktinolith, gem. grüne Hornblende, meist Fe-führendem Karbonat, Albit.

Ausnahmen sind nicht selten, einerseits durch mangelnde Diaphtorese des einbezogenen Altkristallins, andererseits durch Einflüsse vom Seckauer Kern her mit mesozonalen Zügen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mit der auf die alpidischen Bauakte zu beziehenden Metamorphose stimmen die Lagerstätten paragenetisch überein: metasomatische Fe- und Mg-Lagerstätten und die mit ihnen genetisch verknüpften Sulfidvererzungen (Clar-Friedrich 1933, Metz 1938). Die Lagerstätten gliedern sich genetisch in den Zyklus jener Vorgänge ein, welche die Grauwackenzone tektonisch und petrographisch geformt haben.

Außerhalb der Grauwackenzone haben stratigraphisch gleiche Serien andere Prägung erhalten, wie dies an mehreren Beispielen gezeigt werden konnte, doch sind die alten Verbindungen auch durch die Schleier jüngerer Deformation und Metamorphose noch erkennbar. An diesen noch vorhandenen alten stratigraphischen Verbindungen erweist es sich aber, daß es unmöglich ist, z. B. die Grauwackenzone des Paltentales von den Räumen der Ennstaler Phyllite und der südlich anschließenden Glimmerschiefer der Wölzer Tauern durch große Schubbahnen mit Ferntransporten zu trennen. Die Verschiedenheit beider Räume ist sekundär, durch andersgeartete Prägung erworben.

Wohl können wir in der Grauwackenzone und ihren hier berücksichtigten Nachbargebieten sehr beträchtliche Überschiebungen und Deckenbewegungen feststellen. Solche sind absolut eindeutig durch die regional bedeutsame Überschiebung des Semmeringmesozoikums durch Palaozoikum gegeben. Aber es kann von den betrachteten Räumen aus gesehen kein zureichender Grund gefunden werden, diesen Überschiebungen die Bedeutung einer tiefgreifenden Grenze im Sinne einer Deckensystematik (ober- mittelostalpin im üblichen Sinn) beizumessen.

Es werden daher im behandelten Zusammenhang auch keine tektonisch-synthetischen Erwägungen angeschlossen.

Wir halten nur fest, daß der für die Differenzierung gegenüber der Nachbarschaft entscheidende und den heutigen Charakterzug dieser Zone prägende Bildungsakt dem älteren (prägosauischen) Alpidikum angehört. Damals kam es zu der heute so auffallenden Verschuppung von Karbon und Trias mit Älterem mit der zugehörigen, gefügekundlich erfaßbaren Detaildeformation, zu der im Liesing-Paltental so charakteristischen Epimetamorphose (soweit eine solche nicht schon vorhanden war), zur Überschiebung der Trias, zur Ausgestaltung der norischen Fläche als Überschiebung und Schuppenstreifen.

Besonders im Süden sind die heutigen Grenzen der Grauwackenzone nicht einheitlich gebaut, noch grenzt die Grauwackenzone an ein tektonisch einheitliches Land im Süden. Sowohl Grenzflächen, wie innerhalb der Zone befindliche wesentliche Baulinien durchschneiden irgendwo diskordant einen älteren, vorgegebenen Bau.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Dies sowohl, wie eine eigenartige O-W-Gliederung in drei Zonen weist auf die alpidische Einschmelzung von älteren, oft, aber nicht immer anders streichenden Struktur-Elementen in die junge O-W-Richtung hin.

Diese horizontale O-W-Gliederung des Gesamtstranges kommt sehr klar zum Ausdruck:

Im Ostabschnitt des Mürztales finden wir die typische Silbersbergserie als fazielles Äquivalent der Gruppe der Grauwackenschiefer im Mittel- und Westabschnitt.

Im Westabschnitt erreicht die faziell so besonders charakterisierbare Dürrnschöberl-Einheit große Mächtigkeit und tektonische Selbständigkeit.

