Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive

Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen

Mit 48 Abbildungen und Tafel I—III im Text.

von FRANZ KARL *)

Aus dem Institut für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde der Bergakademie Clausthal

Meiner lieben Frau gewidmet

Inhaltsverzeichnis

Seite

A. Einleitung ... 2

B. Tonalitgranite und deren Altersverhältnis zu den Augen- und Flasergranitgneisen in den Hohen Tauern:

I. Feldgeologische Ergebnisse ... 6

1. Gebiet des Großvenedigers ... 6

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge ... 9

α) Tonalitgranit ... 9

β) Tonalitgranitgneis ... 9

γ) Tonalitische Gneise ... 9

b) Augen- und Flasergranitgneise ... 10

c) Zum Altersverhältnis zwischen Augen- und Flasergranitgneisen einerseits und Tonalitgranit andererseits einschließlich der tonalitischen Gneise und Migmatite ... 19

2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen) ... 26

3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe ... 30

II. Mikroskopische Untersuchungsergebnisse ... 37

1. Großvenedigerbereich ... 38

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Typen mit massigem und gneisigem Gefüge ... 38

α) Tonalitgranit ... 38

β) Tonalitgranitgneise ... 56

γ) Basische Einlagerungen im Tonalitgranit und Tonalitgranitgneis . 56

δ) Tonalitische Gneise ... 66

*) Adresse des Verfassers: Franz Karl, Institut für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde der Bergakademie Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Deutschland

Seite

b) Augen- und Flasergranitgneise 82
c) Die Bildungsgeschichte der granitischen Gesteine des Großvenediger-bereiches in der regionalen Literatur 97
2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen) 98
3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe 114
III. Zusammenfassung und geologische Auswertung der Ergebnisse über die Tonalitgranite in den Hohen Tauern 126
C. Einige periadriatische Intrusivvorkommen und deren petrogenetische Vergleichbarkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten 132
I. Rieserferner-Tonalit 132
II. Tonalite und Granite von Lana bei Meran 147
III. Adamello-Tonalite 156
IV. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den periadriatischen Tonaliten und Graniten 171
D. Petrogenetischer Vergleich der periadriatischen Intrusiva mit den Tauern-Tonalitgraniten und dessen geologische Auswertung 173
E. Beziehungen dieser Untersuchungsergebnisse zur derzeitigen Beurteilung der Metallogenese in den Ostalpen 180
F. Zusammenfassung 184
G. Literaturverzeichnis 188

A. Einleitung

Der vorliegenden Arbeit liegt die Frage zugrunde: Gibt es kretazisch-tertiäre Granite in den Ostalpen und wie sind diese von möglicherweise älteren granitischen Gesteinen petrographisch und geologisch zu unterscheiden?

Seit E. WEINSCHENK (1903) die „Centralgranite" der Hohen Tauern für Tertiär erklärte, ist diese Frage zu einem Hauptproblem der Tauerngeologie geworden. Im Blickwinkel vorwiegend tektonischer Betrachtungen standen sich bis in die letzten Jahre die Meinungen über variskisches oder noch höheres Alter und über alpidische Eingliederung gegenüber.

Die Mehrzahl der Geologen setzten entsprechend dem vereinheitlichenden Begriff „Zentralgneis" bzw. „Zentralgranitgneis" für die petrographisch unterschiedlichen, sauren bis intermediären Massengesteine einheitliche Bildung — zumindest im breiten Rahmen von nur einer Orogenese — voraus. Trotz häufiger Zitierung blieb der Gedanke von B. SANDER (1921), daß es innerhalb der „Zentralgranitgneise" der Hohen Tauern ältere und jüngere Gesteinstypen gäbe, zu wenig beachtet. Unter der Voraussetzung des genetisch einheitlichen „Zentralgneises" wurden bei der Untersuchung der Beziehungen zwischen Granitplatznahme und Tektonik je nach dem Arbeitsgebiet und z. T. auch nach den angewandten Arbeitsmethoden unterschiedliche Ergebnisse erzielt. Im Tauern-Westende und im Großvenediger-Gebiet vertraten petrographisch arbeitende Geologen alpidisches Alter, im Tauern-Ostende überwiegt auch unter den mikroskopierenden Geologen die Ansicht voralpidischen Alters — ausgenommen F. ANGEL und Schüler, deren Arbeitsbereich bezeichnenderweise das Hochalmspitzgebiet einschließt.

Die Anhänger des Deckenbaues der Ostalpen stuften alle Tauerngranite voralpidisch ein; ihnen war das tektonische Konzept „Maß aller Dinge". Dazu kommt noch, daß den Anhängern alpidischen Zentralgneisalters zur damaligen Zeit ein ähnlich bestechendes tektonisches Gesamtbild fehlte. Der von B. SANDER ebenfalls schon 1921 ausgesprochene Gedanke eines nach Süden geneigten Großbewegungshorizontes in Verknüpfung mit Regionalmetamorphose, Granitisation und Granitintrusionen wurde erst 1953 von E. CLAR aufgegriffen und im Sinne neuester Vorstellungen über den Deckenbau der Ostalpen zusammen mit Stoffmobilisationen durch Tiefenversenkung verwertet.

Die Weiterentwicklung der geologisch-petrographischen Forschung im „Zentralgranitgneis" der Ostalpen — und hier vornehmlich im Tauern-Ostende — ging in Richtung transformativer Granitentstehung und Granitveränderung. Der Begriff „Zentralgneisfacies" sollte alle para- bis posttektonischen Mineralisationen vereinen und als Folge eines aus der Tiefe aufsteigenden Lösungsstromes während und nach der alpidischen Tektonik verstanden werden. Damit schienen alpidische magmatische Intrusionen unnotwendig.

Namhafte Autoren, u. a. F. ANGEL und H. LEITMEIER, vertraten aber weiterhin die Auffassung, daß Intrusionen magmatisch-teilbeweglicher Massen zu alpidischer Zeit stattfanden. Die fortschreitenden Neukartierungen im Tauern-Ostende erwiesen in jüngster Zeit eindeutig eine wesentliche Beteiligung von magmatischen Massen an der Bildung des „Zentralgneises" und schränkten die Bedeutung der Ichorese hinsichtlich einer Granitbildung wesentlich ein (CH. EXNER, 1957; G. FRASL, 1958). Die beiden genannten Autoren beharren aber auf Grund tektonischer Überlegungen aus ihren Arbeitsgebieten auf dem voralpidischen Alter des „Zentralgneises" und verneinen die Beteiligung eines alpidischen Magmatismus.

Es stehen sich also derzeit im Tauern-Ostende — dem geologisch und petrographisch meist bearbeiteten Gebiet der Hohen Tauern — nach wie vor alpidische und voralpidische Altersdeutung der zentralen Tauern-Granitgneise gegenüber.

Unbeeinflußt von großtektonischen wie transformistischen Vorurteilen übernahm ich 1951 zusammen mit Dr. O. SCHMIDEGG die geologische Kartierung des Großvenedigergebietes, mit der Absicht, die Altersverhältnisse in den zentralen Graniten und Gneisen im Sinne der Annahme von B. SANDER (1921) zu untersuchen. Mit Fortschreiten der Arbeiten erwies sich die Richtigkeit dieser Annahme und die vorzügliche Eignung des Großvenediger-Gebietes zur Bearbeitung dieses Fragenkomplexes, ganz im Gegensatz zu den Gegebenheiten im Tauern-Ostende. Es wurde dann im Zuge der weiteren Kartierungsarbeiten umfangreiches Material gesammelt und in engster Verbindung mit den feldgeologischen Befunden petrographisch bearbeitet. Die erzielten Ergebnisse ermutigten zu Vergleichen mit den anderen zwei Kernbereichen des Tauern-Hauptkammes, dem Oberen Zemmgrund und dem Hochalm-Ankogelgebiet (vgl. Tafel I). Die Bearbeitung der jeweiligen Literatur, insbesondere aber des gesammelten Vergleichsmaterials, bestätigte tatsächlich die Ergebnisse aus dem Großvenediger und gestattete, die dort ermittelte Alterstrennung zwischen alpidischen „Tonalitgraniten" und früh- bzw. wahrscheinlich sogar vor-

alpidischen „Augen- und Flasergranitgneisen" für den Raum der Hohen Tauern zu verallgemeinern.

Zur weiteren Stützung der Altersdatierung, im besonderen des alpidischen Alters der Tonalitgranite, erschien mir ein petrologischer Vergleich mit den benachbarten Tonaliten und Biotitgraniten des periadriatischen Intrusivbogens erfolgversprechend. Es wurde dazu Material vom Rieserferner-, Lana (bei Meran)- und Adamello-Massiv (vgl. Tafel I) gesammelt und untersucht. Die petrographische Bearbeitung des Materials rechtfertigt diesen lithologischen Vergleich als nunmehr wichtigstes Argument für wirklich alpidisches Alter der Tauern-Tonalitgranite. Die Untersuchung vermittelte außerdem die entscheidenden Grundlagen für die detaillierte Genese der alpidischen Intrusiva in den Tauern.

Damit schien mir die Ungleichzeitigkeit der Intrusionen im Tauernzentralbereich erwiesen und der zukünftigen Ostalpen-Petrographie und -Geologie für weitere, ähnliche Untersuchungen wie auch für Vergleiche mit anderen alpinen Bereichen ein fundiertes, aber noch auszubauendes Resultat gegeben zu sein.

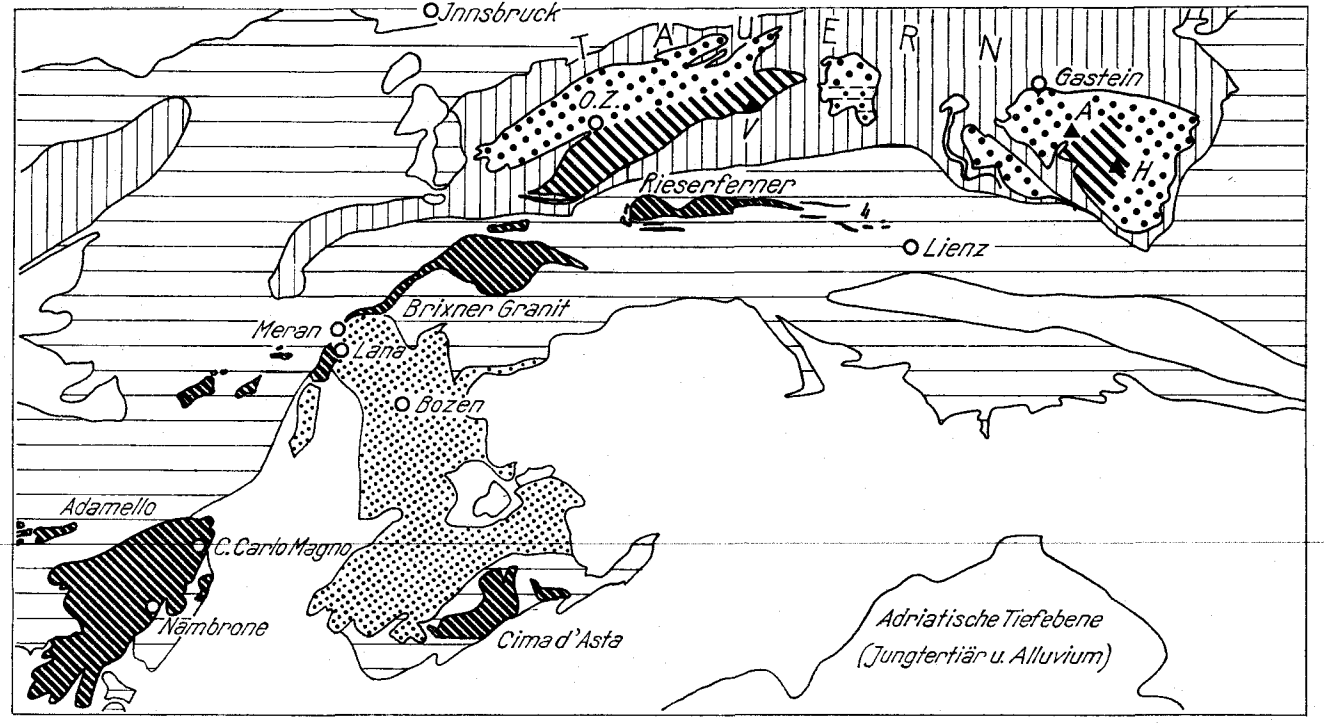
Die bestehenden Widersprüche in der Altersdatierung lösen sich auf dieser Grundlage ohne Schwierigkeiten. In Bereichen mit vorwiegend Augen- und Flasergranitgneisen (z. B. Umgebung von Bad Gastein, im Nordbereich des Großvenedigers usw.) ist die voralpidische Altersbestimmung ebenso zutreffend wie in Bereichen mit Tonalitgraniten die alpidische Einstufung (z. B. Hochalmgebiet, Zentralbereich des Großvenedigers usw.).

Die Hauptschwierigkeiten sind wohl auf die Verwendung des schlecht definierten Begriffes „Zentralgneis" zurückzuführen. Es wird daher die Vermeidung dieses Begriffes empfohlen, stattdessen für die kretazisch/tertiären Intrusiva der Begriff „Tonalitgranit" und für die älteren „Augen- und Flasergranitgneis" vorgeschlagen.

Tafel I zeigt überblicksmäßig die Verbreitung der Tonalitgranite und Augen- und Flasergranitgneise in den Hohen Tauern sowie die nächstgelegenen periadriatischen Intrusiva. Bei letzteren wurde der Cima d'Asta-Granit auf Grund petrographischer Vergleichbarkeit vorläufig mit eingereiht. Die Abgrenzung zwischen Tonalitgranit und Augen- und Flasergranitgneis speziell im Hochalm-Ankogelkern ist möglicherweise noch in Feinheiten zu korrigieren.

Die Auswirkungen dieser Ergebnisse auf die ostalpine Metallogenese werden am Schluß der Arbeit diskutiert.

Es ist mir eine freudige Verpflichtung, an dieser Stelle allen jenen Personen und Institutionen zu danken, die am Gelingen der Arbeit wesentlichen Anteil hatten. So bedanke ich mich bei meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Dr. B. SANDER, für die Einführung in die Probleme der Tauerngranite, bei Herrn Professor Dr.-Ing. habil. H. BORCHERT für aufschlußreiche Hinweise in metallogenetischen Fragen und bezüglich des geosynklinalen Magmatismus sowie für Diskussionen über Beziehungen zwischen Feldspatausbildung und Ablauf der magmatischen Erstarrung. Meinem Freunde und Kollegen, Herrn Dr. O. SCHMIDEGG, bin ich für viele Diskussionen und feldgeologische Erfahrungen während monatelanger gemeinsamer Kartierungsarbeiten im



Geologische Übersicht über Verbreitung der Tonalitgranite und Augen- und Flasergranitgneise in den Hohen Tauern sowie der periadriatischen Massen im Intrusivbogen vom Adamello bis Rieserferner.

Hochgebirge und nicht zuletzt auch für die touristische Führung im schwierigen Gelände zu tiefstem Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. F. ANGEL danke ich neben der Fülle von Anregungen, die ich seinen Veröffentlichungen entnahm, für überaus hilfsbereite briefliche Beratung. Für die Ausführung und Verrechnung von 21 Modalanalysen sei Herrn cand. geol. N. WEISSENBACH gedankt. Nicht zuletzt gehört mein besonderer Dank meiner lieben Frau, die mich meist im Felde — auch in schwierigem Gelände — begleitete und im weiteren den Hauptteil der Schreibarbeiten trug. Hier seien auch mit Dankbarkeit Frl. S. RISCHER und die Präparatoren, Herr F. BAUER und Herr W. SCHMÜSER, des Mineralogischen Institutes der Bergakademie Clausthal genannt. Daß die Arbeiten im vorliegenden Umfange und mit regionalen Vergleichen ausgeführt werden konnten, verdanke ich einer großzügigen Reisebeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Entgegenkommen der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt, von der ich seit 1951 als auswärtiger Mitarbeiter mit der Kartierung des Großvenedigergebietes beauftragt bin. Beiden Institutionen sei nochmals ergebendst gedankt.

B. Tonalitgranite und deren Altersverhältnis zu den Augen- und Flasergranitgneisen in den Hohen Tauern

I. Feldgeologische Ergebnisse

Durch die Kartierungsarbeiten im Großvenediger-Bereich sind mir die geologischen Verhältnisse in diesem Raume am besten bekannt und sie mögen daher zu Anfang und ausführlicher behandelt werden.

Dem Rahmen der Arbeit entsprechend, beschränken sich die Ausführungen jedoch auf die Beobachtungen, die unmittelbar für die Frage nach dem Alter der granitischen, granodioritischen und tonalitischen Gesteine Bedeutung haben. Das gleiche gilt für die Diskussion der feldgeologischen Verhältnisse im Gebiete des oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen) wie sie E. CHRISTA (1931) darstellte und im Gebiet des Hochalm-Ankogelmassives (östliche Hohe Tauern), von wo die Ergebnisse von F. ANGEL und STABER (1952), sowie von Ch. EXNER (1957) verarbeitet werden.

1. Gebiet des Großvenedigers

Schon bei erster Betrachtung des transportierten Gesteinsmaterials in den zur Salzach entwässernden Quertälern ist innerhalb der granitischen und verwandten Gesteinsarten eine Zweiteilung auffällig in a) biotitreiche, richtungslos körnige oder gneisige Typen mit reichlich dunkleren Putzen und Schlieren und b) in hellere Augen- oder Flasergranitgneise.

Es erwies sich, daß diese Zweiteilung nicht nur im Venedigerbereich kartenmäßig darstellbar war, sondern auch im Tauernwestende und am Tauernostende für die Klassifikation der granitischen Gesteine grundlegend ist, weshalb es angebracht erscheint, die beiden Gesteinsgruppen vorerst nach ihren makroskopischen Merkmalen eingehender zu beschreiben.

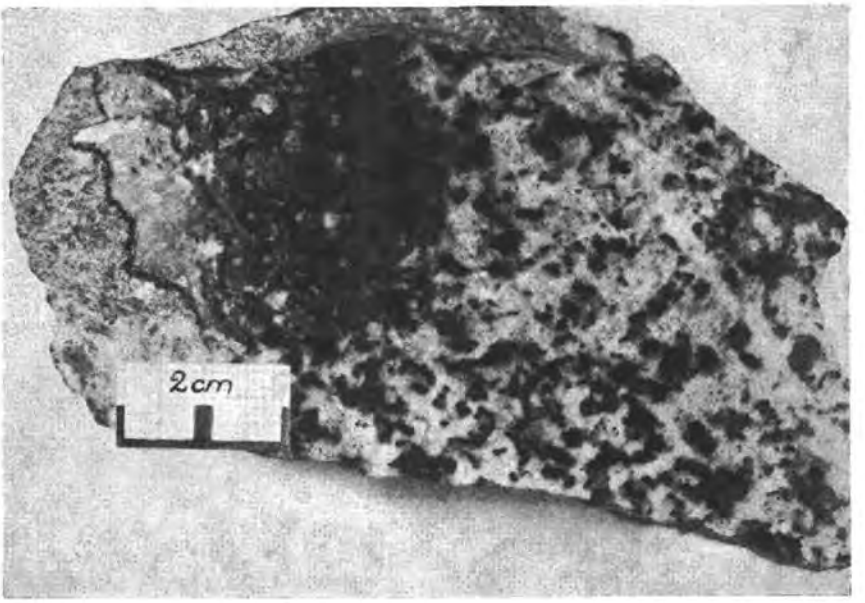


Abb. 1: Richtungslos körniger Tonalitgranit mit basischer Putze. Hinteres Obersulzbachtal, Stierlahnerwand, Großvenediger.



Abb. 2: Metatekte Biotitplagioklasgneise der Granithülle als scharfbegrenzte Schollen im Tonalitgranit (Schollengrenzen nachgezeichnet). Nähe Gletscherzunge des Villtragenkeeses, orographisch linke Talseite, Großvenediger.

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge

Die Unterscheidung von parallelflächig struierten und richtungslos massigen Typen stellt eine erste Untergliederung dar, die — wie spätere Erörterungen zeigen werden — im Gesamtaufbau und in der Entstehung des Venediger-Kernbereiches begründet ist. Unter Miteinbeziehung der mikroskopischen Untersuchungsergebnisse werden folgende Gesteinsnamen verwendet:

α) „Tonalitgranit" für richtungslos körnige Typen, bestehend aus Biotit (teilweise auch Pseudomorphosen von Hornblenden nach Biotit), Hornblende, Plagioklas, seltener Kalifeldspat, und Quarz. Häufig eingeschlossene biotitreiche Putzen und Schlieren sind überwiegend ohne Vorzugsrichtung (vgl. Abb. 1).

β) „Tonalitgranitgneise" für Typen wie unter α), aber mit mehr oder weniger ausgeprägter s-Flächenanisotropie. Ebenso sind die dunklen Einschlüsse in s gelängt.

γ) „Tonalitische Gneise, Metatexite (K. H. SCHEUMANN, 1937) und Schollenmigmatite" für eine gefügemäßig sehr inhomogene Gesellschaft von ausgesprochen vergneisten Typen bis zu Schollenmigmatiten, deren Abstammung von ehemaligen Biotitplagioklas-Paragneisen (oder den darin enthaltenen Amphibolitlinsen) durch Metatexis am Granitkontakt feldgeologisch und mikroskopisch nachweisbar ist. Abb. 2—6 zeigen eine Kollektion solcher Typen.

Im Felde ist das auffallendste Kennzeichen dieser drei Gesteinsarten die Existenz paläosomatischer Relikte, die unterschiedlich stark durch das Neosom verändert wurden. Ihre Abstammung aus den umhüllenden Paragneisen und Amphiboliten ist besonders in den Berührungszonen Tonalitgranit: Paragneis zu studieren. Inwieweit noch andere Herkunftsmöglichkeiten in Betracht kommen, soll bei den mikroskopischen Untersuchungen besprochen werden.

Abb. 2 und 3 zeigen einen klassischen Schollenmigmatit vom Villtragenkees (Venediger-Südseite) mit messerscharfer Begrenzung, also ohne makroskopisch sichtbare stoffliche Umsetzungen im Randbereich. Die Schollen müssen daher zur Zeit der Umschließung durch die tonalitgranitischen Massen thermisch und stofflich in einem gleichgewichtsähnlichen Zustand gewesen sein. Es handelt sich um Hüllgesteinsbereiche, die vom gleichen Tonalitgranit zuerst metatektisch verändert wurden und dann eingebrochen sind. Dieser Typus von Schollenmigmatiten ist selten zu beobachten und nur an Kontakten, die mutmaßlich durch räumlich begrenzte letzte Tonalitgraniteinströmungen entstanden sind.

Abb. 6 hingegen zeigt das extreme Gegenteil: einen Anatexit durch Immigration und Demigration (B. SANDER, 1948, S. 195), wie er in der Kontaktzone Tonalitgranit: Paragneis häufiger zu beobachten ist.

Vermittelnde Gefügebilder zwischen beiden Entstehungsmöglichkeiten zeigen die Abb. 4 und 5.

Die Gefügebilder der Abb. 2 bis 5 sprechen für sich und lassen keine Zweifel bestehen, daß es sich hier zumindest um einen Kontakt zwischen hochteilbeweglichen Massen mit minderteilbeweglicheren handelt, daß also

Stoffaustausch auf „trockenem Wege" nicht die Entstehungsursache für die Tonalitgranite ist. Sie sprechen aber auch eindeutig gegen Granitentstehung am Orte durch ichoretischen Lösungsumsatz, der niemals die scharfe Schollenbegrenzung erklären könnte. Es handelt sich also sicher um den Kontakt von magmatischen Massen mit Hüllgesteinsschollen, der durch gewaltsame Platznahme des magmatischen Mediums zustande kam; für die gezeigten Beispiele um ein Einströmungsgefüge (B. SANDER, 1948) eines immigrativen tonalitischen Magmas in seine Hüllgesteine. Damit sind der Tonalitgranit (α) und der Tonalitgranitgneis (β) sicher Orthogesteine; die Typen unter (γ) hingegen Migmatite aus tonalitisch-magmatischem Stoffbestand und älteren Paragneisen.

b) Augen- und Flasergranitgneise

Es sind Zwei-Glimmergranite mit wechselnder Vormacht von Biotit und Hellglimmer. Letzterer ist häufig kleinschuppiger Serizit.

Die Augen oder Flasern sind durchschnittlich ½ bis einige Zentimeter große Einzelkörner oder Mehrkornaggregate aus Kalifeldspat bzw. Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Bereichsweise existieren Kalifeldspatholoblasten, so daß sie auch als porphyrische Granite bezeichnet wurden. Bereits aus den Handstückbefunden wird es wahrscheinlich, daß die Form der Kristalloblasten eine Folge des unterschiedlichen zeitlichen Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation und der Intensität dieser gesteinsverändernden Faktoren ist. Gelegentlich existieren auch homogen körnige Typen, die alle Übergänge zu Flaser- und Augengefüge zeigen. Regional vorherrschend und daher namengebend ist das inhomogene Augen- und Flasergefüge. Ebenso kennzeichnend für dieses Gestein ist paralleles s-Flächengefüge von Riesenbankung mit 50—100 *m* s-Flächenabstand bis zu schiefriger Ausbildung, was als Ausdruck bedeutender nachgranitischer Verformung zu betrachten ist.

Basische Putzen und Schlieren von der Art, wie sie den Tonalitgranit im Felde charakterisieren, sind in den Vorkommen des Venedigerbereiches sehr selten und nur an einigen Stellen bekannt.

Nach der Beurteilung im Handstück-, Aufschluß- und Kartenbereich dürfen auch die Augen- und Flasergranite als kristallines Produkt von

---

Abb. 3: Scharfbegrenzte Riesenscholle eines metatekten Biotitplagioklasgneises im richtungslosen Tonalitgranit (Grenze nachgezeichnet). Rechts im Bilde eine unscharf begrenzte basische Putze. Die Ausbildung und Begrenzung dieser beiden Typen basischer Einlagerungen sprechen für unterschiedliches Alter bezüglich ihrer Aufnahme in das Magma. Gletscherzunge Villtragenkees, orographisch linke Talseite, Großvenediger.

Abb. 4: Resorbierte und gefeldspatete Biotitplagioklasgneisschollen in sauerem Tonalitgranit-Neosom. Die Biotitplagioklasgneisschollen zeigen zum Teil noch das alte s-Gefüge. Das Bild demonstriert ein Beispiel für Parallelkontakt zwischen hochteilbeweglichem, immigrativen Neosom und minderteilbeweglichem Biotitplagioklas-Paragneis. Unterschiedlich zu Abb. 3 sind die Paläosomschollen stärker verändert (resorbiert, gefeldspatet, zum Teil entregelt). Krimmler Achental, orographisch linkes Gehänge innerhalb Unlaßalm, Großvenediger.

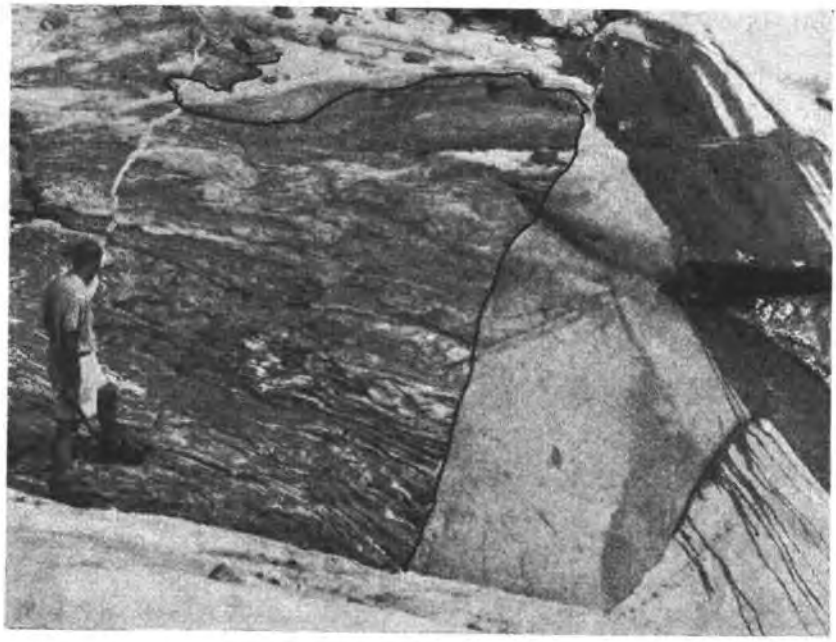


Abb. 3



Abb. 4



Abb. 5: Schollenmigmatit. Die durch Resorption gerundeten Fremdeinschlüsse sind von hellen Säumen aus Alkalifeldspat und Quarz umgeben.



Abb. 6: Metatexit bis Anatexit durch Tonalitimmigration parallel s der Biotitplagioklasgneise und weitgehende Auflösung des alten Gefügeverbandes. Abb. 4 kann als Anfangsstadium dieser Entwicklung verstanden werden. Obersulzbachtal, Gletscherschliffe vor der Gletscherzunge des Obersulzbachkeeses, Großvenediger.

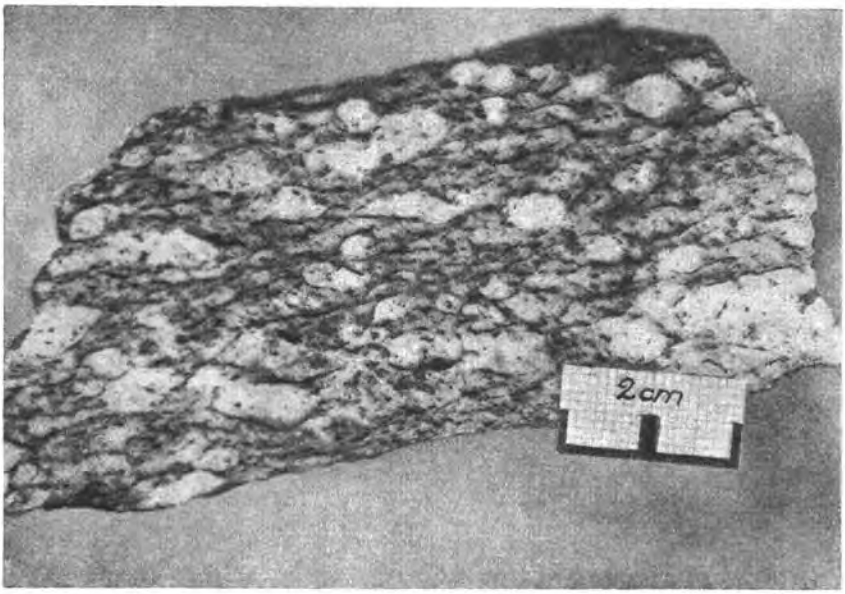


Abb. 7: Augengranitgneis. Mittleres Obersulzbachtal, orogr. links, Krauskar, Großvenediger.

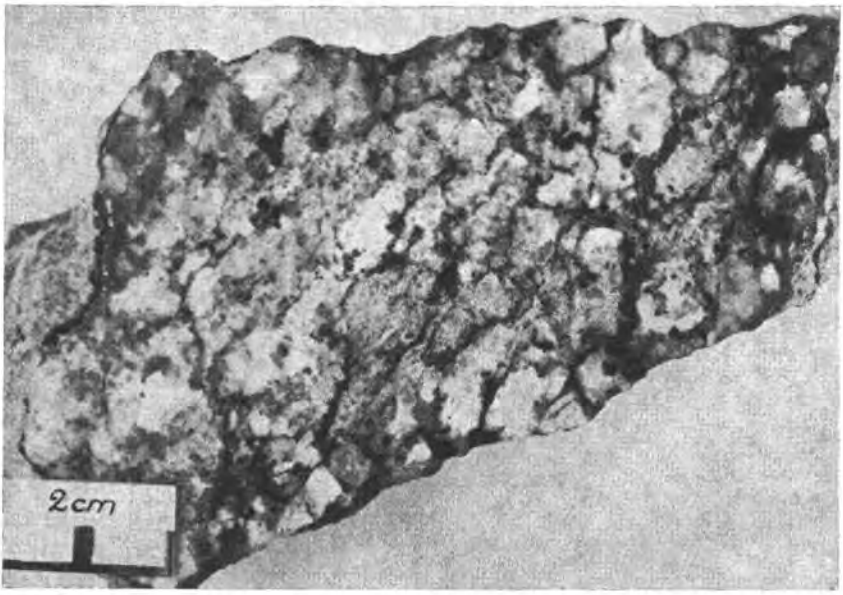


Abb. 8: Flasergranitgneis. Mittleres Untersulzbachtal, östl. Stockeralm, Großvenediger.

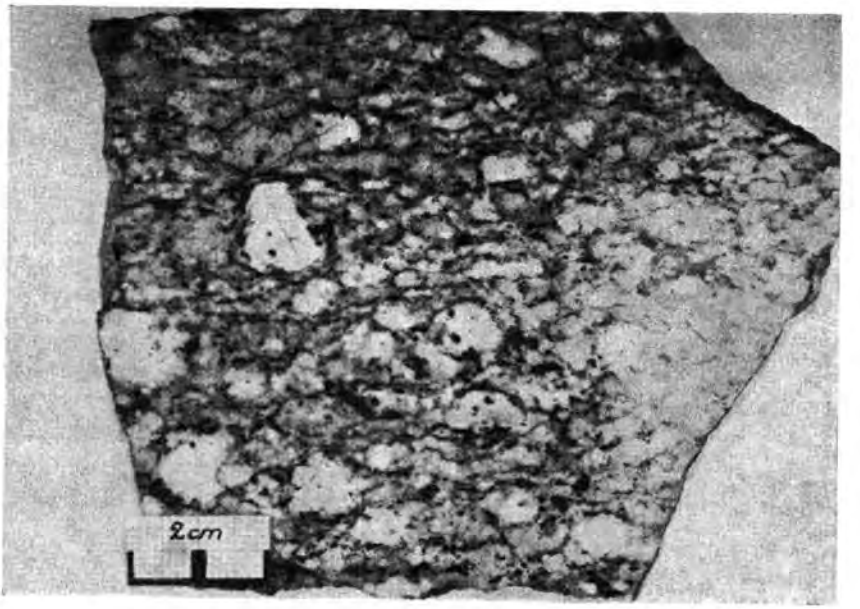


Abb. 9: Porphyrischer Augengranitgneis. Krimmler Achental, Rainbachtal, Großvenediger.

zunächst hochteilbeweglichen Massen angesehen und nach herkömmlicher Bezeichnungsweise Orthogranite genannt werden [1]).

Abb. 7—9 demonstrieren die im Venedigergebiet häufigsten Typen dieser Gruppe.

c) Zum Altersverhältnis zwischen Augen- und Flasergranitgneisen einerseits und Tonalitgraniten andererseits einschließlich der tonalitischen Gneise und Migmatite

Die auffallenden Wesensverschiedenheiten zwischen Augen- und Flasergranitgneisen und Tonalitgraniten, die im übrigen bereits E. WEINSCHENK (1894, S. 721 und 723) vermerkt, aber nicht weiter untersucht, erwiesen sich durch die Kartierung im Venedigerbereich und Vergleichsbegehungen am Tauernwest- und am Tauernostende als geschlossene und gesondert kartierbare Räume. Es war naheliegend, aus der großräumigen Trennbarkeit ein verschiedenes geologisches Schicksal zu vermuten. Nicht zuletzt war es andererseits die bis in Einzelheiten gehende makroskopische Ähnlichkeit zwischen Tonalitgraniten und periadriatischen Tonaliten, die diesen Verdacht bestärkte.

Wenn nach dem bisherigen Stande der Aufnahmen und Untersuchungen im Felde erst ein Bereich einen direkten Beweis für einen wesentlichen Altersunterschied erbrachte, so liegt das an der Tatsache, daß sich die beiden Gesteinsgruppen lediglich im Westteil meines Kartierungsbereiches (Zillerplattenscharte) in Form eines magmatischen Primärkontaktes berühren. Dort ist aber ein diskordantes Eindringen von tonalitgranitischem Neosom in den Augengranit festzustellen (Südostgrat der Zillerplatte) und eine Mischgesteinszone in einer Breite von mehreren 100 *m* aufgeschlossen, die im Felde bereits mit Wahrscheinlichkeit als Migmatit aus Tonalitgranitdifferentiat und älterem Augengranit erkennbar ist.

Außerdem ergaben sich aus den Beobachtungen über das Altersverhältnis des Tonalitgranitkörpers zur letzten alpidischen Groß-Tektonik wichtige Schlußfolgerungen zu dieser Frage.

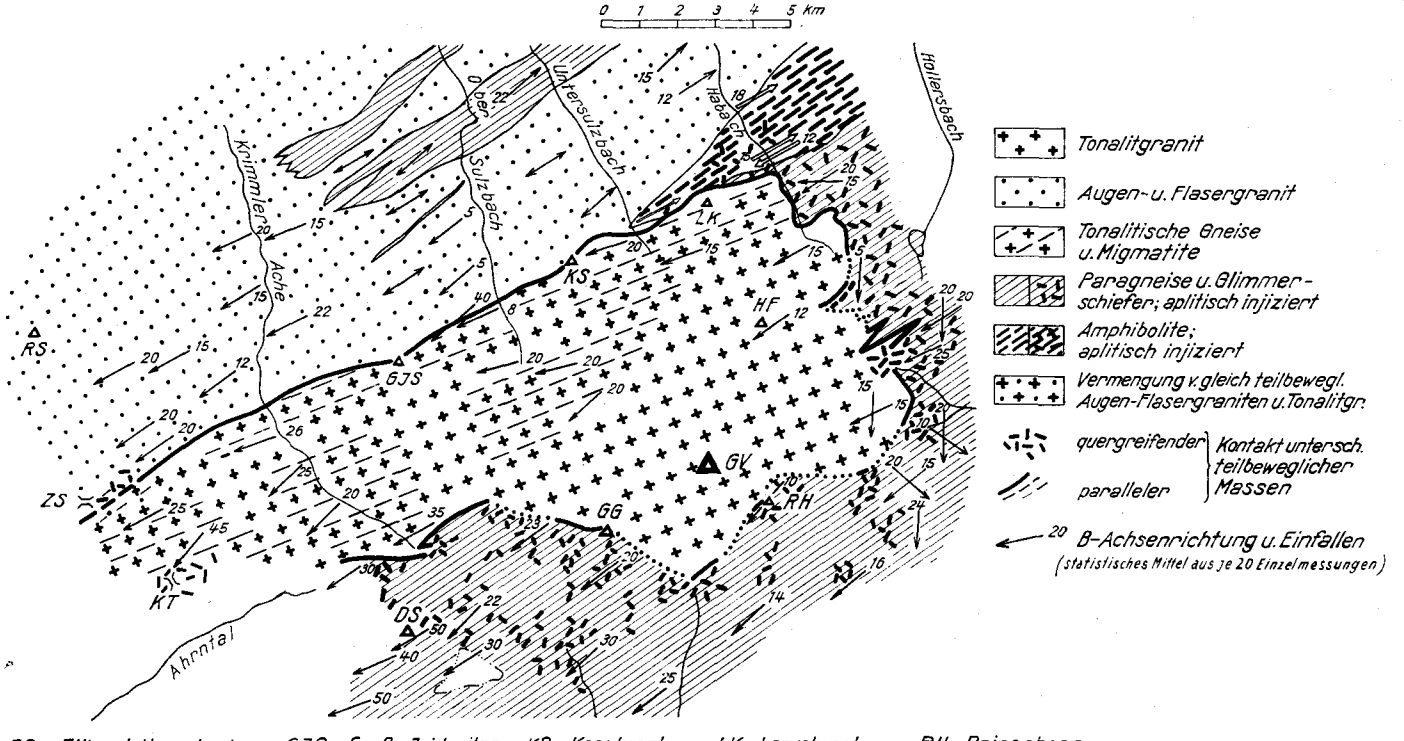
Tafel II zeigt einen vereinfachten Ausschnitt aus noch unveröffentlichten Kartierungsergebnissen im zentralen Großvenedigerbereich, woraus folgendes abzulesen ist: Der Tonalitgranitkörper besitzt im Raume zwischen Krimmler-Achental und Habachtal eine Längserstreckung parallel den B-Achsenrichtungen (vorwiegend Faltenachsen von Zentimeter- bis 10 *m*-Dimensionen). Entsprechend dem B-Achseneinfallen taucht er nach WSW ab und hebt nach ENE fingerartig, parallel B gelappt, in die Luft aus.

Betrachtet man die Grenzverhältnisse gegen seine Nebengesteine (Tafel II), so sind an der Ost- und Südgrenze aplitische Durchäderungen, Parallel- und Querkontakte vorhanden, die heute noch in ihrer ursprünglichen Position zum Tonalitgranit liegen. Außerdem zeigen Abb. 2, 3 und 4, daß es Querkontakte gibt, in denen die mag-

[1]) In meinem Kurzbericht (Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien 12. 1. 1956, S. 4 u. dto. 10. 10. 1957) wurde der Name „Orthoaugengranitgneis" verwendet.

Vereinfachte geologische Karte des zentralen Großvenediger-Bereiches

nach Aufnahmen von F. Karl und O. Schmidegg



ZS = Zillerplattenscharte
RS = Reichenspitze
KT = Krimmler Tauern

GJS = Große Jaidspitze
DS = Dreiherrnspitze

KS = Keeskogel
GG = Großer Geiger

LK = Larmkogel
HF = Hohe Fürlegg
GV = Großvenediger

RH = Rainerhorn

matische Platznahme sicher nach örtlichen Bruchbildungen passierte. Wenn auch in der Karte für die Nordbegrenzung des Tonalitgranites aus Gründen einer beschreibenden Darstellung nur „tonalitische Gneiszone" verzeichnet wurde, so erbrachte das Studium im Felde, daß letztere sehr wahrscheinlich doch nur die tektonisierte ehemalige Kontaktzone ist. Es wird also der Tonalitgranit allseitig von Primärkontaktbildungen umgeben, die nur bereichsweise einer nachträglichen Verformung unterworfen waren.

Es erscheint darum unberechtigt, diese nachmagmatischen Verformungen als Ausdruck der gesamten alpidischen Orogenese in diesem Raume zu bezeichnen und die Platznahme der Tonalitgranite als vortektonisch im Sinne von voralpidisch abzuleiten. Aus der Summierung aller Einzelbeobachtungen zum zeitlichen Verhältnis zwischen magmatischer Immigration und letzter sichtbarer Tektonik resultiert vielmehr eine synorogene magmatische Platznahme innerhalb eines geologischen Ablaufes von tektonischen und kristallisatorischen Ereignissen, wie es in diesem Falle die alpidische Orogenese darstellt.

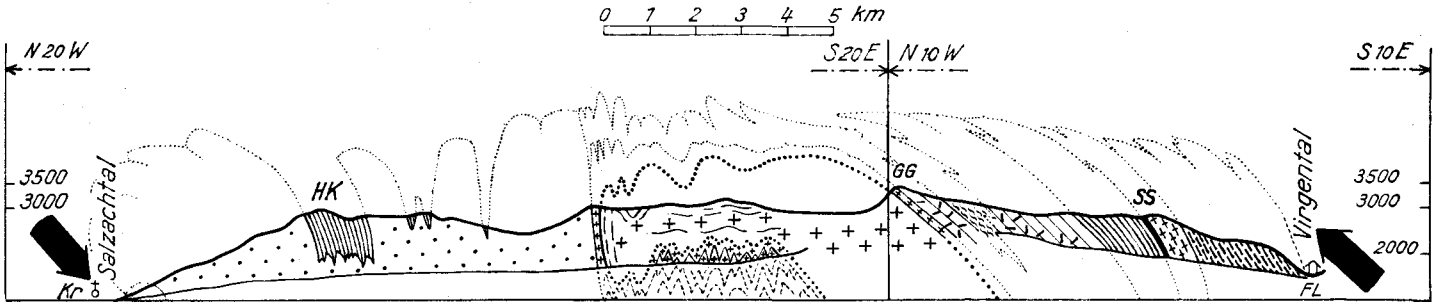
Vergleicht man die Grenzbereiche zwischen Augengranit und der an diesen angrenzenden Hüllgesteine, so sind dort nirgends mehr primäre Intrusivkontakte von der Deutlichkeit wie um den Tonalitgranit nachweisbar. Stets ist stärkste tektonische Verschleifung zu Myloniten und nachfolgende Rekristallisation zu erkennen. Gelegentliche aplitoide Durchäderung reicht nur wenige Meter in die Hüllschiefer und muß als Stoffmobilisation anläßlich der alpidischen Metamorphose verstanden werden; ebenso kann eine Biotitanreicherung in den angrenzenden Paragneisen oder Amphiboliten erklärt werden. In welcher Ausdehnung Primärkontakte zwischen Augen- bzw. Flasergraniten und deren angrenzenden Sedimentgesteinsabkömmlingen vorlagen, ist nach dem bisherigen Stand der Kartierungen nicht klar zu beantworten.

Ein weiteres Indiz für einen relativen Altersunterschied zwischen Augengranitgneis und Tonalitgranit ergeben wahrscheinlich die B-Achsenlagen (Tafel II) im Grenzbereich der beiden Gesteinstypen. Die B-Achsenlagen in den Augengranitgneisen fallen an deren Ostende durchschnittlich 15° nach ENE ein, die Achsen am Ostende des Tonalitgranitkörpers hingegen 15—20° nach WSW. Verfolgt man die Achsenlagen im Flasergranit von ENE nach WSW, so ist durch Messungen festgestellt, daß sie allmählich über Horizontallagen das gleiche WSW-Einfallen wie die Achsen im Tonalitgranit bekommen, wo sich die beiden Granitareale einander nähern und berühren.

Trotz der früher beschriebenen Möglichkeit (F. KARL, 1954), daß während eines tektonischen Geschehens mehrere Achsenrichtungen geprägt werden können, ist hier durch die Größe des Verbreitungsbereiches eines gleichen Altersunterschiedes mit Wahrscheinlichkeit ein zeitliches Nacheinander der Achsenprägung im Flasergranit und jener im Tonalitgranitkörper gegeben. Die B-Prägung im Flasergranit wäre demnach älter als jene im Tonalitgranit. Es läßt sich aber nach dem bisherigen Messungsraum und der Möglichkeit einer Parallelorientierung großtektonischer, variskischer und alpidischer Formungselemente noch nicht sagen,

Geologischer Querschnitt durch die Hohen-Tauern von Krimml (Salzachtal) bis Forstlehen (Virgental)

nach Kartierungen von F. Karl und O. Schmidegg



Kr = Krimml HK = Hütteltalkopf GG = Großer Geiger SS = Schlüsselspitz FL = Forstlehen

ausgezogene Gesteinsgrenzen sind sichtbar und kartierbar,
punktierte sind Deutung.

ob dieser Altersunterschied einer zeitlichen Trennung in voralpidische und alpidische Tektonik gleichkommt [1]).