Während im Ostabschnitt sowohl bedeutende Züge von Semmeringmesozoikum, wie auch der Zug der Troiseck-Floningmasse in die Grauwacken-Tektonik einbezogen erscheint, fällt im Mittelabschnitt die Häufung von höher metamorphen Anteilen mit Phylloniten, Diaphtoriten und schwach rückläufig metamorphem Altkristallin in der tieferen Einheit auf. Hier liegt auch die eigentümliche Gruppe der Marmor-Grünschieferzüge.

Ihr Ende finden diese Serienglieder im Westen dort, wo die norische Überschiebung in die Treglwang-Gaishorner Querstruktur einschwenkt. Von hier ab tritt dafür gegen West die anders geartete Fötteleck-Mölbegg-Serie in Erscheinung.

Allen drei Abschnitten sind dagegen gemeinsam:

in der hangenden norischen Decke: die Gotland-Devonkalke und das Blasseneck-Porphyroid;

in der tieferen Einheit: das graphitführende Karbon.

Wir können daraus für die voralpidische Baugeschichte einige wichtige Einzelheiten entnehmen, und mit ihrer Hilfe sowie mit den schon vorher diskutierten Einzelheiten folgendes baugeschichtliches Schema der Grauwackenzone entwerfen (Seite 80):

1. Mit allen faziellen Äquivalenten, altkristalline Schollen an der Basis oder eingeschuppt.

2. Nur im Hangenden der norischen Überschiebung.

3. In der norischen Decke im Devon Beziehungen zu Böhmen. Diabase wie im Grazer Paläozoikum fehlen. Die Entwicklung fehlt in der tieferen Einheit unter der norischen Überschiebung.

Allfälliges Devon (?), der Brettsteingruppe zugehörig (Marmore—Grünschiefer) erscheinen in den bunt gemischten Bestand der tieferen Einheit eingeschuppt und sind Akzessoria im Mittelabschnitt. Eventuell

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Stratigraphisch-tektonische Übersichtstabelle

	norische Decke	tiefere Einheit	Bewegungsphasen	Bemerkungen
Tertiär	norische Abscherung - Überschiebung		steirisch 13)	
			savisch 12)	
Ober- } Kreide			laramisch	
Unter- } Kreide			11) austrisch	Haupteinengung (Seckauer Granite) Vererzung
Jura				
Trias		Rannach — Quarzite Serie		
Perm			pfälzisch, saalisch, asturisch } 10)	
Ober- } Karbon		limnische Fazies mit Graphit Kalke ?	sudetisch 9)	
Unter- } Karbon		Kalke, Schiefer - Sandstein / marin	bretonisch 8)	Faltung alpinotyp
Devon	? fossil belegbare, orthogeosynklinale Entwicklung der „norischen" Fazies 3)	— —		
Gotlandium			takonisch 7)	ohne Gefügeprägung
Ordovicium	Grauwacken-schiefer 1) Porphyroid 2)	Grauwackenschiefer in „Quarzphyllit" — Fazies		diabasische Grüngesteine-initial 6)
Kambrium			assyntisch 4)	dazu Blasseneck-Porphyroid subsequent 5)
Präkambrium	?	? Fötteleck - Mölbegg - Serie		
	Altkristallin — Schollen			

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schiefriges Devon ist als solches nicht nachzuweisen und wäre nicht ortho-geosynklinal.

4. Hierher gehörig auch die alten, in Brekzien aufgearbeiteten Phyllite, S. 16. (Siehe dazu H. Stille, 1951.)

5. Hiezu Analogie zum Saxothuringikum (H. R. v. Gaertner, 1941).

6. Seite 22.

7. Seite 62, Verlagerung von Sedimentationsräumen. Keine Gefügeprägung.

8. Beendigung ortho-geosynklinaler Sedimentation im norischen Raum, Herausbildung des unterkarbonischen Sedimentationsraumes in der südlichen Einheit. Daher wahrscheinlich schon hier Uranlage der norischen Abscherung (Seite 62 ff.). Alpinotype Faltung mit Decken und Schuppen.