Mit Tafel III wird erstmalig aus den Kartierungsergebnissen mit O. SCHMIDEGG ein geologischer Tauernquerschnitt im Venedigergebiet vorgelegt. Seiner tektonisch-genetischen Interpretation liegen mehrere Teilprofile nördlich und südlich des Hauptkammes zugrunde. Auch dieses Profil soll neben einer Übersicht über die geologischen Lagerungsverhältnisse ein Beitrag zur Altersunterscheidung zwischen Augengranit und Tonalitgranit sein.

Betrachtet man vorerst das sichtbare Profil, wie es durch ausgezogene Linien hervorgehoben ist, so ist der Teildeckencharakter in der nördlichen Hälfte des Tonalitgranites gegeben. Die Anpressung an die nördlich angrenzenden Augengranite wird durch Tektonitgefüge entlang der tektonischen Grenze belegt.

Die punktiert gezeichneten Grenzen sollen die sinngemäße Ergänzung zu einem Bewegungsprofil sein, wie es dem bisherigen Stande meiner Arbeit am besten entspricht. Es soll damit vor allem zum Ausdruck kommen, daß die Augen- und Flasergranite im Venedigerbereich autochthon bzw. relativ autochthon sind.

Auf diese Weise ergäbe sich auch eine Vergleichbarkeit mit den Verhältnissen im Aar- und Gotthardgebiet auf geologisch-tektonischer Basis, wie sie übrigens petrographisch bezüglich der Schieferhüllen und deren mineralfacieller Ausbildung schon lange offensteht.

Als Beitrag zum tektonischen Bau der Hohen Tauern lassen sich aus dem Profil zwei Deutungen ableiten:

1. Das penninische Tauernfenster wäre im Venedigerbereich wesentlich zu verkleinern; seine Nordbegrenzung fiele mit der Grenze Tonalitgranitkörper gegen autochthonen Augengranit samt eingefalteten Schiefermulden zusammen (vgl. die Karte Tafel I); der Baustil des penninischen

[1]) Die Feststellung, daß eine B-Achsenrichtung durch den Einfluß einer zweiten verändert wurde, ist von vornherein nur ein auf den betrachteten Bereich begrenztes Kriterium für relative Altersverschiedenheit. Eine geologische Bedeutung dieser Altersbeziehung ergibt sich erst bei entsprechender Größe ihres Geltungsbereiches. Liegt beispielsweise eine B-Achsenüberprägung nur im Handstück vor, so kann wenige Meter daneben die relative Altersbeziehung bereits umgekehrt gegeben sein. Solche mehrfache Umkehrung der Altersbeziehung, abgelesen an Handstücken eines Aufschlußbereiches, ist dann umgekehrt ein Beweis für „gleichzeitige" Prägung mehrerer Richtungen, die in der Mechanik von Verformungsvorgängen ihre Erklärung finden werden. Je größer jedoch der Bereich einer gleichbleibenden Altersbeziehung zwischen zwei unterschiedlichen tektonischen Richtungen ist, umsomehr gewinnt die Alterstrennung Bedeutung für die regionale Tektonik. Handelt es sich z. B. um einen kartenmäßig darstellbaren relativen Altersunterschied von B-Achsenrichtungen, also um eine ausgedehnte Verschiedenalterigkeit, so wird sie zumindest unterschiedlich gerichtete Teilakte einer Orogenese repräsentieren, was in unserem Gebiet auf jeden Fall gegeben erscheint. B-Achsenaltersunterschiede, die im Raume von Übersichtskarten verbreitet sind, lassen unter Umständen richtungsverschiedene Orogenesen erschließen. Liegen jedoch bereichsweise Achsenrichtungen der älteren und jüngeren Orogenese parallel oder fast parallel zueinander, was sehr gut für gewisse B-Achsenlagen in den Ostalpen gegeben zu sein scheint, so ist ohne Zuhilfenahme einer sicheren Stratigraphie oder anderer verläßlicher Zeitmarken kein letztgültiger Beweis für eine epochale Alterstrennung gegeben wie z. B. in variskische und alpidische B-Achsenrichtungen.

Deckensystems (eingeschlossen die Tonalitgranite) wäre ebenfalls relativ autochthon. (Dieser Vorstellung entspricht die punktiert gezeichnete Deutung im Profil.)

2. Die Überfaltungen und Überschiebungen im Hangenden des Tonalitgranitkernes griffen ursprünglich auch noch über die Augengranite, wo sie heute noch in den tiefsten Mulden (z. B. Hütteltalkopf in Tafel III) eingefaltet sichtbar wären. Auch dieser Deutung ist ein autochthoner Charakter des Augengneismassives zugrunde gelegt.

Im Profil ist durch die beiden Hauptbewegungspfeile der erschlossene Mechanismus des Gesamtbewegungsbildes angedeutet. Dieser ist für die Nordseite aus den Ergebnissen von G. FRASL (1953) abgeleitet, für die Südseite durch häufig beobachtbare nordvergente Einfaltungen erwiesen. Eine solche Konzeption vereinigt für den begrenzten Bereich des Großvenedigers die Vorstellung B. SANDER'S (1921) mit jener von E. CLAR (1953). Nach SANDER existiert ein nach Süden geneigter Großbewegungshorizont mit Bewegungsrelativsinn Südliches nach Norden aufwärts bei zunehmenden Relativverschiebungsbeträgen in das Hangende. Nach CLAR bewegt sich auf einen gleichartigen Bewegungshorizont Nördliches nach Süden abwärts und die Bewegungsbeträge nehmen ins Liegende zu. Zu dem im Profil dargestellten Bewegungsmechanismus sei einschränkend bemerkt, daß er vorläufig nur für den westlichen Venedigerbereich abgeleitet wurde und im tektonischen Großbewegungsplan der Tauernhauptformung eine Teilbewegung darstellen kann.

Dieses Bewegungsbild bedingt Aufwärtsbau mit Deckenstapelung im Süden und Abwärtsbau mit Verschluckung im Norden, wobei ohne Beachtung von Festigkeitsinhomogenitäten die Größe der Relativverschiebungsbeträge von beiden Seiten gegen die Mitte zu abnimmt.

Relativ starre Inhomogenitäten, wie z. B. das Augengranitgneismassiv, werden je nach ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Einfügung in das Gesamtbild das Bewegungsschema modifizieren.

Die Konfigurationen des Profiles entsprechen diesem Bewegungsmechanismus und den im Felde sichtbaren Gegebenheiten am besten. Es erscheint mir daher die Deutung, wie sie punktiert im Profil gezeichnet ist, wahrscheinlicher als jene unter 2. angeführte.

Im Zusammenhang mit unserer Hauptfrage nach der Alterstrennung der beiden Granitareale ist die Massivnatur des Augen- und Flasergranitgneises festzuhalten. Die Geländebefunde sprechen unbedingt gegen eine gemeinsame tektonische Platznahme von Tonalitgranit und Augengranit.

Wir resumieren nun in einer Gegenüberstellung alle bisher aufgezeigten Beobachtungen im Felde, die für eine Altersunterscheidung zwischen den beiden wichtigsten Gesteinstypen im Großvenedigerbereich den Augen- bzw. Flasergranitgneisen und den Tonalitgraniten von Bedeutung sind:

Augen- und Flasergranitgneis	Tonalitgranit
Stofflich homogener, saurer Granit mit seltenen oder fehlenden basischen Einschlüssen.	Stofflich inhomogenes Gemenge aus Granitit, Granodiorit und Tonalit mit vielen basischen Einschlüssen.
Keine Primärkontakte gegen Nebengesteine mit Sicherheit mehr nachweisbar. Deutlich sind nur tektonische Kontakte.	Ausgeprägte Primärkontakte gegen Nebengestein vielfach klar erkennbar, teilweise aber tektonisch modifiziert.
Demigration in das Tonalitgranit-Neosom und Migmatitbildung im Grenzbereich (Zillerplatte) gegen Tonalitgranit.	Immigration von hellem Tonalitgranitdifferentiat in den Augengranit unter Bildung von Migmatit, neben Parallelkontakten und Querkontakten im Grenzbereich (Zillerplatte) gegen Augengranitgneis.
Postgranitische Tektonik durch alpidische Metamorphose z. T. regeneriert.	Syn- und postgranitische Tektonik durch alpidische Metamorphose regeneriert.
Umprägung der B-Achsenrichtungen mit Heranstreichen der Augengranite an die Tonalitgranite.	Unverändert homogene stoffkonkordante B-Achsenrichtungen im gesamten erschlossenen Areal.
Während letzter großtektonischer Bewegungen als relativ starres Widerlager wirkend.	Während letzter großtektonischer Bewegungen gegen Augengranitmassiv gepreßt.
Vergleichbarkeit nach tektonischem Baustil und nach Gesteinsbeschaffenheit und begleitenden Hüllgesteinen mit Graniten der zentralen Massive (Aar, Gotthard) in den Westalpen.	Auffallende Ähnlichkeit nach makroskopischer Gesteinsbeschaffenheit mit den Tonaliten und Graniten des periadriatischen Intrusivbogens.

Diese Gegenüberstellung der Feldergebnisse aus dem Gebiet des Großvenedigers kann für eine relative Altersunterscheidung der beiden granitischen Gesteinsgruppen als beweisend angesehen werden.

Zur Frage, ob die Augengranitgneise voralpidisch und die Tonalitgranite alpidischer Entstehung sind, kann mit hoher Wahrscheinlichkeit gesagt werden, daß die Tonalitgranite synorogen alpidisch, die Augen- und Flasergranite früh- oder voralpidisch sind.

Hier sind auch die Kartierungsergebnisse von G. FRASL (1953) in den beiden Sulzbachzungen am Nordrand des Venedigerbereiches hervorzuheben, wonach tatsächlich für die dortigen Augen- und Flasergranite entgegen den Ansichten KÖLBL'S (1932) variskische Entstehung abgeleitet wird.

Weitere Argumente für alpidisches Alter der Tonalitgranite sind aus den später folgenden petrographischen und petrochemischen Vergleichen mit den periadriatischen Tonaliten gegeben.

2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen)

Der Raum des Oberen Zemmgrundes wurde durch die Kartierungs- und Untersuchungsergebnisse von E. CHRISTA (1931) zusammen mit den Ergebnissen von E. WEINSCHENK (1903) im östlich anschließenden Großvenedigergebiet zu einem Schlüsselbereich für die Altersfrage der ostalpinen Zentralgranite. E. CHRISTA schreibt u. a. wörtlich: „..... es scheint nach den gegebenen Beobachtungen festzustehen: Das Aufdringen der Magmen und die Orogenese, beides als sehr verwickelter Vorgang gedacht, lassen sich im Bereich dieser Tauerngesteine nicht trennen (bei E. CHRISTA gesperrt gedruckt). Die Frage des geologischen Alters, ob miozän oder kretazisch usw. bleibt offen".

Zu diesen Ergebnissen kommt E. CHRISTA hauptsächlich aus Dünnschliffuntersuchungen, auf deren Diskussion noch zurückzukommen sein wird; vorerst sollen die in der sehr interessanten Arbeit mitangeführten Feldbeobachtungen zur Altersfrage zusammengefaßt werden.

Auch CHRISTA unterscheidet einen nördlichen porphyrgranitisch entwickelten Granitbereich — den Tuxer Granitgneis — von einem südlichen Strang, bestehend aus granitischen bis dioritischen Gesteinen. Beide Bereiche sind durch die mineralogisch berühmte Greinerschieferzone getrennt, berühren sich also in CHRISTA'S Arbeitsgebiet nicht!

Sowohl die Kartierung als auch die mikroskopische Untersuchung und die Alterseinstufung beschränken sich auf die südliche Granit- bis Dioritzone. Dabei werden im einzelnen unterschieden: Vorherrschend Tonalite neben Normalgraniten, Granodioriten, Plagioklasgraniten, Quarzdioriten und Dioriten.

Zur gleichen Gesteinssuite kommt man auch im Venedigerbereich, würde man alle Varietäten streng nach dem quantitativen Mineralbestand klassifizieren. Es besteht also bezüglich der Gesteinsarten volle Übereinstimmung zwischen Großvenediger und Oberem Zemmgrund.

Auch darüber, daß es sich in den Zillertaler Alpen um immigrative Plutonite handelt, besteht bei E. CHRISTA (1931) nie ein Zweifel. Er beschreibt die Grenzverhältnisse gegen die nördlich anschließenden Biotitparagneise und Greinerschiefer als Schollenkontakte und Zonen starker pegmatitisch-aplitischer und sauer-magmatischer Durchäderung bei vorherrschend lagenartigen Injektionen. Die der Arbeit beigefügte geologische Detailaufnahme (1 : 15.000) vermittelt sehr gut das Bild eines intrusiven Parallelkontaktes. Ich selbst beobachtete mannigfache Granitisationsgefüge in der weiteren Umgebung der Berliner Hütte in Form von Augengneisen, Metatektgneisen, Nebuliten und Agmatiten (SEDERHOLM). Beobachtet man im besonderen die relativ geringe Mächtigkeit dieser Granitisationszone (einige 100 *m*), so muß man auch hier, wie im Venedigergebiet, schon nach den Feldbefunden zur Ansicht kommen, daß es sich um Granitisationserscheinungen eines Intrusivkontaktes handelt, und nicht etwa um Bildungen einer Migmatit-



Abb. 10: Schollenmigmatit; die Schollen lassen freisichtig keine vormagmatische Gefügeregelung mehr erkennen, besitzen aber scharfe Grenzen gegen das granitische Neosom. Gletschervorfeld Hornkees, Oberer Zemmgrund (Zillertal).



Abb. 11: Metatexit bis Anatexit mit jüngeren Apliten; das Ende des Hammerstieles zeigt auf ehemalige Biotitplagioklasgneis-Lage, die sich in stark erweichtem Zustande in einzelne Schlieren auflöst. Das Bild soll eine von mehreren Möglichkeiten zeigen, auf welche Weise „basische Putzen" entstehen. Gletschervorfeld Hornkees, Oberer Zemmgrund (Zillertal).

front im Sinne von E. WEGMANN (1936). (Es soll damit aber nicht in Abrede gestellt werden, daß die immigrativen Massen palingene Produkte eines tieferen Niveaus sein können.)

Die Abb. 10 und 11 demonstrieren die Vergleichbarkeit der Gesteinstypen. Sie zeigen Gefügebilder aus dem Kontakt, wobei Abb. 10 einen Block aus dem Schollenkontakt, Abb. 11 einen Metatexit darstellt. Prinzipiell damit vergleichbar sind Abb. 2, 4 und 6 vom Venedigergranit, womit auch aus eigener Anschauung gesagt werden soll, daß hier wie dort die Kontaktverhältnisse und deren Gesteinsprodukte die gleichen sind.

Zur Untersuchung des Verhältnisses zwischen magmatischer Platznahme und Tektonik wurde bei E. CHRISTA (1931) das Hauptaugenmerk auf die Korngefügebeobachtungen gelegt, worauf später noch eingegangen wird.

Im Felde zeigte nach CHRISTA die ganze Gesteinsgruppe nur geringe Merkmale für Deformation in Form von örtlichen Vergneisungen. Seine Schlußfolgerungen daraus gipfeln im folgenden Satz (l. c. S. 570): „..... und wer für die Intrusivmassen der Zillertaler Alpen weiträumige, mit Durchbewegung des Gesteines verbundene Dislokationen penninischen Stils in Anspruch nimmt, wird die Beweise dafür zu erbringen haben .....". Wenngleich ich auf Grund anderer Deutung, insbesondere der Dünnschliffgefüge, mich nicht ganz dieser ultimativen Äußerung anschließen möchte, sei sie zumindest als Hinweis für eine relativ geringe tektonische Beanspruchung der Tonalitgranite angeführt und in diesem Sinne mit den Verhältnissen im Großvenedigerraum verglichen.

CHRISTA'S Beweisführung, tektonische Bewegungen hätten die Intrusivmassen in noch „schmelzflüssigem" Zustand erfaßt und die „jüngsten Ausscheidungen der liquidmagmatischen Phase völlig intakt gelassen", ist nicht so sehr überzeugend, wenn man die Wirkung der nachfolgenden, hier im Raume zweitstufigen Tauernkristallisation mit einbezieht, die den primären Tonalit und dessen Intrusivkontaktbildungen veränderte und die Spuren tektonischer Beanspruchung regenerierte, sowie auch zu neuen Stoffmobilisationen und -bewegungen in Form von Pegmatoiden und Aplitoiden führte. Man gewinnt den Eindruck, daß CHRISTA die Wirkung dieser metamorphen Umlagerung und Regeneration der Intrusivmassen und ihrer nächsten Umgebung nicht erkannt, oder zumindest sehr unterschätzt hat.

Obwohl damit die unmittelbare Gleichzeitigkeit von immigrativer Granitplatznahme und Tektonik in Frage gestellt ist, sprechen doch CHRISTA'S beschreibenden Feldbefunde wie eigene Beobachtungen für synorogene Intrusion, aber mit der breiteren Zeitspanne einer mehraktigen Orogenese, wie es auch für den Venedigerraum verstanden wurde. Der zu Anfang dieses Abschnittes zitierte Satz, daß sich das Aufdringen der Magmen und die Orogenese nicht trennen lassen, besteht also zu Recht, wenn man nicht unter synorogen piezokristallin verstehen will.

Die Beschreibung der basischen Putzen und Schlieren als eckige, rundliche, linsenförmige und schlierige Ausbildungen ist mit gleichen Worten für die Einschlüsse der Tonalitgranite im Venedigerbereich gültig. Auf die Deutung ihrer Herkunft und Entstehung wird im mikroskopischen Teil näher eingegangen.

Die Ausführungen über melanokrate, massige Tiefengesteine innerhalb der Granit-Tonalitgruppe lassen nach den Ergebnissen von F. ANGEL und

R. STABER (1952) im Hochalmspitzgebiet (Tauernostende) wohl eher schließen, daß es sich um mehr oder weniger veränderte Metabasite der Kontakthülle handelt und nicht um basische magmatische Differentiate der alpidischen Zentralgranitmagmen.

Sehr bezeichnend ist die Feststellung CHRISTA'S, daß die Beschreibung von F. BECKE (1892) von den Tonaliten der Rieserfernergruppe in vielen Punkten auf die Gesteine des Zillertaler Hauptkammes übertragbar ist (dies betrifft natürlich nur die makroskopische Ähnlichkeit).

Man ersieht aus all dem, daß bereits die Feldbefunde ausreichten, um die Gesteinsgenese im Zillertaler Hauptkamm mit jener im zentralen Großvenedigergebiet zu vergleichen. Besonders bemerkenswert erscheint uns, daß CHRISTA ohne Vergleichsmöglichkeit mit den Augen- und Flasergraniten ebenfalls zu synorogen alpidischem Alter für die Tonalitgranite gelangte.

3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe

Aus diesem Raum liegen neueste zusammenfassende Untersuchungen von F. ANGEL und R. STABER (1952) und von CH. EXNER (1957) vor, deren Ergebnisse hinsichtlich der „Tauernzentralgranite" und ihrer Altersstellung verwertet werden.

Es sei vorausgeschickt, daß die tektonischen Ergebnisse, wie die Vorgänge der Gesteinsentstehung und stofflichen Veränderung bedeutend komplizierter erscheinen als im Raum des Großvenediger und Zillertaler Hauptkammes, was auf ein tieferes Aufschlußniveau zurückzuführen sein dürfte. Es besteht aber im Rahmen dieser Vergleichsstudien nicht die Absicht, in Einzelheiten, insbesondere des tektonischen Baues, einzugehen. Das soll berufeneren Kennern vorbehalten bleiben.

Zu Anfang interessiert wiederum, welche vergleichbaren Granite oder granitverwandte Gesteinstypen existieren und wie die örtliche Geologie deren Bildung im zeitlichen Verhältnis zur alpidischen Tektonik beurteilt.

Bei F. ANGEL entsprechen von den Gesteinen des granitischen Stammes die „Normalgranite", „Porphyrgranite" und wahrscheinlich zum Teil die „Augengranite" den Augen- und Flasergranitgneisen des Venedigerraumes; die „tonalitischen" und im weiteren Sinne auch die „syenitischen Gesteine" sind mit den Varietäten der Tonalitgranite im Venediger zu vergleichen.

CH. EXNER (1957) unterscheidet folgende Typen, die den Augen- und Flasergranitgneisen im Venedigergebiet entsprechen: Porphyrische Granitgneise aus dem Tauerntunnel, porphyrischer Gneisgranit, granitischer Augengneis. Die „Granosyenite" (bei ANGEL unter „syenitische Gesteine") sind aus genetischen Überlegungen mit den Tonalitgraniten des Venedigerbereiches zu vergleichen. Über die Vergleichbarkeit der „feinen bis mittelkörnigen Granitgneise", „Forellengneise", „klein- bis mittelkörnige Gneisgranite mit Vormacht des Albit" und des „Siglitz- und Neubaugneises" kann ich vorerst keine Aussage machen, weil ähnliche Vorkommen am Ost- und Nordende meines Arbeitsbereiches noch nicht genauer untersucht sind.

Die makroskopische Vergleichbarkeit der Gesteinstypen vom Ankogel- und Hochalmgebiet, die sich neben den Beschreibungen in den oben zitierten Arbeiten auch auf eigene Feldbegehungen in diesem Raume stützt, ist für die genannten Gesteine schon im Gelände so zwingend, daß es nicht



Abb. 12: Metatexit, bestehend aus paläosomatischem Biotitplagioklasgneis mit Metabasitlagen (nachgezeichnet) und Tonalitgranitneosom. Umgebung Villacher Hütte, Hochalmspitzgebiet.

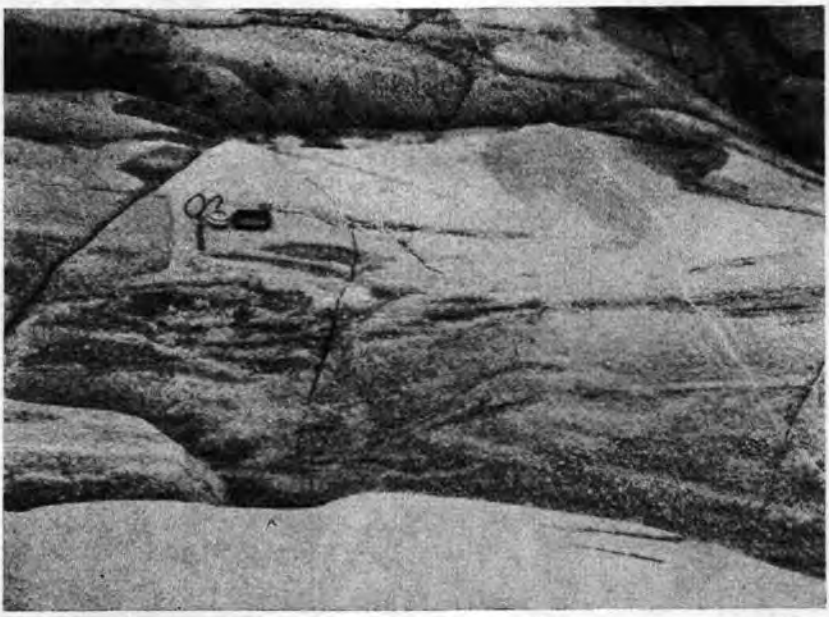


Abb. 13: Stark resorbierter Schollenmigmatit. Die Metabasitschollen zeigen Übergänge zu Schlierenformen und „zergehen". Umgebung Villacher Hütte, Hochalmspitzgebiet.