9. Beendigung mariner Sedimentation, Belebung terrigener Zufuhr, Herausbildung des zentralalpin-mesozoischen Sedimentationstroges.

10. Phasen nicht differenzierbar. Wanderung des Sedimentationstroges, wahrscheinlich Weiterbildung und Differenzierung der norischen Abscherungsbahn, Entstehung ihrer Diskordanz zu bretonischen und sudetischen Falten im Mittelabschnitt. Dadurch scharfe tektonische Differenzierung des norischen gegenüber dem südlichen Block.

11. Alpidische Einengungstektonik mit Überschiebung, Schuppung, Einbeziehung von Oberkarbon und Trias, norische Überschiebung südwärts, bzw. -Unterschiebung südlicher Einheiten nordwärts unter die norische Decke. Epimetamorphose und Vererzung; Metamorphose und Faltung, Vergneisung im Seckauer Kristallin. Teilphasengliederung mangels Zeitmarken nicht möglich.

12. Weyrer Tektonik, Westanschiebungen, Ausgestaltung jüngerer Bruchtektonik, Ausgestaltung der Trofaiach-Linie zur Blattverschiebung (S. 69), Vorschub der Bösensteinmasse.

13. Posthumes Wiederaufleben älter angelegter Senkungs-Hebungsfelder. Junge Bewegungen in der Furche von Hohentauern, entsprechend den heute noch morphologisch wirksamen Störungen der Pölstalfurche (Einklemmung des Pölser Helvets).

(Bei der Schriftleitung eingegangen am 23. Februar 1952.)

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Literaturverzeichnis.

Ältere Literatur ist nur insoweit berücksichtigt, als sie im Text verwertet ist. Siehe diesbezüglich Arbeiten von CORNELIUS 1941, GÄRTNER 1934, HIESSLEITNER 1929, 1931.

Ampferer O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. — Jahrb. geol. B. A., Wien 1931.
— Geologischer Führer für die Gesäuseberge und geologische Karte 1:25.000. — Geol. B. A., Wien 1935.
Angel F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. — Jahrb. geol. B. A. 1918.
— u. Krajicek E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Carinthia II, Klagenfurt 1939.
Brandecker E.: Geologie der Grauwackenzone zwischen Rottenmann und Trieben. — Unveröffentlichte Diss., Graz 1949.
Braumüller E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30, 1937.
Buttmann H.: Die Kupferkieslagerstätte Mitterberg. — Diss. Freiberg, Sachsen, 1913.
Clar E. u. Friedrich O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. f. prakt. Geol. 41, 1933.
Cornelius H. P.: Aufnahmsberichte über Blatt Mürzzuschlag. — Verh. geol. B. A. Wien, 1929—36.
— Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. — Verh. geol. B. A. Wien, 1935.
— Geologische und petrographische Notizen vom Hochgrößen bei Oppenberg. — Verh. geol. B. A. Wien, 1939.
— Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserkalkbrekzien am Dürrnschöberl. — Ber. R. f. B. Wien (= Verh.) 1941 a.
— Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. d. R. f. B. (= Jahrb.) Wien, 1941 b.
— Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im O-Abschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (zwischen Ternitz—Turnau). — Mitt. R. f. B. Wien, 1941c.
— Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges. — Ber. R. f. B., Wien 1944.
— Die Kontaktfläche Grauwackenzone—Kalkalpen — eine Reliefüberschiebung? — Ber. R. f. B., Wien, 1943.
— Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. I, 1950.
— Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 1952.
Duftschmid-Wilser B.: Probleme der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 82, 1930.
Fließer W.: Geologie und Petrographie des Passailer Schiefergebietes. — Unveröffentlichte Diss. Graz, 1949.
Flügel H.: Einige Bemerkungen zur Stellung des Ludlow und zur Frage des Downton in den karnischen Alpen. — Verh. geol. B. A. Wien, 1947.
— u. Metz: Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. — Anzeiger Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. 1951.
Friedrich O., u. Peltzmann J.: Magnesitvorkommen und Paläozoikum d. Entachen-Alm, Pinzgau. — Verh. geol. B. A. Wien, 1937.
Gärtner H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 86, 1934.
— Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. — Jahrb. R. f. B. Berlin, 1941.
— Erwägungen über präpermische Gebirgszusammenhänge in der Umgebung und im Untergrund von Norddeutschland. — Geol. Jahrb. 64, 1950.
Ganss O.: Das Paläozoikum am Südrand des Dachstein. — Mitt. R. f. B. 1941.
Gaulhofer K., u. Stini J.: Die Parschluger Senke. — Mitt. geol. Ges. Wien, 1912.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Haberfellner E.: Zwei Notizen über ordovicische Graptolithen in der Grauwackenzone. — Verh. geol. B. A. Wien, 1931 *).
— Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. d. Abt. f. Bergbau, Geol. u. Pal. d. Landesmuseums Joanneum in Graz, 1935.