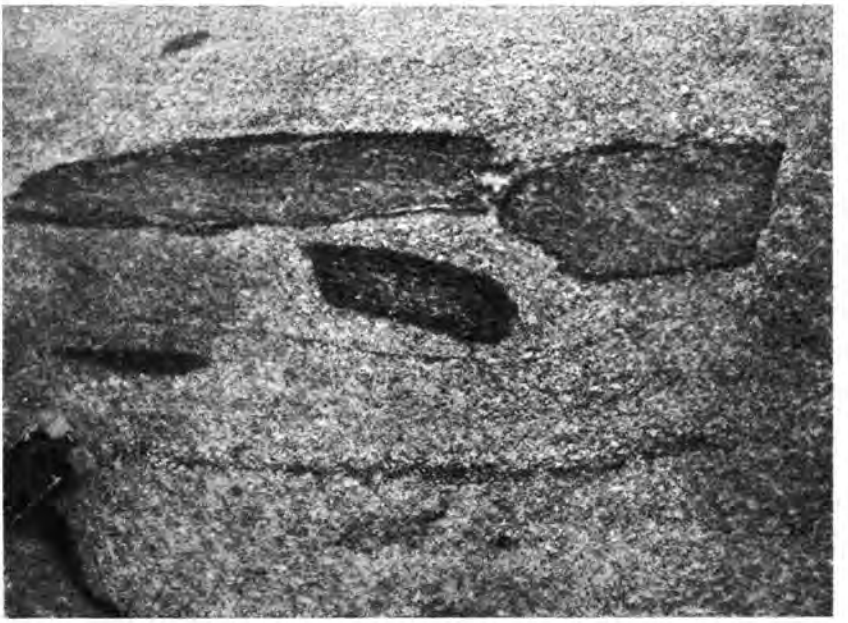


Abb. 14: Schollenmigmatit. Metabasit-Schollen besitzen randliche Biotitsäume als Folge einer begrenzten Kalimetasomatose. Umgebung Villacher Hütte, Hochalmspitzgebiet.



Abb. 15: Sauerer Tonalitgranit im Quer- und Parallelkontakt mit altkristallinen Schiefergneisen. Ein Beispiel in Miniatur für immigrative Platznahme magmatischer Massen und die Entstehung von Parallelkontakten. Maltatal, Hochalmspitzgebiet.

überraschte, als auch die Dünnschliffbefunde bis in die letzten Einzelheiten mit jenen vom Venedigerbereich übereinstimmten.

Die Abb. 12, 13 und 14 zeigen charakteristische Gefüge aus dem Tonalitgranit nahe der Villacher Hütte. In Abb. 12 wird ein Metatexit, in Abb. 13 und 14 unterschiedlich resorbierte Schollenmigmatite vorgeführt. Die Bilder geben Einzeltypen dieser im gesamten Raume beobachtbaren Gesteinsentwicklung wieder und werden von mir als Beispiele für Platznahme einer immigrativen magmatischen Masse im Parallelkontakt mit anisotropen Hüllgesteinen gedeutet. Abb. 15 kann diese Deutung in einem Kleinbeispiel aus den altkristallinen Schiefergneisen im tektonischen Liegenden des Hochalm-Stockwerkes (F. ANGEL, 1952, S. 69) gut demonstrieren.

Zwischen F. ANGEL und Ch. EXNER bestehen bezüglich der Altersstufung der magmatischen Ereignisse Unterschiede. Während für ANGEL eine alpidische Immigration sauerer, alkalireicher Massen existiert, verlegt EXNER den gesamten Magmatismus in voralpidische Zeit.

Die angeführten feldgeologischen Befunde widersprechen aber einander nicht. In beiden Arbeiten werden migmatische Bildungen zwischen paläosomatischen Schollen und magmatischem Neosom sowie diffuse Stoffdurchtränkungen des Nebengesteins beschrieben. Der entscheidende Unterschied scheint vielmehr in der Frage zu liegen: kann das Eindringen magmatischen Neosoms und die ichoretische Nebengesteinsdurchtränkung zeitlich und genetisch getrennt werden?

F. ANGEL (1952, S. 45/46) faßt unter magmatischem Neosom alle Gesteinstypen von Aplitgraniten bis zu Apliten und Pegmatoiden genetisch zusammen, ebenso auch die ichoretische Durchtränkung des Nebengesteins. Insofern ist für ihn die aplitische bis ichoretische Beeinflussung und Veränderung von mesozoischen Hüllgesteinen (vgl. l. c. S. 52) ein sicherer Beweis für alpidisches Alter des sogenannten „saueren, alkalireichen Massengebildes". (Die „Massen" werden als „ein Extrakt aus den tieferen Stockwerken des gesamten tektonisch und kristallchemisch reagierenden Gebirges der Tauern" angesehen.)

Demgegenüber glaubt CH. EXNER (1957) annehmen zu können, daß Stoffmobilisation und Kristallisation (Ichorese), welche die alpidische Tektonik überdauert, genetisch und zeitlich von magmatischen Immigrationen abzutrennen ist und die Folge eines Wärmestromes von einem nicht aufgeschlossenen, in der Tiefe existierenden Granitpluton wäre. EXNER (l. c. S. 111, 112) verweist außerdem auf alpidische Tektonisierungen großen Stils, die bei Granitgneisen bis zu Phyllonitbildung führen. Diese großräumigen Gesteinsverformungen entsprächen der überlieferten Vorstellung über den tektonischen Baustil des Raumes, wonach granitische Gesteinskomplexe in Verbindung mit Hüllgesteinen als tektonische Einheiten nur passiv am alpidisch-orogenetischen Geschehen beteiligt sind. Diskordante Kersantitgänge im migmatischen Granitgneis mit überprägter junger Schieferung deutet er als noch erhaltene, voralpidisch-diskordante Gänge. CH. EXNER folgert abschließend (l. c. S. 155): „Ein Aufdringen von Magma findet während der alpinen Orogenese im Gebirgskörper, welcher uns heute in den östlichen Hohen Tauern zugänglich ist, nicht statt". Für ihn ist also jeder Magmatismus im Tauernostende voralpidisch. Alpidisch ist lediglich die Ichorese.

Diese gegensätzlichen Ergebnisse (die übrigens für EXNER, wie er selbst ausdrücklich betont, keinen endgültigen Charakter haben) sind aus der publizistischen Darstellung ebensowenig aufzuklären, wie durch einige Überblicksbegehungen. Vielleicht sind sie mit den herkömmlichen Untersuchungsmethoden im begrenzten und komplizierten Raum des Tauernostendes überhaupt nicht zu lösen. Eine Möglichkeit scheint mir aber noch nicht versucht: die Verhältnisse im größeren Rahmen durch Vergleiche mit den anderen Tauerngranitkernbereichen zu beurteilen. So zum Beispiel sind die Bildungsbedingungen im Venedigerraume wesentlich einfacher und dennoch für einen Vergleich geeignet. Wir kamen dort nach feldgeologischen Beobachtungen zum Ergebnis, daß zwei altersverschiedene Gesteinsgruppen innerhalb der „Zentralgranitgneise" existieren, von denen die Tonalitgranite höchstwahrscheinlich alpidisch und die Augen- und Flasergranitgneise früh- oder voralpidisch sind.

Daß die gleichen Gesteinsgruppen auch im Tauernostende die herrschenden Typen sind, wurde oben bereits gezeigt. Gibt es nun nicht zu denken, daß CH. EXNER, in dessen Kartierungsbereich die Augen- und Flasergranitgneise dominieren, zu voralpidischen Alter kommt, während F. ANGEL, der im Hauptverbreitungsgebiet der Tonalitgranite arbeitet, sich für alpidisches Alter entschied? (Über die Exzellenz beider Forscher bedarf es keiner Diskussionen, sind sie doch — insbesondere F. ANGEL — durch ihre Arbeiten richtungsgebend für die moderne ostalpine Petrographie geworden.)

Es sei daher an dieser Stelle die Frage gestellt: Existieren im Gesteinskörper des Tauernostendes nicht ebenso wie im Großvenediger und am Tauernwestende zwei stofflich und altersverschiedene Granite, nämlich Tonalitgranite alpidischen Alters und Normalgranite mit vorwiegend Augenstruktur früh- oder voralpidischen Alters, deren primäre Stoffbestände samt den ursprünglichen Reaktionsgefügen zum Nebengestein durch die zuletzt noch wirksame alpidische Metamorphose (Tauernkristallisation) verschleiert wurde? Resümieren wir nun vorerst die Deutungen aus feldgeologischen Ergebnissen der drei granitischen und tonalitischen Kernbereiche in den Hohen Tauern (Zemmgrund, Großvenediger und Hochalm-Ankogelgruppe) hinsichtlich der Altersfrage, so ergibt sich folgende Übersicht:

Bereich	Tonalit-Granit	Augen- und Flasergranitgneis	Autoren
Zillertaler Hauptkamm (Tauernwestende)	synorogen	nicht bearbeitet	E. Christa (1931)
Großvenediger (Tauernmitte)	synorogen alpidisch	frühorogen alpidisch oder praeorogen voralpidisch	F. Karl (1956)
Großvenedigerbereich Nordrand	—	variskisch	G. Frasl (1953)
Hochalm-Ankogel (Tauernostende)	synorogen alpidisch	synorogen alpidisch	F. Angel und R. Staber (1952)
Umgebung von Gastein	praeorogen voralpidisch	praeorogen voralpidisch	Ch. Exner (1957)

Die Feldergebnisse im Großvenediger und Beobachtungen im Bereich des Zillertaler Hauptkammes wie auch im Hochalm-Ankogelgebiet vermitteln für die Tonalitgranitbereiche den Gesamteindruck alpidisch-synorogener Immigrationsmagmatite mit Parallelkontakten zum Hüllgestein und nachfolgender tauernkristalliner Überprägung.

Die Intensität der tauernkristallinen Stoffmobilisation scheint jedoch im Hochalmspitzbereich am größten gewesen zu sein, so daß dort aus magmatischen Parallelkontakten mit Granitisation makroskopische Gefügebilder entstanden, die nur schwer von jenen der remobilisierenden alpidischen Tiefenmetamorphose (Tauernkristallisation) zu unterscheiden sind.

Für ein früh- oder wahrscheinlicher noch voralpidisches Alter des regional-verbreiteten Augen- und Flasergranittypus (bei EXNER „Typozentralgneis" genannt) sprechen neben der überlieferten Vorstellung vom voralpidischen Alter des die Augengranite mit einschließenden Zentralgneises die Feldbefunde im Großvenedigerraum — einschließlich der Untersuchungsergebnisse von G. FRASL (1953) am Nordrand des Bereiches — und die Schlußfolgerungen EXNER'S in der Umgebung Gasteins. Zur Altersbeurteilung der Tuxer Granitgneise (nördlicher Parallelkamm der Zillertaler Alpen) wie der Augen- und Flasergranite im Granatspitzgebiet nördlich des Weißsee (mittlere Hohe Tauern) fehlen noch geeignete Untersuchungen.

Es sei hier angeführt, daß bei Vergleichsbegehungen in den ostalpinen Altkristallinbereichen (vom Ötztal bis zum Rosaliengebirge) von nachstehend aufgezählten Granitvorkommen Augen- und Flasergranitgneise gesammelt wurden, deren makroskopische Ähnlichkeit mit jenen in den Hohen Tauern zumindest sehr auffallend ist: Mauracher Augengneis, Schwazer Augengneis, Hochwildstelle, Bösenstein, Gleinalm, Ammering, Birckfeld/Miesbach, westlich Kirchschlag, Rosaliengebirge (Neustift). Eine mikroskopische Bearbeitung im Hinblick auf Vergleichbarkeit mit den Augen- und Flasergranitgneisen der Hohen Tauern ist beabsichtigt.

II. Mikroskopische Untersuchungsergebnisse

Auch bei den mikroskopischen Untersuchungen liegt das Schwergewicht bei den granitischen und tonalitischen Gesteinen des Venedigergebietes. Aus diesem Material wurden die Ergebnisse erzielt, die mit den Befunden aus dem Zillertaler Hauptkamm, dem Hochalm-Ankogelgebiet und schließlich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten verglichen wurden. Dementsprechend sind die Beschreibungen für den Großvenediger-Bereich ausführlicher.

Übersichtshalber wird zu Beginn der Beschreibung eines jeden Gesteinstypus eine Gesteinscharakteristik über Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht), zeitliche Mineralabfolge und deren Verhältnis zur sichtbaren mechanischen Formung (nach statistischer Beurteilung) schematisiert und tabellarisch zusammengefaßt.

1. Großvenedigerbereich

Die im Felde getroffene Einteilung aller zentralgranitischen und tonalitischen Gesteine liegt der Reihenfolge der Dünnschliffuntersuchungen zugrunde.

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Typen mit massigem und gneisigem Gefüge:

α) Tonalitgranit:

Mit dieser Bezeichnung fasse ich biotitreiche Granite, Granodiorite und massige tonalitische Typen zusammen mit der Begründung, daß sie — wie im Felde so auch nach den Dünnschliffbefunden — durch alle Übergänge miteinander verknüpft sind.

Gesteinscharakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
		I	II
Oligoklas (An_{28-13}) Quarz Klinozoisit (Plagioklasmikrolithen) Biotit Klinozoisit/Pistazit [1]) (frei im Gefüge)	Plagioklas$_a$ [1]) Biotit$_a$ [1]) Hornblende$_a$ [1]) Plagioklas$_a$ Kalifeldspat$_a$ [1]) Quarz$_a$	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (Kristallisation wird von mechanischer Formung überdauert)	
Aor/Mikr. [1]) und Mikroklin Chlorit Titanit Hornblende (barroisitisch) Granat Akzessorien: Apatit, Orthit, sulfid. und oxyd. Fe-Erz, Zirkon, Karbonat	Biotit$_n$, Hornblende$_n$, Titanit, Pistazit/Klinozoisit (Plagioklasfülle) Plagioklas$_n$ [1]), Chlorit, Titanit, Pistazit/Klinozoisit, Granat Kalifeldspat$_n$, Quarz$_n$ Karbonat	$Fm = Kr_2 \rightarrow Kr_2$ (Kristallisation beginnt während der Formung und überdauert diese)	$Kr_1 \rightarrow Kr_2$ (nach Kr_1 folgt ohne mechanische Formung Kr_2)

[1]) Abkürzungen: Klinozoisit/Pistazit = Mineral der Epidotreihe mit einem durchschnittlichen Fe-Epidotgehalt von etwa 10% (vgl. E. TRÖGER, 1956, S. 45). Aor/Mikr. = Kali-Natron-Feldspat mit optischen Daten, die zwischen Anorthoklas (bzw. Orthoklas) und Mikroklin liegen (in mehr Fällen näher dem Anorthoklas als dem Mikroklin). Plagioklas$_a$ = Pseudomorphose von tauernkristallinem, jungem Plagioklas (Oligoklas) und Mikrolithenfüllung nach vortauernkristallinem, altem Plagioklas. Biotit$_a$ = teilweise oder völlige Pseudomorphose von FeTi-ärmerem, tauernkristallinem Biotit mit Titanit und Pistazit nach vortauernkristallinem FeTi-reichem Biotit. Hornblende$_a$ = teilweise oder völlige Pseudomorphose von barroisitischer Hornblende oder von Biotit$_n$ nach vortauernkristalliner, gemeiner, brauner oder grüner Hornblende. Kalifeldspat$_a$ = vortauernkristalliner Aor/Mikr. Plagioklas$_n$ = tauernkristalliner, junger Plagioklas (Oligoklas); analog auch Biotit$_n$, Hornblende$_n$ und Kalifeldspat$_n$.

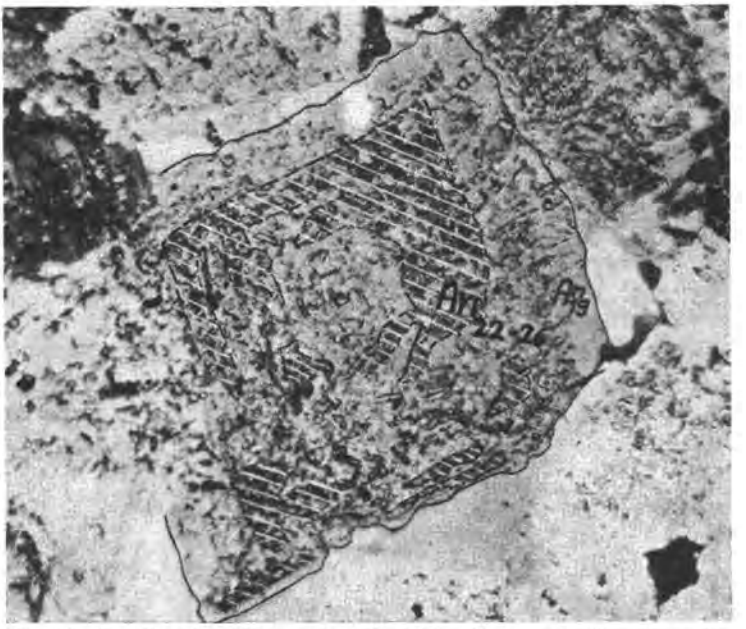


Abb. 16: Gefüllter hypidiomorpher Plagioklas ($An_{26—22}$) mit sauerem Anwachsrand (An_{19}). Ehemaliger Zonarbau ist aus unzufälliger Mikrolithenverteilung (Klinozoisit) rekonstruierbar. Man beachte die ring- bis gerüstförmige Abbildung ehemals basischer Bereiche (nachgezeichnet) (vgl. dazu Abb. 33, 34, 43). Gekreuzte Nicols, etwa 33fache Vergrößerung.

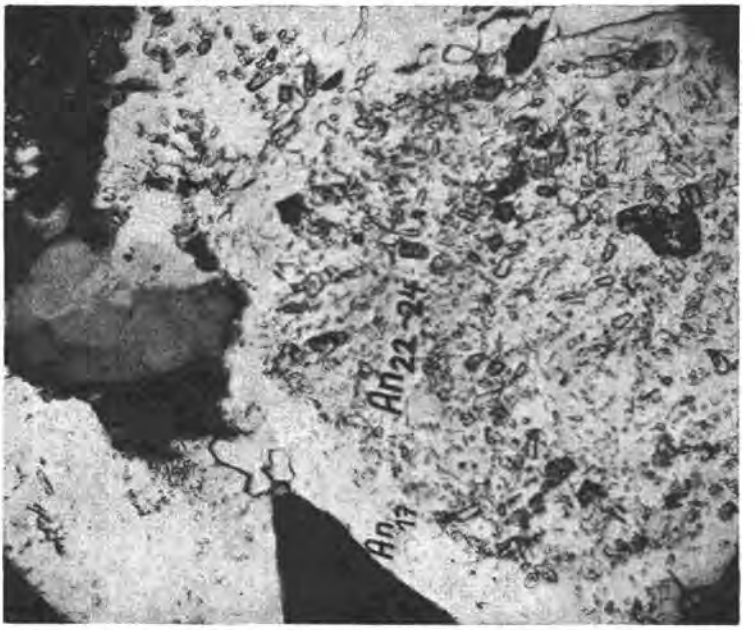


Abb. 17: Gefüllter idiomorpher Plagioklas ($An_{24—22}$) mit sauerem Weiterwachsbereich. Im gefüllten Feldspat ist durch die Mikrolithenanordnung (Klinozoisit) ehemaliger Zonarbau erschließbar. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



Abb. 18: Gefüllter Plagioklas ($An_{25—20}$) mit sauerem Weiterwachsrand (An_{18}). Die Mikrolithenverteilung (Klinozoisit und Serizit) ist unregelmäßig fleckig. Gekreuzte Nicols, etwa 40fache Vergrößerung.

Plagioklas.

Sichtbar und meßbar sind Oligoklase mit Streuwerten von $An_{13—28}$. Die Durchschnittswerte für die Randzonen der Körner liegen bei An_{18}, jene für die Kerne bei An_{24}. Häufig ist schwach ausgeprägter Normalzonarbau erkennbar. Auffallend seltener war Inverszonarbau zu beobachten.

Das auffallendste Merkmal aber sind die Mikrolitheneinschlüsse, die in ihrer Kristallinität und Verteilungsdichte seit F. BECKE (1902/1903) und E. WEINSCHENK (1893) immer wieder Anlaß zu Beschreibungen und Deutungen gaben. Die Oligoklase sind mit vorwiegend Klinozoisit, untergeordnet Hellglimmer, seltener Biotit, Zoisit und Granat „gefüllt" (F. ANGEL, 1930). Diese Mineralparagenese wird von ANGEL als „echte Feldspatfülle" bezeichnet und soll auch hier unter diesem Namen geführt werden. Gelegentlich existiert nur feinste staubartige Füllung, die — durch Korngrößenübergänge erschließbar — auch hauptsächlich aus Klinozoisit besteht.

Die Feldspat-Fülle ist in den Oligoklasen unzufällig oft zonenartig gehäuft, so daß der Schluß auf Abbildung ehemaligen Zonarbaues gerechtfertigt erscheint (vgl. Abb. 16, 17). Die Deutung von O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1945), daß es sich dabei um die Abbildung zeitlich beschränkter Grenzreaktionen handle, ist für diese Ausbildungsformen nicht anwendbar. Die erkennbaren Mikrolithenzonen zeichnen fast immer kristallographische Richtungen des Plagioklases nach. Es ist daher die Annahme von ERDMANNSDÖRFFER unberechtigt, daß ehemaliger starker Zonarbau in den alpinen Plagioklasen fehlte.

In der charakteristischen Verteilungsdichte von Mikrolithen zeigt sich nicht nur ehemaliger Zonarbau, sondern auch die Abbildung anderer vormetamorpher Stoffinhomogenitäten in den Plagioklasen. Etwa die Hälfte der beobachteten und zum Teil auch gemessenen Plagioklase besitzt fleckige (seltener dicht geschlossene) Mikrolithenanreicherung in zentralen Kornbereichen (vgl. Abb. 18), die andere Hälfte ringartige Kränze zwischen Kornmitte und Rand.

Wir sehen darin die Abbildung von ± korrodierten basischen Kernen, sogenannten „Gerüstkernen" (F. BECKE, 1892), die durch ihr schwammartiges Gefüge im Zentrum der Plagioklaskörner typisch für Tonalitplagioklase sind. Die eigenen Plagioklasuntersuchungen in periadriatischen Tonaliten ergaben, daß derartige Gerüstkerne sehr oft nur mehr als ringartige Kränze existieren (vgl. S 137 und Abb. 33 und 34). Abb. 17 zeigt, durch Nachzeichnung und Schraffung verdeutlicht, einen damit vergleichbaren, ringartig gefüllten Plagioklas.

Die Abbildung von Zonarbau, von fleckigen Kernen sowie von Kernringen ist in den Oligoklasen des Tonalitgranites so häufig zu sehen, daß diese Gebilde nicht mehr als Zufälligkeiten angesprochen werden können.

Die wichtigen Untersuchungen von F. ANGEL (1930) über die Möglichkeit einer Zurückrechnung von Mikrolithen und heutigem Plagioklas zu ehemaligen (basischeren) Plagioklasen ohne Mikrolithen und die Beobachtungstatsache, daß viele Mikrolithenanhäufungen in den Oligoklasen der Tonalitgranite wirklich als Abbildung stofflicher Inhomogenitäten eines älteren Plagioklases verstanden werden müssen, gaben den Anlaß zu gleichartigen Umrechnungen, die im Rahmen einer Meldearbeit am

Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal durch cand. rer. nat. W. NOA (1958) ausgeführt wurden. Die optische Integration von Plagioklassubstanz, Klinozoisit und Muskowitkörnchen innerhalb eines geschlossenen Plagioklaskornes war ohne größere Schwierigkeiten möglich, weil die Mikrolithen vielfach noch gut meßbare Korngrößen zeigten.

Die Umrechnungen wurden an 11 gefüllten Plagioklasen von Dünnschliffen aus Tonalitgraniten des Großvenediger durchgeführt. Dazu wurden aber nicht die Tabellen von F. ANGEL (1930, S. 50 und 52) verwendet, sondern in jedem Beispiel nach der umgerechneten Elementoxydmenge der passende Plagioklas aus den Tabellen von H. v. PHILIPSBORN (1933) abgelesen. Ein Vorteil dieser Umrechnungsart gegenüber derjenigen bei F. ANGEL, die sich auf eine angenommene Umsetzungsgleichung stützt, liegt darin, daß man nicht gezwungen ist, mit Zunahme des Klinozoisitgehaltes auch eine lineare Zunahme des Muskowitgehaltes annehmen zu müssen, was für die untersuchten Gesteine nicht zutrifft [1]). Eine Verrechnung ohne Rest ist — wie auch bei ANGEL — nur sehr selten gegeben, was auf geringfügige Stoffzu- und -abwanderungen während des Füllungs- und Umwandlungsprozesses und sehr wahrscheinlich auch auf Integrationsfehler zurückzuführen sein dürfte. Bezeichnenderweise zeigten alle Beispiele, daß jene Plagioklaszusammensetzung, die mit Hilfe des Al_2O_3-Gehaltes aus den Tabellen abgelesen wurde, die am wenigsten schwankenden Werte liefert. Diese empirische Feststellung, im Einklang mit eigenen petrochemischen Ergebnissen (vgl. S. 177) und den Erfahrungen aus der Literatur über geringe Wanderungsfähigkeit des Aluminiums während metamorpher Prozesse (vgl. V. M. GOLDSCHMIDT, 1920 und F. BECKE, 1925), genügten für die Annahme, daß der Al_2O_3-Gehalt am ehesten „autochthon" ist und damit für die Rückrechnung den sichersten Faktor darstellt. Umrechnungsversuche mit CaO oder SiO_2 oder Na_2O als Grundwert ergaben auffallend schlechtere Resultate. H_2O und K_2O wird als zugeführt angenommen und kann daher unberücksichtigt bleiben.

Die Umrechnungsergebnisse von 11 Tonalitgranit-Plagioklasen sind in Tabelle 1 a aufgeführt. Tabelle 1 b zeigt zum Vergleich gemittelte An-Gehalte von 11 Plagioklasen aus periadriatischen Tonaliten.

Wir ersehen daraus, daß in Tabelle 1 a An-Gehalte herauskommen, die mit denen der periadriatischen Tonalitplagioklase vergleichbar sind und betrachten dieses Ergebnis als weiteres Indiz für die genetische Vergleichbarkeit zwischen Tonalitgranit der Hohen Tauern und Tonaliten des periadriatischen Intrusivbogens.

Die Korngrenzen sind bei den Plagioklasen trotz mehr oder weniger schmaler Anwachsrinden hypidiomorph und sprechen, wie der ehemalige Zonarbau, für Kristallisation aus magmatisch-teilbeweglichem Bildungsmilieu. Die Abbildung eines früheren Zonarbaues muß als Beweis für Plagioklasumlagerung nach einer abgeschlossenen ersten Kristallisation angesehen werden. Die Hypothese der Piezokristallisation von E. WEINSCHENK (1894) ist demnach nicht anwendbar.

In vielen Beispielen sind trotz kristalliner Regeneration noch Kornzerbrechungen erkennbar. Meist sind es körnige Zerlegungen innerhalb

[1]) Meine Erfahrungen sprechen dafür, daß mit Zunahme des Klinozoisits der Muskowitgehalt weniger wird.

Tabelle 1 a

Integration und Bestimmung der ehemaligen mittleren An-Gehalte von gefüllten Plagioklasen aus Tauern-Tonalitgraniten vom Großvenediger.

Lfd. Nr.	Gew.-% von Plagioklas und Mikrolithen			Gew.-% der errechneten Oxyde				Ehemaliger Plagioklas
	Plagioklas	Klinozoisit	Muskowit	Al_2O_3	SiO_2	CaO	Na_2O	
1	52 (An_{23})	43	4	29	52	13	5	An_{52-56}
2	61 (An_{23})	35	4	28	55	12	6	An_{46-51}
3	34 (An_{23})	57	9	32	49	16	3	An_{69-74}
4	44,5 (An_{23})	53	2	30	51	15	4	An_{58-62}
5	37 (An_{23})	48,5	14	32	51	14	3	An_{69-74}
6	66 (An_{20})	24	10	28	57	9	6	An_{46-51}
7	54 (An_{20})	35,5	10,5	29	54	11	5	An_{56-52}
8	27 (An_{17})	65	8	32	48	17	3	An_{69-74}
9	27 (An_{11})	65	8	32	48	17	3	An_{69-74}
10	30 (An_{21})	63	7	32	48	17	3	An_{69-74}
11	33 (An_{24})	57	10	32	49	16	3	An_{69-74}

Tabelle 1 b

Integration und Bestimmung der mittleren An-Gehalte von Plagioklasen aus periadriatischen Tonaliten.

Laufende Nr.	Vol.-%			mittlere An-Gehalte
	Rand	Mittelzone	Kern	
1	11 An_{49}	67 An_{61}	22 An_{77}	An_{63}
2	22 An_{47}	57 An_{69}	22 An_{90}	An_{69}
3	24 An_{61}	51 An_{70}	25 An_{84}	An_{71}
4	13 An_{44}	47 An_{50}	39 An_{74}	An_{59}
5	30 An_{30}	64 An_{61}	6 An_{78}	An_{53}
6	54 An_{30}	26 An_{40}	20 An_{60}	An_{39}
7	26 An_{35}	57 An_{53}	17 An_{60}	An_{48}
8	14 An_{31}	76 An_{50}	10 An_{74}	An_{50}
9	17 An_{33}	65 An_{54}	18 An_{72}	An_{54}
10	33 An_{29}	49 An_{45}	18 An_{73}	An_{45}
11	48 An_{28}	44 An_{54}	8 An_{76}	An_{43}

der noch bestehenden ursprünglichen Kornumgrenzung. Es gibt aber auch Übergänge bis zu einem schlierigen, kleinkörnigen Pflaster aus oft einschlußfreien Oligoklaskörnchen mit intergranularen Klinozoisiten.

Fälle, wo zerbrochene gefüllte Körner von ungefüllter junger Oligoklassubstanz verheilt sind, sprechen für eine vordeformative Mikrolithenbildung. Andererseits sind aber die heute vorliegenden Oligoklase und deren Mikrolithenfülle als Umlagerungsprodukte aus ehemals basischen Plagioklasen nur „gleichzeitig" entstanden zu denken. Durch die Anführungszeichen soll ausgedrückt werden, daß diese Gleichzeitigkeit einen

Ereignisablauf nicht ausschließt, an dessen Anfang Klinozoisitkristallisation und dessen Ende noch eine überdauernde Oligoklaskristallisation möglich ist. Beachtet man zudem noch, daß in total zerbrochenen und pflasterkörnig rekristallisierten Plagioklaskörnern die intergranularen Klinozoisite größer als in den unzerlegten Plagioklasen sind, so spricht dies dafür, daß die Klinozoisitkristallisation auch noch nach der mechanischen Deformation wirksam war. Die Schlußfolgerung aus diesen Beobachtungen und Überlegungen kann nur sein, daß die Umwandlung der ehemals basischen Plagioklase zu Mikrolithen **und** Oligoklas paratektonisch und noch die tektonischen Ereignisse überdauernd erfolgte.

Die Altersbeziehungen zu $Biotit_n$, $Quarz_n$, $Hornblende_n$ und $Kalifeldspat_n$ sind an den Berührungsgrenzen abzulesen. Einschlüsse von Biotitgroßkörnern und Hornblende in Oligoklasrandbereichen oder auch Korrosionen der Biotite und Hornblenden durch mikrolithenfreien Oligoklas belegen, daß die letzte Oligoklaskristallisation die junge Biotit- und Hornblendekristallisation überdauerte. Umgekehrt ist das Verhältnis zu Quarz und zu Kalifeldspat (soweit vorhanden). Beide verdrängen Oligoklas. Junger Kalifeldspat erzeugt häufig myrmekitische Reaktionsgefüge. An Verzwillingungen existieren überwiegend Albit- und Periklingesetz mit schmalen Lamellen.

Im Grenzbereich von Tonalitgranit zu Augen- und Flasergranitgneis, wo im Felde der Eindruck von Migmatitbildung aus beiden Graniten besteht, finden sich im Dünnschliff neben den oben beschriebenen Oligoklasen hypidiomorphe gefüllte Albite mit Oligoklasrändern. In Abb. 19 erkennt man durch die gewählte Einstellung eine Oligoklasierung des Albites vom Rande in das Korninnere vordringend [1]). Es handelt sich bei dem Albit um einen Ab_3 (B. SANDER, 1911, S. 248) bzw. Ab_{III} (CH. EXNER, 1949, S. 229) und nach meiner Bezeichnungsweise um einen $Albit_a$ (= Albit alt), wie er auch für die Augen- und Flasergranitgneise charakteristisch ist. Dieser $Albit_a$ lag zur Zeit der Kristallisation von mikrolithenfreiem Oligoklas bereits mit seiner Füllung vor (die Mikrolithen werden vom vordringenden Oligoklas übernommen).

Im Einklang mit den Feldbeobachtungen läßt sich dieser Albit im Grenzbereich gegen die Augengranite als Kristallisationsprodukt aus hybriden sauren magmatischen Massen des intrudierenden tonalitischen Magmas verstehen. Seine Füllung wie die nachfolgende Oligoklasierung erhielt er im Rahmen der anschließenden alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation im Sinne von B. SANDER, 1912, S. 286), die beide Granitvorkommen und deren Kontakt erfaßte.

Quarz.

In den nicht oder nur schwach deformierten Korngefügen ist Quarz die allotriomorphe Zwickelfüllung zwischen Plagioklas und den femischen Mineralien. Wenn die Plagioklase vortauernkristalline Deformationserscheinungen erkennen lassen, sind auch die Quarze mechanisch zerlegt

[1]) Die unregelmäßige Grenze zwischen Albit und Oligoklas muß als typische Grenzflächenreaktion verstanden werden und soll der Zonenbau-Abbildung durch Mikrolithen gegenübergestellt werden. (Vgl. die weiter oben diskutierte Ansicht O. H. ERDMANNSDÖRFFERS [1945] über Entstehung von zonarer Mikrolithenanordnung.)

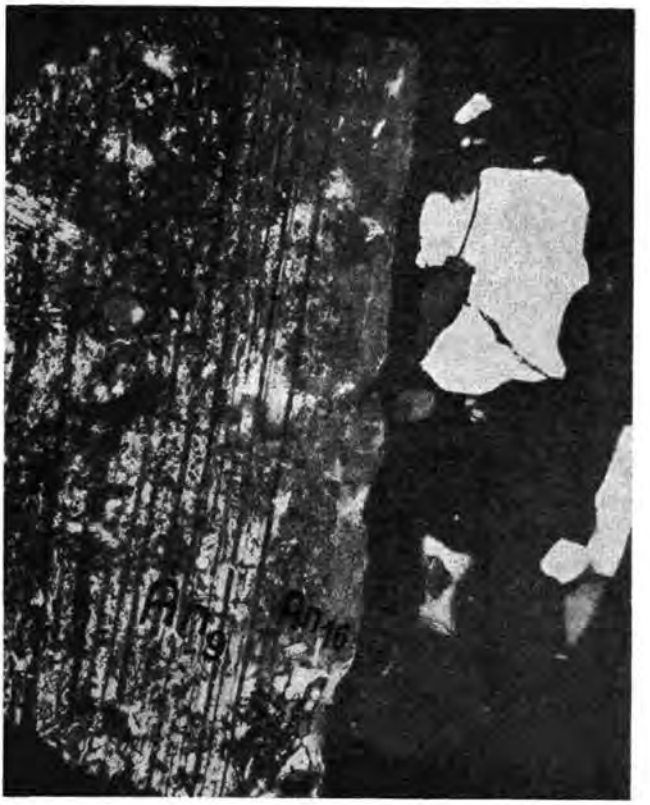


Abb. 19: Gefüllter Albit (An_9) wird vom Rand nach innen durch Oligoklas (An_{16}) ersetzt, wobei die Mikrolithen des Albites vom Oligoklas übernommen werden. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

zu Überindividuen (vgl. SANDER, 1950, S. 63 ff.). Sie werden daher zum primärmagmatischen Stoffbestand der Tonalitgranite gestellt und als $Quarz_a$ typisiert. In mehreren Dünnschliffen ist eine beginnende Verdrängung der Plagioklase, Biotite und Hornblenden durch jungen undeformierten Quarz zu beobachten; dieser Quarz wie auch die allgemeine nachtektonische Quarzrekristallisation entspricht sekundärer tauernkristalliner Kristallisation und wird als $Quarz_n$ gekennzeichnet.

Biotit.

Es überwiegen in den untersuchten Dünnschliffen haufenförmige Kornaggregate neben Fällen, wo größere Einzelkörner erhalten geblieben sind. In geringer Menge tritt Biotit auch als echtes Plagioklas-Füllungsmineral auf. Die Kornhaufen sind Produkte mechanischer Zerlegung und nachfolgender regenerierender Kristallisation. Sie sind in Einzelbeispielen als Zerquetschungen größerer Einzelkörner zwischen den Plagioklasen erkennbar. Mitunter sind aber in den Umrissen der Kornhaufen noch langprismatische ehemalige Mineralkornformen zu vermuten, die auf Pseudomorphosen nach Hornblende hinweisen.

Eindeutige Verdrängungen durch ungefüllten Oligoklas beweisen, daß die Oligoklaskristallisation die letzte Biotitkristallisation überdauert; ebenso ist die letzte Quarzkristallisation jünger als Biotit. Randliche Chloritisierung zu Prochlorit, aber auch Parallelverwachsungen mit diesem sprechen für gleichzeitige und überdauernde Prochloritbildung.

Bezeichnend für die meisten Biotite ist ihr Pleochroismus von schmutzig grünbraun zu hellgelb (dunkelbraune Färbungen sind gelegentlich noch im Zentrum erhalten gebliebener größerer Körner zu sehen) ebenso die insekteneierförmigen Titaniteinschlüsse und Pistazitkörnchen. Sagenitgitter sind seltener zu beobachten. Mitunter sind die Titanitkörner schön parallel angeordnet und bilden so wahrscheinlich eine ehemalige Biotit-Spaltbarkeit ab. Das fällt besonders auf, wenn der jetzt vorliegende Biotit sich tauernkristallin als Querbiotit umorientierte und die Titanitkörnerzüge $\parallel s$ in alter Orientierung erhalten blieben (vgl. Abb. 28). Weiterhin ist die Beobachtung wichtig, daß fast der gesamte Pistazit, welcher unabhängig von Plagioklas im Gefüge existiert, an Biotitkornaggregate gebunden ist.

Aus all den Feststellungen ist zu schließen, daß der heute vorliegende Biotit eine sekundäre Neubildung, bzw. ein Umlagerungsprodukt darstellt. Sowohl die Kornzerlegung als auch die Abbildung ehemaliger kristallographischer Richtungen durch Titaniteinschlüsse verlangen einen kristallisierten Vorgänger. Welches primäre Mineral vorlag, ist aus diesem Material allein nicht mit Sicherheit zu beantworten; es käme sowohl FeTi-Hornblende als auch FeTi-reicher Biotit in Betracht.

Die im Tauernostende schon sehr früh von G. TSCHERMAK (1862) erkannte pseudomorphe Umsetzung von Hornblenden zu Biotit und Epidot dürfen meiner Ansicht nach nicht so überwertet werden, daß nunmehr aller Biotit und Pistazit aus Hornblende entstanden wäre.

Abb. 41 zeigt, daß es eindeutige Pistazitpseudomorphosen nach Biotit gibt. Pistazitbildung im Biotit verlangt Kalziummobilität und -zufuhr, welche durch die verbreitete Oligoklasneubildung gegeben ist. Bezeichnenderweise liegen die Pistazite in Randbereichen, an Rupturen oder unmittelbar außerhalb. Außerdem sind in undeformierten Tonalitgraniten Biotitgroßkörner mit den üblichen Titanit- und Pistaziteinschlüssen erhalten, die — nach dem Erhaltungszustand der Plagioklase zu schließen — noch ihre ursprüngliche Kornform besitzen. Sie lassen seltener ehemalige Hornblenden, häufiger Biotite als Vorläufer vermuten. Es erscheint mir daher einer Pistazitbildung im Zusammenhang mit Umlagerung von Fe-reicheren zu Fe-ärmeren Biotiten bei Ca-Zufuhr kein Hindernis entgegenzustehen.

Die heutigen Biotite können somit analog den Verhältnissen, wie sie für die Plagioklasumwandlung festzustellen waren, als Produkte mineralfacieller Angleichung älterer FeTi-reicherer Biotite und Hornblenden verstanden werden. Ihre Umkristallisation hat die tektonische Gesteinsdurchbewegung zumindest überdauert.

Klinozoisit/Pistazit.

Es werden hier jene Mineralien der Epidotgruppe beschrieben, die außerhalb der Plagioklaskörner liegen. Bei F. ANGEL und R. STABER (1952) sind sie im Gegensatz zu den Plagioklasmikrolithen als Großkornepidote bezeichnet.

Die optische Bestimmung nach den Kurven bei E. TRÖGER (1956, S. 45) ergab sowohl Klinozoisit als auch Pistazit, letzterer mit maximal 20% Fe-Epidotmolekül.

Aus den Beobachtungen im Korngefüge läßt sich mitunter feststellen, daß ein Teil der Klinozoisite rekristallisierte ehemalige Plagioklasmikrolithen sind, die durch Zerbrechung ihres Plagioklaswirtes ins freie Gefüge gelangten. Die übrigen und die Pistazite sind Neubildungen im Zusammenhang mit einer Umlagerung ehemals FeTi-reicherer Biotite oder Hornblenden und daher fast immer an die jetzigen Biotite und Hornblenden geknüpft. Ihre Aggregatform weist manchmal auf Pseudomorphosen hin.

Gelegentlich tritt Klinozoisit und Pistazit in zonar gebauten Körnern auf. Eine Regel, ob dann Pistazit die Ränder oder die Kerne bildet, ist nicht ableitbar. In Pistaziten sind öfter idiomorphe Orthitkerne vorhanden, häufiger aber ein dichtes Haufwerk von kleinsten, stark licht- und doppelbrechenden Körnchen, die nicht näher bestimmbar sind.

Die Rekristallisation freigelegter Füllungsklinozoisite wie auch die Neubildung von Pistazit bei Biotiten gilt als Beweis für Epidotkristallisation noch nach der letzten Gesteinsdurchbewegung und ist der paratektonischen Klinozoisitkristallisation in den Plagioklasen unmittelbar anzuschließen.

Sowohl die Füllungsklinozoisite als auch die Epidotminerale frei im Gefüge sind als sekundäre Mineralneubildung während und nach den letzten Gesteinsdurchbewegungen nachweisbar und damit Neubildungen der para- bis nachtektonisch wirksamen alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation). Die Feststellung,

daß in voralpidischen granitischen Geröllen aus den paläozoischen Tauern (F. KARL, 1955) Epidotmineralien fehlen, macht sie zu kritischen Mineralien der alpidischen Metamorphose.

Kalifeldspat.

Weniger als die Hälfte der typischen Tonalitgranitdünnschliffe führten Kalifeldspate. Ihre genaue optische Einmessung zeigte sehr interessante Ergebnisse, deren genetische Bedeutung meines Wissens bisher aus den Hohen Tauern unbekannt war.

Bereits die Schliffbeobachtungen vermittelten den Eindruck, daß es innerhalb der Kalifeldspate zwei Typen gibt, einmal solche, die als Großkörner zwischen den hypidiomorphen, gefüllten Plagioklasen Platz fanden und andere, die überwiegend nur als amöboide Intergranularbildungen im Primärgefüge aus Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Quarz zu finden sind. Erstere sind oft durch feinsten Staub getrübt und nicht selten zerbrochen und rekristallisiert, wobei die rekristallisierte Kalifeldspatsubstanz dem zweiten Typus entspricht. Die optischen Daten für die sicher ältere Modifikation (Kalifeldspat$_a$) liegen zwischen jenen für Anorthoklas (bzw. Orthoklas) und Mikroklin, sie werden daher als Aor/Mikr bezeichnet. Die Achsenwinkel (2 V x) schwanken zwischen 60—65°; die Auslöschungsschiefen (y : Pol von (001)) liegen im Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) näher bei der Signatur für Mikroklin als für Anorthoklas.

Der zweite, intergranulare Kalifeldspattypus ist einschlußfrei (abgesehen von seltenen feldspatfremden Einschlüssen) und ohne jede Zerbrechung. Er tritt immer zusammen mit jüngstem Quarz auf und zeigt häufig aggressives Verhalten gegen einschlußfreien Oligoklas. Zweifellos gehören diese Kalifeldspate in der Mineralsukzession zu den jüngsten Kristallisationen in den Tonalitgraniten und werden daher als Kalifeldspat$_n$ bezeichnet. Die optischen Daten liegen wiederum zwischen jenen von Anorthoklas und Mikroklin (Beilage 1 bei E. TRÖGER, 1956), nähern sich aber häufiger als bei dem vorher besprochenen Typus der Optik des Anorthoklas. Die Achsenwinkel (2 V x) schwanken zwischen 52 und 60°.

Beide Kalifeldspatformen sind „flau" gegittert oder ungegittert und zeigen selten Perthitbildung parallel ($\bar{1}\bar{5}$ 0 2). Ihr Ab-Gehalt kann 30% erreichen.

Entsprechend der Umlagerung beim primären Plagioklasbestand ist naheliegend, daß auch die älteren Kalifeldspate$_a$ schon mineralfacielle Umlagerungen darstellen. (Aus späteren Überlegungen wird wahrscheinlich, daß ehemals zum Teil Anorthoklase oder Na-Orthoklase vorgelegen haben.) Die Kalifeldspate$_n$ sind analog dem Oligoklas$_n$ nachtektonische tauernkristalline Neubildungen. Die stoffliche Zusammensetzung des heute vorliegenden Kalifeldspat-Bestandes als Kali-Natronfeldspat mit bis zu 30% Albitgehalt muß also temperaturfaciell zusammen mit Oligoklas (An_{23}) bestandfähig sein. Dieser Paragenese entspricht eine höhere Bildungstemperatur als etwa für Albit- und Mikroklinbildung nötig ist, was im weiteren durch gleichzeitige Pistazit- und Hornblende-Neubildung eine Bestätigung findet.

Damit reiht sich der Aor/Mikr als neues kritisches Mineral für eine ganz bestimmte Temperaturzone in die tauernkristalline Paragenese im speziellen und in die Epidot-Amphibolitfacies im allgemeinen ein.

Eine interessante Ergänzung zu dieser K-Na-Feldspatbildung als Ausdruck höherer Temperatur zeigen die K-Na-Feldspate der Bozener Quarzporphyre.