Hammer W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1924.
— Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1932.

Hauser L.: Petrogr. und geol. Studien am Westende des Kletschbachgneiszuges. — Zbl. Min. Geol. Pal. A, 1934.
— Petrogr. Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens: Gesteine mit Granatporphyroblasten. — Verh. geol. B. A. Wien, 1937; Hornblendegarbenschiefer. — Verh. geol. B. A. Wien, 1936; Serpentine und Begleiter. — Ebenda, 1937; Marmore. — Ebenda, 1938 a; Quarzite, Glimmerschiefer, Gneise. — Ebenda, 1938 b.
— Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. — Zbl. Min. Geol. Pal. A, 1938 c.
— Diaphtor. Karinthin-Granatamphibolite (Rittingertypus) aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — Min. petrogr. Mitt. 50, Wien 1938 d.
— Die Grenze Sekkauer-Kristallin-Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg b. St. Michael. — Berg-Hütten Monatshefte 86, 1938 e.
— Die geol. und petrogr. Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1938 f.
Die diabasischen Effusiva in der Grauwacken-Schieferserie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jahrb. Min. Geol. Pal. B, 75, A 1939.
— Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe-P 1996 bei Wald. — Mitt. R. f. B. Wien, 1940.
— Gibt es ein Rannachkonglomerat? — Min. petr. Mitt., Wien III, 1948.

Heritsch F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. — Mitt. Nat. Ver. Graz, 1911.
— Arbeiten in Sitzungsberichten. — Ak. Wiss. Wien m. n. Kl. 1907, 1911.
— Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. — I, Das Paläozoikum, Borntraeger 1943.
— Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. — Verh. geol. B. A. Wien, 1931.
— u. Thurner: Graptolithenfunde in der Murauer Kalkphyllitserie. — Verh. geol. B. A. 1932.

Hiessleitner G.: Zur Geologie des steirischen Erzberges. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1929.
— Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — Jahrb. geol. B. A. 1931.
— Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — Jahrb. geol. B. A., 1935.

Metz K.: Die Stellung diaphtor. Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Zbl. Min. Geol. Pal. B, 1937.
— Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1938.
— Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. — Berg-Hütten. Monatshefte, 86, 1938.
— Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. R. f. B. Wien, 1940.
— Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach West. — Verh. geol. B. A. Wien, 1947.
— Morphologie und Tektonik einer Tiefenlinie in den Bergen des Liesingtales. — Mitt. Nat. Ver. Graz, 1947.
— Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtal. — Berg-Hütten. Monatshefte, 1949.

*) Die Spuren der Graptolithen sind äußerst schlecht erhalten, ihre Bestimmung erscheint daher fraglich.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

— Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauterner Talklagerstätte. — Berg-Hütten. Monatshefte, 1950.
— Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn. — Berg-Hütten. Monatshefte, 1951.

Mohr H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. geol. Ges. Wien III, 1910.

Nekhoroshev W.: Neue Funde von silurischen Bryozoen. — Trans. of the central geol. and prosp. Inst., Leningrad Fasc. 61, 1936.