Gelegentlich der Feststellung von Transitionslagen für die Plagioklasoptik am Beispiel der Bozener Quarzporphyre (F. KARL, 1954) wurde auch in der Ausbildung der K-Na-Feldspate eine Abhängigkeit vom Temperaturgefälle vermutet, u. zw. derart, daß bei Hochtemperaturform Anorthoklas und bei Niedertemperaturform Na-Orthoklas entsteht. Die erneute Überprüfung der seinerzeitigen Meßergebnisse, die sich hauptsächlich auf 2 V x-Messungen stützten und ihre nochmalige Auswertung nach den Kurven von TUTTLE, 1952 (vgl. E. TRÖGER, 1956, S. 96), macht es sehr wahrscheinlich, daß die Reihenfolge von höher- zu niedriger temperiertem Kalifeldspat im Bozener Quarzporphyr folgendermaßen verläuft: Sanidin (2 V x 22°, Achsenebene parallel 010)) = Hochtemperaturform; Sanidin/Natronorthoklas oder Anorthoklas (2 V x 28—64°, Achsenebene $\sim \perp$ 010)) = Transitionslage. Sehr bezeichnend sind K-Na-Feldspate mit 2 V x um 30° (= Sanidin/Natronorthoklas) im Kernbereich und 2 V x 60—64° (Natronorthoklas oder Anorthoklas) in einer randlichen Zone, an welche sich ganz außen Perthitausscheidung und Schachbrettalbitbildung anschließt.

Schließen wir unsere Ergebnisse aus dem Venediger Tonalitgranit diesen an, so könnten die da vorhandenen Übergangsformen zwischen Anorthoklas und Mikroklin die Fortsetzung der oben genannten Reihe von Sanidin zu Anorthoklas sein, die schließlich in tiefsttemperierten Paragenesen mit Mikroklinbildung ihr Ende findet. Folgerichtig sollte daher diese Aor/Mikr-Bildung für eine langsamere Abkühlung sprechen als sie im nur schwach autometamorphen Quarzporphyr gegeben war, oder sie sollte die Auswirkung einer späteren, langanhaltenden Wiedererwärmung eines Gesteines sein, in dem vorher die vermutlich instabileren Natronorthoklase oder Anorthoklase vorlagen. [1])

Chlorit.

Nach den optischen Daten handelt es sich um Prochlorite. Sie sind als Chloritisierungsprodukte von Biotiten ableitbar, entstehen aber auch gleichzeitig als Neubildungen zusammen mit der Biotit-Neubildung aus älteren FeTi-reicheren Biotiten oder Hornblenden. Ihr mineralfacielles Bestandfeld überschneidet sich mit dem der jungen Biotite.

[1]) Während der Drucklegung dieser Arbeit erschien in der Zeitschr. f. Kristallographie Bd. 110 S. 11—20 (1958) von J. V. SMITH und I. D. MUIR eine Untersuchung über die Reaktionsabfolge in Larvikit-Feldspaten, wo am Beispiele einzelner Alkalifeldspatproben optisch und röntgenoptisch eine Entmischung von ehemaligem Ca-Na-reichen Sanidin über Ca-führenden Anorthoklas zu pseudomonoklinem Mikroklin-Oligoklas-Perthit erwiesen scheint.



Abb. 20: Sagenit-, Titanit- und Pistazitbildung in Biotit //(001). An Rupturen und an den Kornrändern entstehen aus Sagenit Titaniteier. Links (im Bilde hell) Pistazitbildung. // Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Ebenso wie diese zeigen sie keine nachkristallinen Deformationen und enthalten häufig Titanitkörnchen oder Sagenitnadeln. Sie müssen als nachtektonische tauernkristalline Mineralneubildung eingestuft werden.

Titanit.

Dieser bildet kleine Insekteneier-ähnliche Körnchen in oder bei Biotit-, Chlorit- und Hornblendekörnern. Wegen der Kleinheit ist eine genaue optische Bestimmung nicht möglich. Abb. 20 demonstriert die Entstehung derartiger Titaniteier. Im Schnitt ca. parallel (001) ist fleckenartige Häufung von Sageniten zu sehen, an deren Stelle am Kornrand und an Rupturen Körnchenzüge von Titaniteiern auftreten. Nach diesem Schliffbild überzeugt man sich, daß als erste Entmischung Sagenit entsteht und erst durch Kalziumzutritt von außen (Kornrand, Rupturen und Spaltbarkeit) es zu Titanitbildung — und auch zu Pistazitbildung — kommt. In Kornquerschnitten, ungefähr $\perp$ (001) ist die Abbildung der Biotitspaltbarkeit sowohl durch die Sagenitaggregate als auch durch die bereichsweise schon vorhandenen Titaniteier gegeben. Bemerkt sei noch, daß die Biotite dieser Probe an deutlich rotbraunen Flecken (ohne Sagenit oder Titanit!) Relikte des $Biotit_a$ erkennen lassen.

Somit sind die Titanite als Neubildungen bei der Umlagerung ehemaliger FeTi-reicherer Biotite und Hornblenden zu jungem Biotit ($Biotit_n$) erkennbar und in die tauernkristalline Mineralparagenese zu stellen.

Hornblende.

Die optischen Messungen ergaben einen Achsenwinkel $2\,V\,x = 74°$ bei einer Auslöschungsschiefe $x \wedge z$ von 16°. Das entspricht einer gemeinen Hornblende mit 38% Fe''MnTi. Der charakteristische Pleochroismus (x = hell gelbgrün, y = grün, z = blaugrün) stuft sie als barroisitische Hornblende ein. Sie besitzt häufig durch feinsten Staub getrübte Kerne oder ringartige Zonen, die in günstigen Fällen noch schwache Braunfärbung erkennen lassen. In stärker rekristallisierten Fällen scheint sich aus dieser feinsten Füllung Sagenit und Titanit zu entwickeln, was am besten bei zerbrochenen und regenerierten Aggregaten zu beobachten ist.

In der Mineralisierungsabfolge ist zwischen erschlossener alter Hornblende ($Hornblende_a$) und junger Hornblende ($Hornblende_n$) zu unterscheiden. Die junge barroisitische Hornblende ohne gefüllte Kerne ist gleich alt (vielleicht in einigen Fällen auch noch etwas jünger!) wie $Biotit_n$. Sie hat wie dieser die Gesteinsdurchbewegung zumindest überdauert und gehört sicher zum Mineralbestand der alpidischen Tauernkristallisation.

Barroisitisierte gefüllte Hornblenden, die mitunter sogar in gefüllten hypidiomorphen Plagioklasen eingeschlossen sind, gelten als Pseudomorphosen nach vortauernkristallinen alten Hornblenden, die in die primärmagmatische Kristallisation gestellt werden. Die staubförmigen Trübungen im Kern in Verbindung mit reliktischer Braunfärbung wie

auch die Sagenit- und Titanitneubildungen sprechen dafür, daß sie vortauernkristallin als Fe- und Ti-reichere Hornblenden vorlagen.

Granat.

Dieser tritt oft nur akzessorisch auf. Eine Bindung an die $Biotit_n$-Aggregate, wie auch an zerbrochene Plagioklasbereiche ist bemerkenswert. Genauere Bestimmung der meist nur sehr kleinen Körner war nicht möglich.

Akzessorien.

Apatit, Orthit, sulfidisches und oxydisches Erz, Zirkon, Karbonat.

Orthite bilden meist idiomorphe Kerne in Klinozoisit/Pistazit, wie dies verschiedentlich aus der Granitliteratur der Hohen Tauern bekannt ist. Vermutlich sind auch sie Neubildungen der alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation).

Zirkone sind auffallend selten und dann häufiger frei im Gefüge als in Biotit oder Chlorit eingewachsen. Nur in wenigen Schliffen wurde Karbonat festgestellt; es handelt sich wahrscheinlich um letzte hydrothermale Mineralisation, von Klüften ausgehend.

Von großer Bedeutung für metallogenetische Fragen ist die Erzarmut der Tonalitgranite, die besonders auch durch die sehr geringe Beteiligung von akzessorischen Eisenerzen zum Ausdruck kommt. Die Tonalitgranite sind heute praktisch erzfrei.

β) Tonalitgranitgneise:

Sie unterscheiden sich im Dünnschliff von den Tonalitgraniten nur durch stärkere Durchbewegung, die aber auch hier vor dem Ende der Tauernkristallisation erfolgte. Es existieren im Deformationsgrad alle Übergänge zu den Tonalitgraniten. Eine nochmalige Beschreibung erübrigt sich daher, wenngleich zu bemerken ist, daß es Fälle gibt, deren Identifikation als verschieferte Varietäten des Tonalitgranites allein aus dem Dünnschliff nicht mehr sicher möglich ist. Entscheidend ist dann eine Schliffserie, die nach feldgeologischen Gesichtspunkten aus dem Übergangsbereich von Tonalitgranit zu Tonalitgranitgneis stammt. Zeigen die Schliffe aus letzterem bei gleichem Modalbestand wie die Tonalitgranite keine vorherrschend invers-zonaren Plagioklase, so sind sie als Orthogneise zu bezeichnen. Überwiegen aber invers-zonare Plagioklase und ist der Gehalt an Epidotmineralien geringer, so handelt es sich um „Tonalitische Gneise", die weiter unten beschrieben werden. Beide Typen im Handstück betrachtet können oft ununterscheidbar sein.

γ) Basische Einlagerungen im Tonalitgranit und Tonalitgranitgneis.

Die mikroskopische Untersuchung der für den Tonalitgranit typischen basischen Putzen ergab nachstehende Charakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Hornblende, Biotit Oligoklas (An_{22-29}) Pistazit und Klinozoisit Chlorit	Hornblende, $Biotit_a$ (?) $Plagioklas_a$	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (mechanische Formung überdauert Kristallisation)
Titanit Quarz Kalifeldspat Akzessorien: Apatit, Magnetkies, Ilmenit, Granat, Karbonat, Sagenit	Magnetkies, Ilmenit, Titanit, $Biotit_n$ $Biotit_n$, $Hornblende_n$, Klinozoisit, Pistazit, $Oligoklas_n$ $Biotit_n$, Chlorit Quarz, $Kalifeldspat_n$	$Fm \rightarrow \underline{Kr_2}$ (intensive Kristallisation überdauert mechanische Formung)

Abkürzungen wie Fußnote Seite 38.

Der wesentliche Unterschied zum Tonalitgranit, wie er besonders makroskopisch in der Gesteinsfarbe zum Ausdruck kommt, ist der Biotit- und Hornblendereichtum; dementsprechend tritt der Plagioklas zurück. Quarz und Kalifeldspat (letzterer fehlt, wenn auch im umgebenden Granit kein Kalifeldspat existiert) sind nur untergeordnet zu finden und in der Mehrzahl der Schliffe klar als sekundäre Infiltration aus dem Granit zu erkennen.

Die Korngefüge sind richtungslos körnig, wenn der umhüllende Tonalitgranit ebensolches Gefüge zeigt, besitzen aber parallelflächige Anisotropie, wenn auch der Granit in Gneisstruktur vorliegt. Reliktstrukturen eines vortonalitgranitischen Gefüges sind in den Putzen und Schlieren nicht mehr nachweisbar; solche sind nur für die Schollen im Granitrandbereich typisch.

Bemerkenswert ist eine generell kleinere Körnung, die makroskopisch öfter den Eindruck eines dichten Felsitgefüges erzeugen. Plagioklas, Biotit und Hornblendekristalloblastese verwischen dieses Gefügebild zum Teil nachträglich wiederum.

In der Einzelmineralbeschreibung sind nur wenige Unterschiede gegenüber den Tonalitgraniten festzustellen. In erster Linie ist es die Oligoklasbildung, die öfter als in den umgebenden Tonalitgraniten Inverszonarbau zeigt (Kern An_{22-24}, Rand An_{29}). Weiter ist die Biotitneukristallisation hervorzuheben, die auffallend oft die Oligoklasneubildung und auch die Umwandlung von $Plagioklas_a$ zu Oligoklas und Füllung überdauert. Verdrängungen von gefülltem Oligoklas mit gleichzeitiger Übernahme der Klinozoisitmikrolithen in den neugebildeten Biotiten beweisen es. Bemerkenswert ist noch das Vorhandensein von Magnetkies und Ilmenit in Biotiten und Hornblenden. Die Hornblenden sind wiederum barroisitisierte ehemalige FeTi-reichere Hornblenden, die in Kernbereichen durch Braunfärbung und staubförmige Einschlußtrübung als Relikte noch erkennbar sind.

Das Verhältnis der Kristallisation zur Verformung erweist einen vortektonischen Mineralbestand aus FeTi-reicheren Hornblenden, basischem

Plagioklas und wahrscheinlich auch FeTi-reicherem Biotit. Es dürfte sich um magmatisch aufgenommene, ehemalige Amphibolitschollen handeln.

Neben solchen hornblendereichen Putzen gibt es andere, die nur aus Biotit, schwächer gefülltem Plagioklas und Quarz bestehen. Ihre Herkunft aus den granitumhüllenden Biotit-Plagioklasgneisen ist naheliegend.

Bei Miteinbeziehung der Feldbeobachtungen zur Entstehung von Schollenmigmatiten am Tonalitgranitkontakt komme ich zum Schluß, daß es sich bei der Gesamtheit der basischen Putzen und Schlieren um allothigene Gesteinskomponenten handelt, die von Biotit-Plagioklasgneisen und deren Amphiboliteinlagerungen abstammen. Ihre ursprüngliche Struktur ging durch längere Einwirkung des umgebenden tonalitischen Magmas fast ganz verloren. In diesem Sinne wären sie früher in die immigrativen magmatischen Massen aufgenommen als die Schollen der Schollenmigmatite (vgl. auch E. WEINSCHENK, 1903, S. 334).

Fassen wir nunmehr die Ergebnisse aus den Dünnschliffen der Tonalitgranite und Tonalitgranitgneise vom Großvenediger zusammen, so resultiert die dem Kapitel vorangestellte Gesteinscharakteristik. Sie besagt in Worten: Aus der Mineralabfolge und deren Verhältnis zur Korndeformation ist ein para- bis nachtektonischer Mineralbestand (Kr_2) evident, ein vortektonischer Bestand (Kr_1) ist aber noch klar erschließbar.

In den nicht seltenen Fällen, wo keine mechanische Formung die beiden Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) trennt, sind Rückschlüsse auf Gefüge und Mineralbestand von Kr_1 möglich. Hypidiomorphe Altgefüge von Plagioklasen und FeMg-Silikaten (in Übereinstimmung auch mit ehemals stark zonar-gebauten Plagioklasen) müssen als Kristallisat aus magmatischem Schmelzfluß verstanden werden. Die erschlossene Mineralzusammensetzung war: Plagioklas mit durchschnittlicher Basizität zwischen An_{46-74}, Quarz, FeTi-reicherer Biotit und Hornblende und wechselnd vorhandener K-Na-Feldspat.

Für den späteren Vergleich mit periadriatischen Tonaliten ist die Feststellung wichtig, daß innerhalb der heute vorliegenden gefüllten Plagioklase die Anordnung der echten Fülle ehemalige „Gerüstkerne" (F. BECKE, 1892) abbildet. Nach der primärmagmatischen Kristallisation erfolgte mechanische Formung (Fm), die unterschiedlich stark bis in die Korngefüge durchgriff und an Kornzerlegungen von Plagioklas, Biotit, Quarz und Kalifeldspat noch ablesbar ist.

Während und nach dieser Gesteinsdurchbewegung setzte eine stoffliche Umlagerung und Kristalloblastese ein, die der Granat-Epidot-Amphibolit-Unterfacies bei F. ANGEL (1940, S. 275) entspricht. Ihr ist die Entstehung der „echten Plagioklasfüllung" aus Klinozoisit (und Serizit), sowie die Neubildung von Oligoklas, FeTi-ärmeren Biotiten und Hornblenden (= barroisitisch), Pistazit, Titanit, Aor/Mikr, Granat, Prochlorit und Quarz zuzuschreiben.

Diese Kristalloblastese (Kr_2) ist gefügemäßig und stofflich als Regionalmetamorphose zu bezeichnen und überdauert die letzte Gesteinsdurchbewegung, womit eindeutig wird, daß sie alpidischen Alters ist. Sie wird seit B. SANDER (1911, S. 286) zusammen mit noch niederer temperierten Paragenesen, die allerdings im Bereich der Tonalitgranite nicht existieren, unter dem Sammelbegriff Tauernkristallisation zusammengefaßt. Die Tauernkristallisation ist identisch mit alpidischer Metamorphose, drückt aber keine bestimmte Mineralfacieszone aus.

Nach diesen Ergebnissen steht fest, daß die heutigen Tonalitgranite tatsächlich Metamorphite ehemaliger Tonalite und verwandter Magmatite sind.

Betrachtet man die dritte Kolumne, so existieren neben den Fällen, wo die alte Kristallisation (Kr_1) durch tektonische Ereignisse von der jungen Kristallisation (Kr_2) getrennt wird, auch solche, bei denen keine mechanische Zäsur zwischen Kr_1 und Kr_2 liegt. Es überwiegen aber die Beispiele mit zwischengeschalteter mechanischer Durchbewegung.

Die Einordnung aller Beobachtungstatsachen in den geologischen Ablauf der Ereignisse kann aber noch zweifach gedeutet werden:

1. Die ältere Kristallisation (Kr_1) ist voralpidisch. Die mechanische Durchbewegung (Fm) stellt die gesamte alpidische Orogenese in diesem Raum dar. Die jüngere Kristallisation (Kr_2) ist die alpidische Metamorphose. Beispiele ohne mechanische Deformation sind Fälle, wo Druckschattenwirkung eine mechanische Beanspruchung nicht ins Korngefüge durchgreifen läßt.

2. Die ältere Kristallisation (Kr_1) ist einem alpidisch synorogenen Intrusionsakt im Ablauf der Orogenese zuzuordnen. Die mechanische Durchbewegung war das darauffolgende, in dem Raume letzte große kinetische Ereignis der gleichen Orogenese. Die jüngere Kristallisation (Kr_2) stellt die alpidische Metamorphose dar und bildet das abschließende Kristallisationsgeschehen dieses Bereiches.

Man muß zur Entscheidung die geologischen Erkenntnisse über den Ablauf der alpidischen Orogenese zu Hilfe nehmen und erkennt, daß die Deutung unter 1. wahrscheinlich eine starke Simplifikation dieses mehraktigen Geschehens ist, zumal der Tonalitgranit im Zentralhauptkamm und damit wohl in einem Hauptwirkungsbereich orogenetischer Ereignisse liegt. Demnach hat die 2. Deutung viel mehr Wahrscheinlichkeit, wonach die tauernkristallin metamorphen Tonalitgranite synorogen alpidisch intrudierte Tonalite sind, deren Platznahme vor der letzten Gesteinsdurchbewegung in diesem Raume festzulegen ist.

Die für das Gestein so charakteristischen basischen Putzen lassen trotz mehrfacher Metamorphose ihre vortonalitgranitische — und damit wahrscheinlich auch voralpidische — Natur als Amphibolite und Biotit-Plagioklasgneise vermuten. Es ist jedoch im Gegensatz zu den Schollenmigmatiten im Kontaktbereich anzunehmen, daß sie keine Am-Platz-Gebilde wie letztere sind, sondern bereits von den immigrativen Tonalit-Massen über $\pm$ große Entfernungen mitgeführt wurden.

Nachfolgend wird eine neue chemische Analyse eines Venediger-Tonalitgranites veröffentlicht. (Die spätere petrochemische Gesamtauswertung wird zeigen, daß die Probe überdurchschnittlich sauer und alkalireich ist.) Weiters folgen 4 Modalanalysen, die nach optischer Mineralbestimmung und Integration erst auf die üblichen Oxyd-Gewichtsprozente, dann auf Kation-Oxyd-Prozente umgerechnet wurden.

Zur Verrechnung des Biotit- und Hornblendegehaltes wurden die nachstehenden Analysen verwendet:

Biotit: „Tiefschwarzer Biotit von der Klausenalpe (Zillertal) analysiert von A. KNOP" (C. DOELTER, 1917, S. 697).

Na_2O	K_2O	MgO	MnO	FeO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	H_2O
0,59	6,96	13,50	0,70	15,86	18,83	4,22	37,90	0,21	1,23

Hornblende: P. PAULITSCH (1948) „Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe".

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-
45,05	1,40	13,78	0,99	9,98	0,20	12,01	10,28	3,84	0,16	2,33	0,15

Mineralfacielle Übereinstimmung innerhalb der Tauerntonalitgranitvorkommen wie auch weiterhin zwischen Tonalitgraniten und deren unmittelbaren Hüllgesteinen (u. a. Metabasite der unteren Schieferhülle) erlauben meiner Meinung nach die Verwendung dieser Analysen für alle Tonalitgranite der Hohen Tauern.

Für die später folgende Verrechnung von Modalanalysen aus den periadriatischen Tonaliten wurde mangels einer geeigneten Hornblendeanalyse vorläufig auch dafür die oben angeführte Analyse von P. PAULITSCH verwendet. Die optischen Meßergebnisse sprechen dafür, daß die Hornblenden in den Periadriatica durch ihre autometamorphe Umlagerung der barroisitischen Hornblende von PAULITSCH tatsächlich sehr nahe kommen.

Derartige Verrechnungen von Modalanalysen wurden meist nur dann durchgeführt, wenn eine chemische Vollanalyse von der gleichen Gesteinsgruppe vorlag. Sie dienten dem Zwecke, die Analysenanzahl auf schnellem und billigem Weg so zu vermehren, daß ein teilweiser statistischer Überblick möglich wird. Zur Kontrolle der Brauchbarkeit wurde von derselben Probe, von welcher eine chemische Analyse vorlag, auch eine Modalanalyse verrechnet; außerdem wurden in allen Modalanalysen die spezifischen Gewichte erst errechnet und dann aus dem Handstück mit der Mohr-Westphalschen Waage bestimmt. Die Kontrollergebnisse sind ausreichend gut, um die Verwendung solcher Analysen zu rechtfertigen. Es ist beabsichtigt, an Hand von Beispielen den Arbeitsgang und die Genauigkeit in einer besonderen Arbeit ausführlicher zu erörtern.

Chemische Analyse Nr. 1 (C 1)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 482),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Talschluß Windbachtal,

Analytiker: Dr. H. Werner.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	68,80	11.455	65,35	130,70	si_K = 191	si = 322
$AlO_3/_2$	16,04	3.147	17,95	26,93	al_K = 52	al = 44
TiO_2	0,49	61	0,35	0,70		
$FeO_3/_2$	Sp	—	—	—		
FeO	3,05	425	2,42	2,42		
MnO	0,04	6	0,03	0,03	fm_K = 9	fm = 16
MgO	0,50	124	0,71	0,71		
CaO	3,24	578	3,30	3,30	c_K = 10	c = 16
BaO	—	—	—	—		
$NaO_1/_2$	3,97	1.281	7,31	3,65	alk_K = 29	alk = 24
$KO_1/_2$	2,02	429	2,45	1,23		
ZrO_2	0,01	1	0,01	0,02		
$PO_5/_2$	0,15	21	0,12	0,30		
CO_2	0,17	(39)	(0,22)	—		
S	0,01	(3)	(0,02)	—		
H_2O+	1,18	(655)	(3,74)	—		
H_2O-	0,07	—	—	—		
Summe	99,74	17.528	100,00	169,99		
			—O für (OH)	3,74		
			O	166,25		
			(OH)	7,48		
			S^{2-}	0,04		
			CO_2	0,44		
		Anionen für 100% Kationen		174,21		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 1 (M 1)

Gestein: Heller Tonalitgranit (Handstück Nr. 482),
Ort: Venedigerbereich N-Seite, Talschluß Windbachtal,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	24,32	SiO_2	66,88	11.136	61,97	123,94	si_K 164	si 270
Plagioklaskern An_{25}	35,42	$AlO_3/_2$	17,67	3.467	19,30	28,95	al_K 51	al 42
Plagioklasrand An_{19}	15,70	TiO_2	0,17	21	0,12	0,24		
Kalifeldspat Ab_{25}	4,23	$FeO_3/_2$	0,67	84	0,47	0,71		
Biotit (s. S. 60)	12,14	FeO	1,99	227	1,26	1,26	fm_K 11	fm 18
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,41	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Pistazit 20% Fe-Ep.	0,75	MgO	1,64	407	2,26	2,26		
Serizit	2,29	CaO	4,00	713	3,97	3,97	c_K 10	c 17
Granat (Almandin)	0,14	$NaO_1/_2$	4,77	1.538	8,56	4,28	alk_K 28	alk 23
Apatit	0,27	$KO_1/_2$	1,65	350	1,95	0,92		
Titanit	0,33	ZrO_2	Sp	—				
Zirkon	Sp	$PO_5/_2$	0,11	15	0,08	0,20		
		CO_2	—	—	—			
		H_2O+	0,37	(205)	(1,14)			
Summe ...	100,00		100,00	17.969	100,00	166,79		
					—O für (OH)	1,14		
					Ò	165,65		
					(OH)	2,28		
					Anionen für 100% Kationen	167,93		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,723
Aus Handstück bestimmt: 2,720

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 2 (M 2)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 142),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Obersulzbachtal, Keeslahnerwand,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	16,64	SiO_2	59,57	9.918	55,22	110,44	si_K 125	si 192
Plagioklaskern An_{20} .	39,91	$AlO_{3/2}$	18,64	3.657	20,36	30,54	al_K 46	al 35
Plagioklasrand An_{23} .	6,87	TiO_2	0,97	121	0,68	1,36		
Biotit (s. S. 60).....	20,39	$FeO_{3/2}$	1,26	158	0,88	1,32		
Klinozoisit 8% Fe-Ep.	10,70	FeO	4,29	597	3,32	3,32	fm_K 19	fm 30
Serizit	0,94	MnO	0,14	20	0,11	0,11		
Hornblende (s. S. 60).	1,93	MgO	2,98	739	4,12	4,12		
Granat (Almandin) ..	0,20	CaO	5,22	931	5,18	5,18	c_K 12	c 18
Titanit.....	0,12	$NaO_{1/2}$	4,54	1.464	8,15	4,07	alk_K 23	alk 17
Apatit	0,52	$KO_{1/2}$	1,53	325	1,81	0,92		
Ilmenit	1,62	ZrO_2	Sp	—	—	—		
Calcit	0,16	$PO_{5/2}$	0,22	31	0,17	0,25		
		H_2O+	0,57	(316)	(1,76)	—		
		CO_2	0,07	(16)	(0,09)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.961	100,00	160,27		
					—O für (OH)	1,76		
					O	158,51		
					(OH)	3,52		
						162,03		
					CO_2	0,09		
					Anionen für 100% Kationen	162,12		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,812

Aus Handstück bestimmt: 2,841

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 3 (M 3)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 140),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Obersulzbachtal, Keeslahnerwand,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	23,86	SiO_2	62,20	10.356	58,07	116,14	si_K 141	si 213
Plagioklaskern An_{24}	34,07	$AlO_{3/2}$	17,46	3.425	19,20	28,80	al_K 46	al 35
Plagioklasrand An_{28}	6,56	TiO_2	0,73	91	0,51	1,02		
Biotit (s. S. 60)	20,85	$FeO_{3/2}$	1,13	141	0,79	1,18		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	10,83	FeO	3,98	554	3,11	3,11	fm_K 20	fm 30
Serizit	0,44	MnO	0,15	21	0,12	0,12		
Hornblende (s. S. 60)	1,19	MgO	2,95	732	4,10	4,10		
Granat (Almandin)	0,20	CaO	5,34	952	5,34	5,34	c_K 13	c 19
Apatit	0,66	$NaO_{1/2}$	3,74	1.206	6,76	3,38	alk_K 21	alk 16
Titanit	0,36	$KO_{1/2}$	1,50	318	1,78	0,89		
Ilmenit	0,98	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,28	39	0,22	0,55		
		H_2O+	0,54	(299)	(1,68)			
Summe	100,00		100,00	17.834	100,00	164,63		
					— O für (OH)	1,68		
					O	162,95		
					(OH)	3,36		
					Anionen für 100% Kationen	166,31		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,808

Aus Handstück bestimmt: 2,827

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 4 (M 4)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 220),

Ort: Venediger N-Seite, südlich Keeskogel,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	16,07	SiO_2	58,36	9.717	54,28	108,56	si_K 122	si 181
Plagioklas An_{25}	43,62	$AlO_{3}/_{2}$	17,89	3.510	19,61	29,41	al_K 44	al 33
Kalifeldspat	0,36	TiO_2	1,37	171	0,96	1,92		
Biotit (s. S. 60).....	23,99	$FeO_{3}/_{2}$	1,31	164	0,92	1,38		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	6,87	FeO	4,70	654	3,65	3,65	fm_K 21	fm 31
Pistazit 13% Fe-Ep. .	2,48	MnO	0,17	24	0,13	0,13		
Hornblende (s. S. 60).	1,13	MgO	3,38	836	4,67	4,67		
Granat (Almandin) ..	1,82	CaO	6,30	1.123	6,27	6,27	c_K 14	c 21
Apatit	0,48	$NaO_{1}/_{2}$	4,05	1.306	7,30	3,65	alk_K 21	alk 15
Titanit.....	3,18	$KO_{1}/_{2}$	1,73	367	2,05	1,03		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5}/_{2}$	0,20	28	0,16	0,40		
		H_2O+	0,54	(300)	(1,66)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.900	100,00	161,07		
					— O für (OH)	1,66		
					O	159,41		
					(OH)	3,32		
				Anionen für 100% Kationen		162,73		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,835

Aus Handstück bestimmt: 2,792

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

δ) Tonalitische Gneise.

Mit diesen zusammen wurden im Abschnitt über die Feldbeobachtungen auch die Metatexite (K. H. SCHEUMANN, 1937) und Schollenmigmatite besprochen. Für die Dünnschliffbefunde ist eine separate Beschreibung der Metatexite und Schollenmigmatite nicht erforderlich, weil sie schließlich immer in die Beschreibung des Tonalitgranites als Neosom und der polymetamorphen Biotitplagioklasgneise oder Amphibolite als Paläosom mündet. Diese Biotitplagioklasgneise und Amphibolite bilden durch gemeinsame, alpidische stoffliche Veränderung (magmatische Ichorese vom Granitkontakt und nachfolgende Tauernkristallisation) eine petrogenetische Einheit und werden unter dem Begriff „Tonalitische Gneise" zusammengefaßt. Sie werden ausführlich besprochen, weil sie makroskopisch mit den Tonalitgranitgneisen zu verwechseln sind, aber eine grundsätzlich andere Genese haben und daher mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten nicht verglichen werden können. Ihre kartenmäßige Verbreitung im Großvenediger-Gebiet dürfte (trotz schwieriger Unterscheidung im Felde) etwa ein Viertel des gesamten Areals der zentralen „Granite, Granodiorite und tonalitischen Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge" betragen.

Gesteinscharakteristik

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{10-30}, inverszonar)	$Biotit_a$, $Muskowit_a$	$Kr_1 \rightarrow$ Fm (Kristallisation wurde von mechanischer Formung überdauert)
Albit (An_{10-0})	$Plagioklas_a$	
Quarz	$Quarz$, $Kalifeldspat_a$	
Biotit		
Muskowit		
Aor/Mikr	Titanit, Klinozoisit/Pistazit, $Biotit_n$, $Muskowit_n$	
Mikroklin		
Klinozoisit und Klinozoisit/Pistazit	Chlorit, $Plagioklas_n$ (= Albit), Schachbrettalbit, Granat	Fm = $Kr_2 \rightarrow Kr_2$ (Kristallisation beginnt während der Formung, überdauert diese jedoch)
Titanit		
Granat	$Plagioklas_n$ (= Oligoklas, invers), Hornblende (barroisitisch)	
Hornblende (barroisitisch), Chlorit		
Akzessorien: Apatit, Orthit, Erz (sulfidisches und oxydisches Fe-Erz), Zirkon, Karbonat, Rutil	$Quarz$, $Kalifeldspat_n$	

Das mikroskopische Gesteinsgefüge ist in den meisten Beispielen ein kristalloblastisch regeneriertes Tektonitgefüge. In Fällen, wo schwächere Durchbewegung noch ein vortektonisches Gefüge erkennen läßt, sind es ebenfalls kristalloblastische Gefüge mit rundlichen bis amöboiden

Plagioklaskörnern, die im Gegensatz zu den magmatischen Gefügen der Tonalitgranite für Kristallwachstum in minderteilbeweglichem Medium sprechen. Aus den Feld- und Schliffbefunden an parallelflächig struierten tonalitischen Gneisschollen in Schollenmigmatiten ist zu erschließen, daß die Tonalitischen Gneise bereits vor der Tauernkristallisation und vor der letzten Verformung als kristalline Schiefer vorgelegen haben müssen.

Plagioklase.

In der Tabelle zur Gesteinscharakteristik ist zu ersehen, daß Oligoklas und Albite nebeneinander vorkommen. Damit ist bereits ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zum Tonalitgranit gegeben.

Oligoklas.

Die Anorthitgehalte schwanken zwischen 10 und 30%. In fast allen untersuchten Beispielen liegt Inverszonarbau vor mit durchschnittlich An_{15-20} im Kern und An_{20-26} in den Rändern. Die Inversion des Zonarbaues ist eines der wichtigsten Merkmale der Tonalitischen Gneise im Gegensatz zu den Tonalitgranitgneisen.

Ein ebenso wichtiges Kennzeichen liegt in der Menge, Ausbildung und Verteilung von Mikrolithen-Einschlüssen. Allgemein sind in den meisten Schliffen auffallend weniger und kleiner ausgebildete Füllungsminerale vorhanden als in den Tonalitgraniten. Feinstkörnige Anreicherungen finden sich bevorzugt in den basischen Außensäumen der inversen Ränder und gleichen oft schon staubförmigen Trübungen. Die zentralen Kornbereiche sind meist einschlußfrei. Wie in den Tonalitgraniten besteht diese „echte Füllung" (F. ANGEL, 1930) aus Klinozoisit, Serizit, selten Granat.

In einigen schwach deformierten und umkristallisierten Proben können in zentralen Plagioklaskornbereichen noch alte (vor-tauernkristalline) Oligoklase ($Oligoklas_a$) vermutet werden. Sie besitzen keine oder sehr wenig feinste Mikrolithen und sind von invers-zonaren jüngerem Oligoklas ($Oligoklas_n$) umrindet, der im Außensaum mehr feinstkörnige Mikrolithen führt. Die geringe Mikrolithenmenge im $Oligoklas_a$ spricht dafür, daß vor-tauernkristallin betreffs des Ca-Gehaltes maximal ein basischer Oligoklas vorgelegen hat. Die Mikrolithenbildung in den jungen Oligoklas-Anwachsrinden wird als diaphtoritische Umlagerung beiderseits der Intergranulare angesehen.

Es ergibt sich sofort ein anderes Bild, wenn die Plagioklase von Metabasit-Einlagerungen innerhalb der tonalitischen Gneise betrachtet werden. Sie sind in gleicher Weise dicht gefüllt wie die Plagioklase der Tonalitgranite und müssen vor-tauernkristallin demnach Andesine bis Bytownite gewesen sein. Die scharfe Abgrenzung solcher Vorkommen im Felde ist als Hinweis zu werten, daß vor-tauernkristallin auch basische Gesteine vorlagen. Der Invers-Zonarbau in den $Oligoklas_n$-Säumen wird als Merkmal für Temperaturzunahme während der Tauernkristallisation aufgefaßt (vgl. H. P. CORNELIUS, 1942).

Der auffallende Unterschied, daß in den Tonalitgranit-Plagioklasen Inverszonarbau stark zurücktritt, läßt sich so verstehen,

daß die neuen Temperaturverhältnisse der Tauernkristallisation für die relativ instabileren Tonalitplagioklase die Anpassung an ein niedrigeres Temperaturmilieu verlangten, während sie für die Oligoklase der metamorphen Schiefergneise eine Temperaturerhöhung bedeuteten.

Albite.

Eine interessante Ergänzung und Detaillierung dieser Ergebnisse zeigen jene Proben — es ist die Mehrzahl der untersuchten Tonalitischen Gneise —, die neben Oligoklas auch gefüllte und ungefüllte Albite führen.

Die ungefüllten Albite, meist unlamelliert, entsprechen dem bei B. SANDER (1911, S. 30) als Tauernalbit (Ab_1) gekennzeichneten Typus. Gleichartig wie diese, zeigen sie gelegentlich ein internes s-Gefüge (si nach SANDER), das heißt, umwachsenes, nur teilweise resorbiertes Mineralkorngefüge mit Parallelanordnung, wie sie außerhalb des Albitkornes noch vorliegt. Die U-Tischmessungen ergaben An_{0-7}.

Etwas seltener sind gefüllte Albite mit echter Mikrolithenfülle aus Klinozoisit und Serizit. Diese Ausbildungsform bezeichnete B. SANDER (l. c.) als Ab_3. Zwischen Ab_1 und Ab_3 unterschied SANDER einen Ab_2 mit geringerer Mikrolithenführung. Die Erfahrungen vieler U-Tischmessungen zeigten jedoch, daß zwischen Ab_2 und Ab_3 keine kennzeichnenden Basizitätsunterschiede feststellbar sind und sich die Unterteilung schließlich nur auf die Dichte der Füllung bezieht. Da hiebei aber alle Übergänge zwischen Ab_3 und Ab_1 vorkommen, schien mir ein Ab_2 überflüssig und veranlaßte mich, in dieser Arbeit von der Bezeichnungsweise abzugehen. Ich verwende — einem früheren Vorschlag SANDER'S folgend — für Ab_3 und Ab_2 $Albit_a$ ($Albit_{alt}$) und für Ab_1 $Albit_n$ ($Albit_{neu}$) [1]).

Sehr bezeichnend ist die Altersstellung dieser Albite in der tauernkristallinen Mineralsukzession. Sie werden sehr oft von einem Oligoklassaum ($Oligoklas_n$) umrindet und sind zweifellos älter als dieser Oligoklas. Ein Beispiel, wo $Albit_a$, $Albit_n$ und $Oligoklas_n$ in einem Korn vereinigt sind, zeigt Abb. 21. Für jüngste Entstehung des $Oligoklas_n$ spricht Abb. 22, wo Oligoklas korrespondierende Albitbruchstücke verheilt (der Albit liegt

[1]) Bei strenger Prüfung ist vielleicht die Unterscheidung nach alt und neu zu kritisieren, da in vielen Fällen die Mikrolithenbildung und Versauerung des Plagioklases gleich alt wie die ungefüllten Weiterwachsränder oder die selbständig im Gefüge kristallisierten, ungefüllten Albite sind. Immerhin deckt sich aber sicher der gefüllte Bereich im wesentlichen mit einem ehemaligen Kornaltbereich und die Weiterwachsbereiche ungefüllten Albites liegen an einem Ort, wo vorher tatsächlich kein Plagioklas von der Art des Altbestandes existierte.

Abb. 21: Mikrolithengefüllter $Albit_{alt}$ (An_8) mit $Albit_{neu}$ — Hülle (An_4) und Oligoklas — Außenrand (An_{16}). Diese Abfolge demonstriert: 1. Umkristallisation eines alten Plagioklases (wahrscheinlich Oligoklas) zu $Albit_a$ mit Füllung. 2. In Fortsetzung derselben metamorphen Umlagerung bildet sich ein $Albit_n$-Anwachsbereich. 3. Eine deutliche Temperaturzunahme vor Abschluß der Metamorphose erzeugt einen äußersten $Oligoklas_n$-Saum. Gekreuzte Nicols, etwa 30fache Vergrößerung.

Abb. 22: $Albit_n$ als zerbrochener si-Albit (An_0) wird durch Oligoklas (An_{18}) verheilt. Ein Beweis dafür, daß $Oligoklas_n$ jünger ist als $Albit_n$. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



Abb. 22

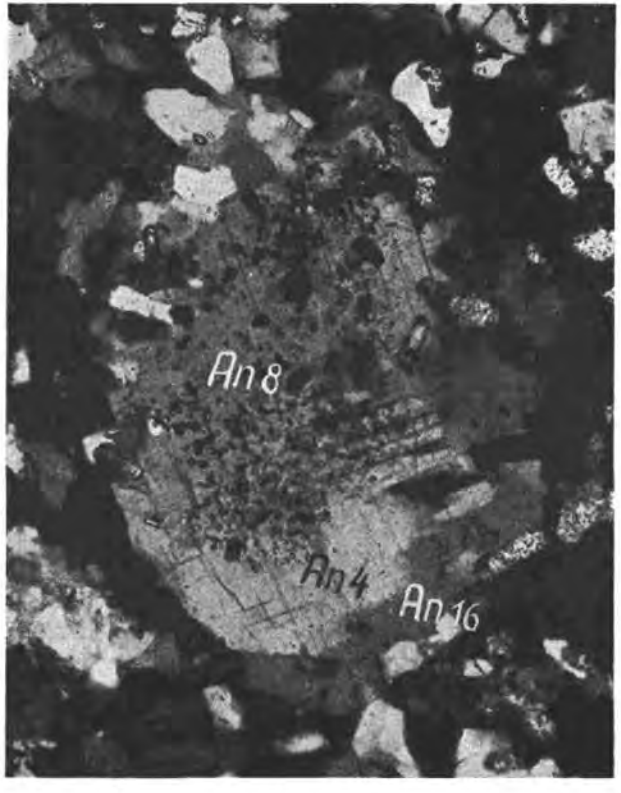


Abb. 21



Abb. 23: Invers-zonare Oligoklas$_n$-Rinde ($An_{22—25}$) um Albit$_n$ (An_3). Gekreuzte Nicols, etwa 120fache Vergrößerung.

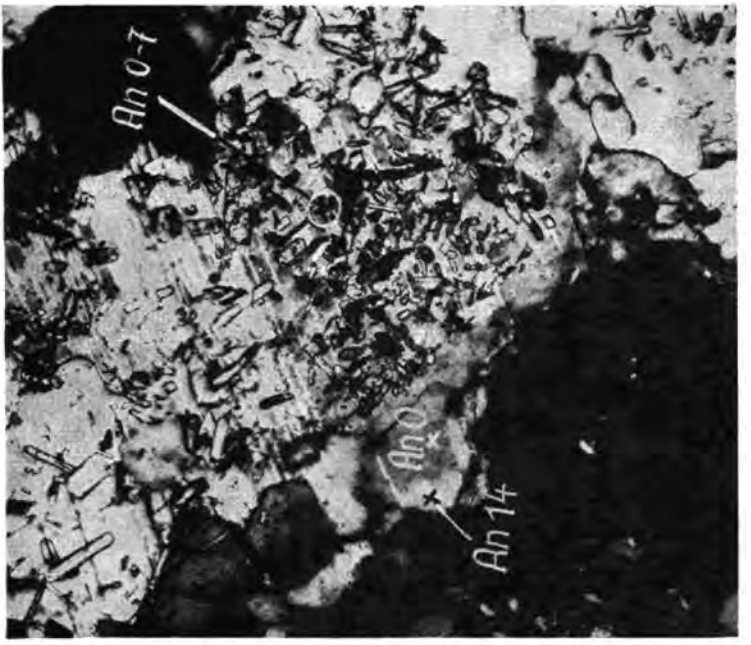


Abb. 24: Gefüllter Albit$_a$ ($An_{0—7}$) — als umgelagerter ehemaliger Oligoklas gedeutet — mit Albit$_n$-Hülle und schmalem Oligoklasalbit-Außensaum. Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

hier als si-Albit im Sinne von B. SANDER vor). Abb. 23 demonstriert schließlich den inversen Zonarbau innerhalb einer Oligoklas-Anwachsrinde um einen einschlußfreien und unlamellierten $Albit_n$.

In die beschriebene Altersabfolge fügt sich folgende Nebenbeobachtung gut ein, die sich bei der Auswertung von 44 U-Tischmessungen von ungefüllten und gefüllten Albiten ($Albit_n$ und $Albit_a$) ergab. In 31 Messungen herrschte Übereinstimmung zwischen den — durch Indikatrixeinmessung und 2 V x-Messung (immer 2 Achsenaustritte) — ermittelten An-Gehalten. In 13 Fällen jedoch war diese Übereinstimmung nur zu erzielen, wenn die 2 V x-Werte nach der im Diagramm (E. TRÖGER, 1956, S. 99) punktiert gezeichneten Kurve abgelesen wurden, d. h. die Achsenwinkel waren maximal bis zu 10° kleiner, als in den anderen 31 Messungen. In Übereinstimmung mit Meßergebnissen früherer Untersuchungen an Plagioklasen mit Transitionsoptik in den Bozener-Quarzporphyren (F. KARL, 1954, S. 322), wo die 2 V x-Werte für Albit gleichfalls auf der punktierten Kurve lagen und als Ausdruck der Übergangsoptik zwischen Hoch- und Tieftemperatur bei den Achsenwinkeln verstanden wurden, scheint es mir daher sehr naheliegend, daß es sich bei den abweichenden 2 V x-Werten der Albite in den Tonalitischen Gneisen um Temperungserscheinungen handelt.

Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation spricht bei Albiten für para- bis postdeformative Kristallisation. Die nachfolgende $Oligoklas_n$-Bildung erfolgte hingegen zur Gänze nachdeformativ.

Es läßt sich also aussagen, daß die Albite der Tonalitischen Gneise vor der erreichten Höchsttemperaturfacies der Tauernkristallisation (Oligoklasbildung) entstanden sind und durch diese sehr wahrscheinlich getempert wurden, daß sie aber gleich alt und jünger als die letzte Gefügedeformation sind und damit der Tauernkristallisation angehören. Sie müssen daher als Kristallisationsprodukt einer anfänglich niedriger temperierten Tauernkristallisation verstanden werden, womit sie ebenso wie die inversen jüngsten Oligoklase einen Temperaturanstieg während der Tauernkristallisation belegen.

Ein Teil dieser Albite ist das Ergebnis von Albitisation eines Plagioklas-Altbestandes; sie werden als umgelagerte $Oligoklase_a$ gedeutet (vgl. Abb. 24). Ein ebenso großer Anteil wird aber — besonders in der Nähe des Tonalitgranites — als Zufuhr saurer magmatischer Restlösungen im Zusammenhang mit der Tonalitimmigration anzunehmen sein. In solchen Fällen magmatischer Ichorese gehört dann auch $Kalifeldspat_a$ zum Mineralbestand dieser Gesteine.

Es ist schließlich noch zu der genetisch wichtigen Frage Stellung zu nehmen: Kann dieses saure primärmagmatische Neosom in Schollenmigmatiten und Tonalitischen Gneisen nicht auch ein Exsudat aus den ehemaligen Biotit-Plagioklasschiefergneisen sein und damit Migmatit-Bildung in situ anzeigen? Ohne die Feldbefunde über allgemeine Verbreitung von Einströmungsgefügen zu Hilfe zu nehmen, zeigen die Dünnschliffgefüge aus Neosombereichen, daß eine Hauptkristallisation aus Oligoklas oder Albit, Kalifeldspat, Quarz, Chlorit und auffallend viel Apatit aus hochteilbeweglichem Medium erfolgte. Diese Paragenese erlitt nach Verfestigung eine mechanische Verformung. Während dieses Aktes und daran anschließend erkennen wir ansteigende Temperatur mit Neubildung von $Albit_n$ bis zu inversem

Oligoklas$_n$. Würde man diese ältere Paragenese durch Aufschmelzung entstanden erklären, so sollte das gleiche auch während der jungen Wiedererwärmung passieren, die immerhin bis zu einer Temperatur erfolgte, bei der Oligoklas (und Hornblende!) entstanden. Meiner Meinung nach ist die erste Paragenese eine Restschmelze, die durch höheren Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (Apatitgehalt) im günstigsten Falle bis zur Temperatur einer Albit-Chloritfacies hochteilbeweglich bleiben konnte, während die zweite Paragenese (Albit bis Oligoklas und Hornblende) ein kristalloblastisches Produkt ansteigender Temperatur in festem Gestein mit wenig oder keinen flüchtigen Bestandteilen ist.