Peltzmann I.: Tiefes Paläozoikum in der Grauwackenzone unter dem Dachstein. — Verh. geol. B. A. Wien, 1934.
— Silurnachweis im Veitschgebiet. — Verh. geol. B. A. Wien, 1937.
— Fossilführendes Kambrium in den Ostalpen. — Carinthia II, Klagenfurt 1940.

Petrascheck W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — I, 1924.

Sander B.: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1921.
— Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. — Schlernschriften 16, Innsbruck 1929.

Spengler E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1920.
— Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. — Verh. geol. B. A. Wien, 1926.

Schmidt W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1921.

Schouppè A.: Archäocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Grauwackenzone der Ostalpen. — N. Jahrb. Min. Geol. Pal. 91, B., 1950.

Schwinner R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rdsch. XX, 1929.
— Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. geol. B. A. Wien, 1936.
— Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? — Verh. geol. B. A. Wien, 1937.
— Die Zentralzone der Ostalpen. — In Schaffers „Geologie von Österreich", Deuticke, Wien 1951.

Staub R.: Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. — Niggli Festschr. d. schweiz. Min. Petr. Mitt. 1948.

Stille H.: Die assyntische Ära und der vor-, mit- und nachassyntische Magmatismus. — Z. deutsch. Geol. Ges. 98, 1946.
— Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beihefte z. geol. Jahrbuch, 2, Hannover 1951.

Stini J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. — Verh. geol. B. A. Wien, 1931.
— Aufnahmsberichte über Blatt Bruck—Leoben. — Verh. geol. B. A. Wien, 1927, 1928, 1930.

Thurner A.: Neue Profile aus der Bergwelt um Murau. — Verh. geol. B. A. Wien, 1930.
— Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in der Bergwelt um Murau. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl., 1935.
— Geologie der Frauenalpe bei Murau. — Jahrb. geol. B. A. Wien, 1936.
— Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. geol. B. A. Wien, 1947.

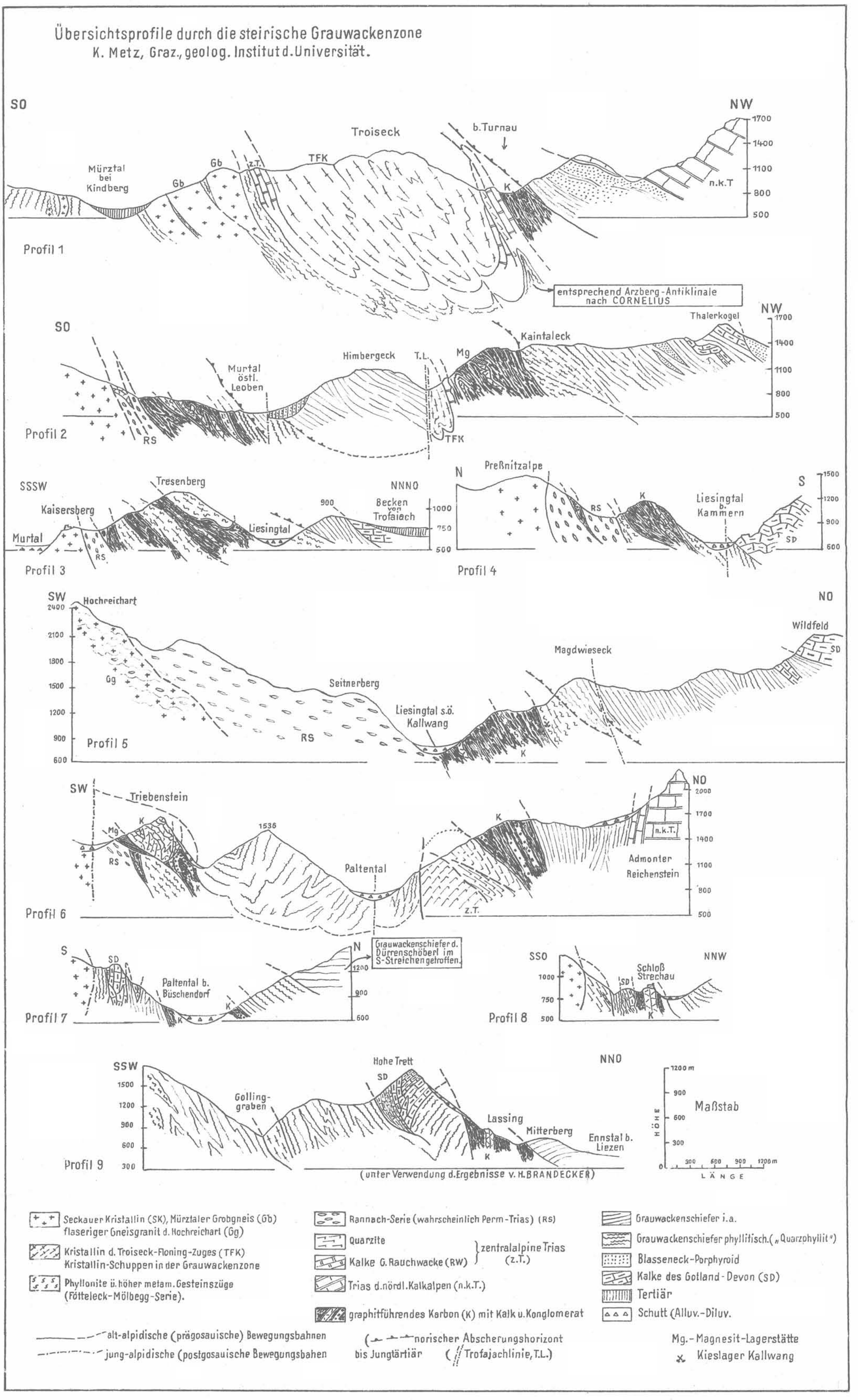
Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. — I. u. II., Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. 100, 101, 1926, 1928.

Vacek M.: Über die krystallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Verh. geol. B. A. Wien, 1890 (Rannachkonglomerat, pag. 17).

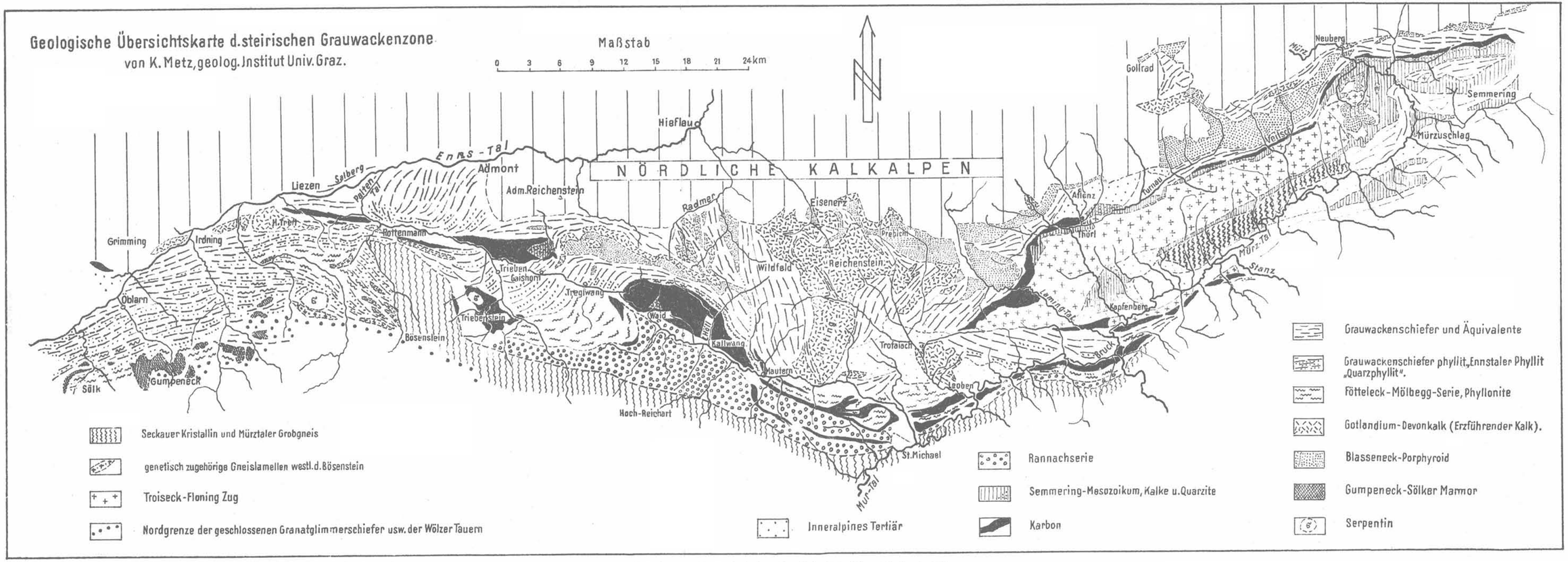
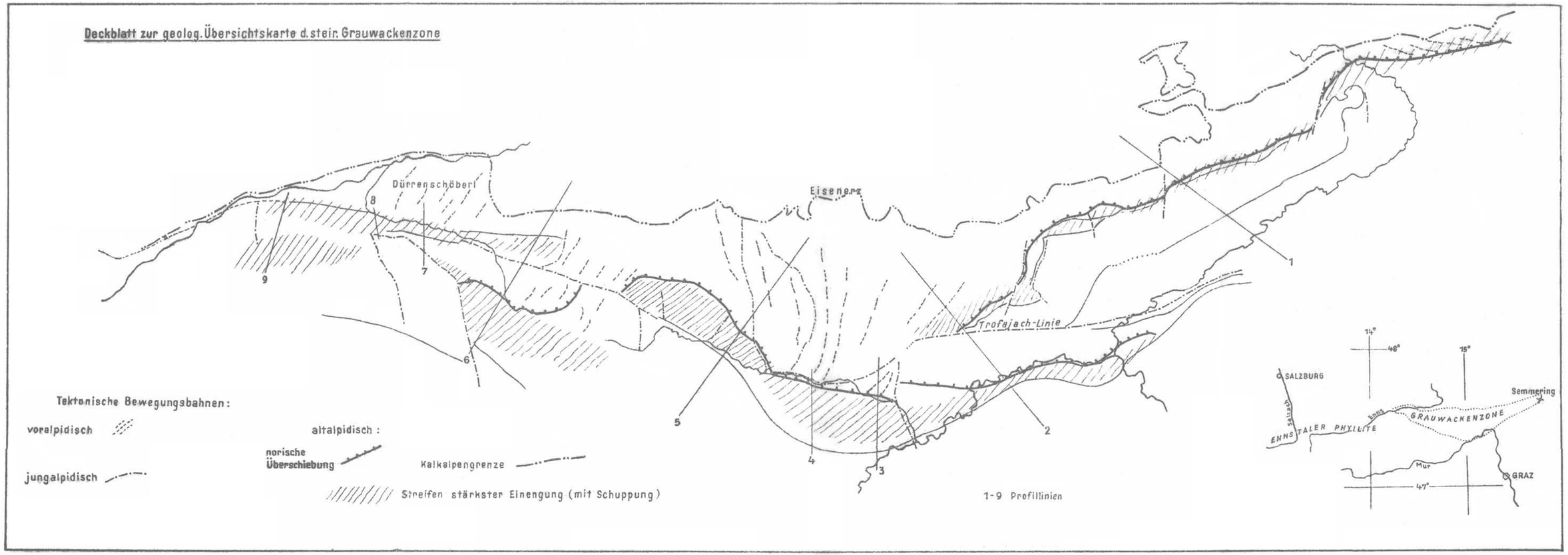
Wieseneder H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. — Min. Petr. Mitt. 50, 1938.

Zemann I.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. — Min. Petr. Mitt., Wien, 1950.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at