Zweifellos hat diese Feststellung weiter reichende Konsequenzen als es im Rahmen dieser Arbeit zu behandeln ist. Für uns ist aber vorerst wichtig, daß vortauernkristallin eine Bildung von Oligoklas bis Albiten aus immigrativen schmelzflüssigen Massen existiert und daß der Einfluß der nachfolgenden Tauernkristallisation und deren Stoffmobilisation nicht ausreicht, um ein ähnlich teilbewegliches Medium zu schaffen, obwohl die Temperaturen teilweise höher gewesen sein dürften, daß also Migmatitbildung durch die alpidische Metamorphose in den sichtbar aufgeschlossenen Bereichen nicht in Betracht kommt.

Quarz.

Aggressives Verhalten gegen alle anderen Gefügegenossen spricht dafür, daß zumindest ein Teil des Quarzes jüngstes Kristallisationsprodukt ist. Typische Verdrängungsgefüge gegen Plagioklas, Biotit, Hornblende und selbst noch in einigen Beispielen gegen Oligoklas$_n$ und Kalifeldspat$_n$ bestimmen seine Kornumgrenzung. Schwache Undulation besagt, daß geringfügige Deformationen, die in den übrigen jungen Mineralgemengteilen nicht mehr sichtbar sind, von Quarz oft noch registriert werden. Häufig sind Kornlagen parallel s feststellbar.

Neben jungem Quarz existieren Überindividuen, die parallel s und parallel B linsig zerlegt sind. Biotit und Muskowit schmiegen sich in polygonalen Zügen um solche ehemalige Einkristalle. Es dürfte sich hiebei um vor- oder frühtauernkristalline Quarze handeln.

Biotit.

Wie die Biotite des Tonalitgranites zeigen auch die Biotite der Tonalitischen Gneise keine dunkelrotbraune Eigenfarbe, sondern grünbraunen bis zu hellgelben Pleochroismus. Man findet ebenso unzufällig oft Titanit und Pistazit, seltener Sagenit mit Biotit vergesellschaftet und in günstigen Fällen Hinweise für Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden. Letztere sind aber Ausnahmen; die Regel ist vielmehr Rekristallisation unter merklichen stofflichen Umlagerungen eines öfter tektonisch verformten älteren Biotites. Relikte davon sind mitunter in Kornzentren von Großkörnern durch stärkere Braunfärbung erkennbar. Man kann demnach wieder zwei verschieden alte Biotite unterscheiden, von denen der jüngere Biotit (Biotit$_n$) bei weitem überwiegt und als Umlagerungsprodukt ehemals FeTi-reicherer Biotite anzusehen ist.

Parallelorientierung der Glimmermineralien erzeugt das makro- und mikroskopische Gneisgefüge. Nach dem Erhaltungsgrade großer Körner in vielen Schliffen existierte die Glimmerregelung sehr wahrscheinlich bereits **vor** der alpidischen Metamorphose und Tektonik.

Daß die Biotit$_n$-Kristallisation die letzten mechanischen Verformungen überdauerte, beweisen Querbiotite in großer Anzahl, sowie polygonal regenerierte, ehemals gekrümmte Gefüge.

Biotit$_n$ ist stets von Quarz, Albit$_n$ und Oligoklas$_n$ sowie von Kalifeldspat$_n$ mehr oder minder korrodiert und rangiert damit zeitlich früher in der tauernkristallinen Abfolge.

Häufige Parallelverwachsungen mit Prochlorit, aber auch Chloritisierungen, lassen eine zeitweise Gleichzeitigkeit von Biotit- und Prochloritkristallisation vermuten.

Die Kornformen sind im Gegensatz zu den Biotiten im Tonalitgranit häufiger noch scheitförmig. Ihre durchschnittlichen Größen liegen in Schnitten normal (001) bei ca. $0{,}6 \times 1{,}5$ *mm*.

Muskowit.

Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Tonalitgranit und dessen vergneister Varietät bilden die Muskowite im Tonalitischen Gneis. Sie sind häufig mit Biotit parallel verwachsen und wie letztere s-bildende Mineralien. Die gleiche nachtektonische tauernkristalline Rekristallisation (z. B. polygonale Faltenbögen u. a. m.) ist zu beobachten, weshalb wie bei den Biotiten ein vortauernkristalliner Muskowit$_a$ von einem tauernkristallinen Muskowit$_n$ unterschieden wird.

Unterschiede gegenüber den Biotiten sind in der Häufigkeit des Auftretens und gelegentlich in der kleineren Körnung gegeben. In stark tektonisierten Gneisen mit wenig vortauernkristallinem Muskowitgehalt kann es mitunter schwierig sein, Muskowit von sammelkristallisierten Plagioklasfüllungs-Seriziten zu trennen.

Kalifeldspat.

Wir haben schon bei den Kalifeldspaten des Tonalitgranites den Aor/Mikr als neues kritisches Mineral der höchsttemperierten Facies innerhalb der Tauernkristallisation kennengelernt. In den tonalitischen Gneisen treten ebenfalls Kalifeldspate auf oder sie lassen sich aus heute vorliegenden Schachbrettalbiten erschließen. Von insgesamt 32 Dünnschliffen war in 12 Schliffen Kalifeldspat vorhanden. Aus Erhaltungszustand und Art ihrer Platznahme kann wiederum zwischen älterem und jüngerem Kalifeldspat unterschieden werden.

Die älteren Kalifeldspate (Kalifeldspat$_a$) liegen in den meisten Fällen als total schachbrettalbitisierte große Kristalloblasten vor, die je nach dem Gesteinsdeformationsgrad mehr oder weniger zerbrochen und nachträglich rekristallisiert sind. Nur in zwei Beispielen wurde im Kornzentrum noch gegitterter Perthit mit starker Durchstäubung und kleinen Karbonatkörnchen festgestellt. Die Bestimmung ergab einmal Mikroklin ($2\,V\,x = 86°$), ein andermal Mikr/Aor ($2\,V\,x = 72$—$80°$). Zum Kornrandbereich hin zeigen solche teilweise zu Schachbrettalbit umgelagerten Kristalloblasten die bekannte Entwicklung von feinster Schachbrettlamellierung in Nähe der

reliktischen Kalifeldspatsubstanz über schmale Albitlamellierung zu lamellenfreiem Albit ($Albit_n$) in der Außenzone. Die Anorthitgehalte in Schachbrettalbiten streuen zwischen An_0 und An_8.

Diese ehemaligen Kalifeldspat-Kristalloblasten umschließen häufig gefüllte Albite ($Albit_a$) mit breiten $Albit_n$-Rändern, wodurch belegt wird, daß die Kalifeldspatblastese jünger als die Plagioklasblastese war. Auch Biotit und Muskowit erscheinen mitunter ganz oder teilweise in den Kalifeldspaten eingeschlossen.

Die $Kalifeldspat_a$-Blasten sind auf die nähere Umgebung der Kontaktzone zum Tonalitgranit beschränkt. In Dünnschliffen aus kontaktfernen tonalitischen Gneisen fehlen sie.

Der junge Kalifeldspat ($Kalifeldspat_n$) ist fast nur in Schliffen zu finden, wo auch $Kalifeldspat_a$ vorliegt. Kleine amöboide Körner auf Intergranularen und fehlende Gitterung — dafür aber schattenhaftes Auslöschen — sind bezeichnend. Er ist frei von „echter Fülle", besitzt hingegen nicht selten „falsche Füllung" (F. ANGEL, 1930) durch Umschließung anderer Gefügegenossen z. B. Biotit und Muskowit, die zum Teil noch ihre ursprüngliche Kornregelung beibehielten und ein si-Gefüge erzeugten. Fehlende Deformation und aggressives Vordringen gegen die anderen Gefügegemengteile (ausgenommen Quarz, mitunter auch $Oligoklas_n$) beweisen junges, tauernkristallines Alter. Häufige Myrmekite gegen Plagioklas und deren Unversehrtheit sind hier anzufügen.

Die optischen Daten aus 12 Messungen sind: 2 V x 55—64 °, x′ ∧ (001) auf (010) = +4 bis +8 °. Nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) liegen die meisten (001) Pole auf der Verbindungslinie zwischen Aor (Anorthoklas) und Mi (Mikroklin), u. zw. näher der Signatur für Anorthoklas. Nur wenige liegen genau zwischen Anorthoklas und Mikroklin. Es handelt sich demnach in der Mehrzahl um Anorthoklas (Aor), in der Minderzahl um Übergangsglieder zwischen Anorthoklas und Mikroklin (Aor/Mikr). Die Vergleichbarkeit dieser tauernkristallinen Kalifeldspatbildung mit der in den Tonalitgraniten ist damit gegeben.

Vergleicht man wiederum mit den Kalifeldspaten der autometamorphen Bozener Quarzporphyre (F. KARL, 1954, S. 324, 325) und die Ausführungen auf Seite 51, so darf angenommen werden, daß die Optik der jungen Kalifeldspate in den Tonalitischen Gneisen ebenso die Folge von Temperaturerhöhung ist, wie es für die begleitenden jungen Oligoklase mit inversem Zonarbau geschlossen wurde. Eine Bestätigung gibt die Beobachtung, daß die optischen Daten sich in dem Maße dem Anorthoklas nähern, je basischer die inversen $Oligoklase_n$ werden.

Die Untersuchung der Kalifeldspate im Neosom von Schollenmigmatiten bestätigt auch die Deutung immigrativer Herkunft des Neosoms, die aus den Befunden bei der Plagioklasuntersuchung abgeleitet wurde (vgl. S. 73). Grundsätzlich sind auch da alte Kalifeldspate ($Kalifeldspat_a$) feststellbar. Sie sind unregelmäßig begrenzt, mehr oder weniger schachbrettalbitisiert und füllen die Zwischenräume zu hypidiomorphen Plagioklasen. Wie die Plagioklase zeigen sie Deformation vor der letzten kristallinen Regeneration. Die Meßergebnisse in solchen Körnern lassen erschließen, daß in Proben, wo gefüllter Oligoklas (als begleitender Plagioklas) existiert, der Kalifeldspat ein Aor/Mikr ist, wo aber gefüllte und ungefüllte Albite die Plagioklase des Neosoms sind, sich die optischen Daten dem Mikroklin

nähern. Leider ist diese interessante Beziehung wegen überwiegender Schachbrettalbitisierung zu selten meßbar, als daß endgültige Schlüsse gezogen werden könnten.

Junge Kalifeldspate (Kalifeldspat$_n$) im Neosom sind eindeutig als Aor (/Mikr) [1]) meßbar. Sie treten wie der Oligoklas als nachtektonische Kristallisation auf. Scharf begrenzt ansetzende Außensäume an schachbrettalbitisierten Kalifeldspat$_a$, amöboides Wachstum auf Intergranularen und Rupturverheilungen an gefüllten Albiten sind Beweise für ihre Entstehung nach der Kristallisation und Verformung des Restschmelzen-Neosoms und stellen sie zusammen mit dem invers-zonaren Oligoklas$_n$ in die Paragenese der höchsttemperierten Tauernkristallisation. Es ist auch hier die Annahme berechtigt, daß eine höhertemperierte Kalifeldspatmodifikation vorliegt. An zwei größeren Kalifeldspat$_n$-Körnern wurde im Kern Aor/Mikr und am Rand Aor gemessen. Wahrscheinlich sind diese Unterschiede zwischen Kern- und Randbereichen als eine Parallele zum Inversbau der Oligoklase anzusehen (vgl. hiezu auch S. 67).

Wir finden also im ehemals magmatisch-teilbeweglichen Neosom der Schollenmigmatite den gleichen Kalifeldspat$_a$, wie er als Kristalloblast in Kontakt-nahen Tonalitischen Gneisen gefunden und durch magmatische Ichorese gedeutet wurde. Ebenso glauben wir aber auch durch Vergleichbarkeit des Kalifeldspat$_n$ in beiden Gesteinstypen eine sekundäre Metamorphose des magmatischen Neosoms nach seiner Verfestigung annehmen zu dürfen, die lediglich eine kristalloblastische Überprägung darstellt und keine intrusionsfähigen Massen mobilisiert.

Stellen wir die Beobachtungs- und Messungsergebnisse in den genetischen Rahmen zur Entstehung der Tonalitischen Gneise, wie sie uns im Felde vermittelt wurden, so kann gefolgert werden, daß die voralpidischen Gesteinsvorgänger der hier untersuchten Tonalitischen Gneise keinen Kalifeldspat besaßen. Dieser tritt wahrscheinlich erst zur Zeit der immigrativen Platznahme des heutigen Tonalitgranites im Einflußbereich des Kontaktes auf. Es handelt sich um den gleichen mikroklinnahen Kalifeldspat$_a$, wie er in saueren Differentiaten der Tonalitgranite vorkommt. Seine Herkunft aus den alpidischen Tonalitgraniten muß daher angenommen werden [2]). Nach Abschluß des magmatischen Geschehens und im Nachgang zu Gesteinsdurchbewegungen entstehen in einer nunmehr wirksamen progressiven Metamorphose (Tauernkristallisation) die jungen Kalifeldspate mit Aor-verwandter Optik. Letztere sind wahrscheinlich zusammen mit den invers-zonar gebauten jungen Oligoklasen kritische Mineralneubildungen der höchsttemperierten Facies innerhalb der Tauernkristallisation.

Klinozoisit und Klinozoisit/Pistazit.

Gleichartig wie im Tonalitgranit sind soweit vorhanden die Plagioklasfüllungsklinozoisite und die Klinozoisit/Pistazite außerhalb der Plagioklase

---

[1]) Diese Schreibweise soll zum Ausdruck bringen, daß die optischen Daten näher dem Anorthoklas als dem Mikroklin liegen.

[2]) Es darf aus diesen lokalen Ergebnissen dennoch nicht verallgemeinert werden, daß alle altkristallinen Biotitplagioklasgneise voralpidisch ohne Kalifeldspat waren. Die mikroskopische Untersuchung entsprechender Gerölle im karbonen Nößlachkonglomerat (F. KARL, 1957, S. 74) ergab in einigen Beispielen voralpidischen Kalifeldspatgehalt.

tauernkristalline Neubildungen. Die Klinozoisit/Pistazite treten in krümeligen Kornaggregaten oder in Kornzügen parallel s auf. Seltener sind sie in größeren Einzelkörnern zu finden, die Rückschlüsse auf Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden oder Biotiten zulassen.

6 U-Tischmessungen ergaben in Schnittlagen parallel (010) Auslöschungsschiefen $z \wedge a$ zwischen $+24$ und $+29°$. Es handelt sich also um Mischglieder, die an der Grenze zwischen Klinozoisit und Pistazit liegen. Nach der Kurve für $x \wedge c$ bei E. TRÖGER (1956, S. 45) lassen sich für Pistazit Werte zwischen 12—30% Fe-Epidotgehalt (Mittel zirka 15%), für Klinozoisit Werte zwischen 5—9% Fe-Epidotgehalt ablesen.

Wie die Messungen, so beweisen auch die Dünnschliffbilder zonargebauter Klinozoisit/Pistazite, daß es sich um eine kontinuierliche Mischungsreihe handelt. Wenngleich noch keine Regel abgeleitet werden kann, so scheinen doch in den Epidoten der Tonalitischen Gneise eisenreiche Kerne (Pistazit) mit eisenarmen Rändern (Klinozoisit) häufiger vorzuliegen als umgekehrt. In einigen Beispielen sind Rekurrenzen beobachtbar.

Klinozoisit/Pistazitkerne enthalten öfter idiomorphe Orthite, wie in gleicher Weise im Tonalitgranit beschrieben wurde ebenso häufig feine Mikrolithenfüllung, die wahrscheinlich aus Titanit besteht. Die Orthite scheinen idiomorphe Neubildungen in den bereits vorliegenden Pistazit/Klinozoisitkristallen zu sein und in die Mineralgesellschaft der Tauernkristallisation zu gehören.

Schließlich ist noch ein bisher unbestimmbares, intensiv gelb gefärbtes Epidotmineral zu erwähnen, das nur in wenigen Körnchen innerhalb eines Pistazitkornaggregates beobachtet wurde.

Zusammenfassend muß hervorgehoben werden, daß sich die Klinozoisit/Pistazite im Gefüge wie auch die Klinozoisitmikrolithen in Plagioklasen weder stofflich noch ausbildungsmäßig, noch in ihrer Stellung innerhalb der Mineralisierungsabfolge von jenen im Tonalitgranit unterscheiden, was der Feststellung entspricht, daß sie wie diese Bildungen der Tauernkristallisation sind.

Titanit.

Ebenso wie die Epidotminerale unterscheiden die Titanite sich nicht von jenen im Tonalitgranit. Sie sind als tauernkristalline Neubildungen durch Titanausscheidung bei der Biotit- und Hornblende-Umlagerung entstanden. Eine geringe Wanderungsfähigkeit ist kennzeichnend, weil sie nur im Biotit oder in dessen allernächster Umgebung zu finden sind. Nur selten aggregieren sie sich zu linsenartigen Gebilden. Ab und zu beobachtet man in Biotiten Sagenitnadel-ähnliche Gebilde, deren Auslöschungsschiefe bis zu 24° beträgt. Aus Übergangsbildungen zu den typischen Titanit-„Insekteneiern" ist erkennbar, daß diese Kristallformen ebenfalls Titanite sein dürften.

Granat.

Granate sind häufiger vorhanden als im Tonalitgranit. Die Korndimensionen liegen bei 0,1 mm und darunter. In der Kristallisationsabfolge sind sie der nachtektonischen tauernkristallinen Paragenese zuzuordnen. Sie kristallisieren vermutlich gleichzeitig mit dem $Albit_n$.

In einigen Beispielen sind sehr schöne „Atoll"-Granate zu beobachten, die als skelettartige Neubildungen gedeutet werden. Es waren keine Anhaltspunkte für vortauernkristalline Granate zu finden. In seltenen Fällen können sie auch als Plagioklasmikrolithen beobachtet werden und sind dann der echten Fülle zuzurechnen. Am häufigsten treten sie in s auf, zusammen mit Glimmermineralien und Klinozoisit/Pistazit.

Hornblende.

In den Tonalitischen Gneisen des Großvenedigergebietes sind Hornblenden seltener zu finden als im Tonalitgranit. U-Tischmessungen ergaben barroisitische Hornblende mit 30—35% Fe″MnTi (Auslöschungsschiefe z∧c 16 bis 17°). Umlagerungen reliktischer Hornblenden, wie sie im Tonalitgranit allenthalben nachweisbar sind, scheinen in den tonalitischen Gneisen nur dort vorzuliegen, wo voralpidische Amphibolite dem Gesteinsbestand der Biotit-Plagioklasgneise eingelagert sind. Alle übrigen Hornblenden sind alpidische Neubildungen. Im Felde sind sie teilweise als nachtektonische Kristalloblasten erhalten, deren genetische Zusammengehörigkeit mit undeformierten Hornblende-Anreicherungen in Schlieren oder Kluftfüllungen in der Umgebung der Kürsinger Hütte gut zu studieren ist. Kristalloblastisches Wachstum ohne mechanische Deformation spricht für alpidisches Alter, gleichfalls die Stellung in der Mineralabfolge (etwa gleich alt mit $Oligoklas_n$ und jünger als $Albit_n$, $Biotit_n$ und $Muskowit_n$ sowie Klinozoisit/Pistazit, welche öfter Interngefüge in Hornblenden bilden).

Die Stellung der Hornblenden am Schluß der Tauernkristallisation ist eine wertvolle Ergänzung zu den Folgerungen aus der Plagioklas- und Kalifeldspat-Ausbildung, wonach während der Tauernkristallisation ein Temperaturanstieg anzunehmen ist.

Chlorit.

Wie die Chloritkristallisation im Tonalitgranit sind auch hier die Chlorite als Prochlorite bestimmbar und bilden nachtektonische, tauernkristalline Produkte. Sie kristallisieren zeitweise gleichzeitig mit $Biotit_n$.

Akzessorien.

In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit aufgezählt sind es: Apatit, Orthit, Erze (sulfidische und oxydische Fe-Erze), Zirkon, Karbonat und Rutil.

Bemerkenswert und bei den Plagioklasen bereits genetisch gedeutet ist die Häufigkeit von Apatit im Kontaktzonenbereich, insbesondere im Neosom von Schollenmigmatiten. Sie sind Ausdruck des Restschmelzencharakters dieses Substrates und damit in die Phase der magmatischen Immigration der heutigen Tonalitgranite zu stellen.

Die Orthite hingegen müssen nach allen bisherigen Beobachtungen als tauernkristalline Neubildungen zusammen mit der Klinozoisit/Pistazit-Kristallisation betrachtet werden.

Auch in den Tonalitischen Gneisen ist die Erzarmut auffallend und metallogenetisch interessant. Es darf nach regional-petrographischen Erfahrungen angenommen werden, daß im Zuge der Biotitumlagerung mit

der Titanitbildung auch eine entsprechende Menge Eisen aus den Biotiten frei wurde und zum Teil wohl auch schon voralpidisch aus dem Gestein auswanderte.

Stellen wir nun zusammenfassend die Tonalitischen Gneise dem Tonalitgranit gegenüber, so zeigen sich trotz der makroskopischen Ähnlichkeit bedeutsame Unterschiede, die eine andere Genese erkennen lassen.

Am ausdrucksvollsten ist ein starkes Zurücktreten oder gänzliches Fehlen von Plagioklasfüllungsmineralien (ausgenommen in ehemaligen Amphiboliten als Abkömmlinge basischer Gesteine).

Alle Plagioklase besitzen invers-zonar gebaute jüngste Oligoklasanwachsränder. Diese Feststellung ist gesteinstypisierend und keine örtliche Zufälligkeit, wie in den Tonalitgraniten.

Es existiert weiterhin im Gegensatz zum Tonalitgranit eine Albitkristallisation, die älter ist als die Oligoklasneubildung.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist Muskowit als gesteinsbildendes Mineral, das im Tonalitgranit quantitativ fehlt.

Schließlich kann noch ein deutlich höherer Granatgehalt der Tonalitischen Gneise angeführt werden.

In der zweiten Reihe der tabellarischen Gesteinscharakteristik zu Beginn dieses Abschnittes ist wiederum aus dem Verhältnis zwischen Mineralbildung und Verformung von einer nachtektonischen Paragenese eine vortektonische unterscheidbar. Diese ist gegenüber der älteren Mineralgesellschaft im Tonalitgranit deutlich gekennzeichnet durch Muskowit- und Albitgehalt bei fehlender Hornblende (soweit es sich eben nicht um ehemalige Amphibolit-Einlagerungen handelt). Beachtet man, daß der Albitgehalt (örtlich auch der Kalifeldspatgehalt) teils Folge einer diffusen Durchdringung mit magmatischen Restlösungen während der Tonalitplatznahme ist, teils auf albitisierte ehemalige Oligoklase zurückzuführen ist, so verbleibt als ältester erschließbarer Mineralbestand Oligoklas, Biotit, Muskowit und Quarz. Ein parallelflächiges s-Gefüge (vgl. Schollenmigmatite Abb. 3 u. 4) ergänzt diese Befunde, so daß die heutigen Tonalitischen Gneise als ehemalige Biotit-Muskowit-Plagioklas-Gneise zu identifizieren sind.

Derartige Gesteine sind im Altkristallin in den Hohen Tauern und den übrigen Ostalpen weitest verbreitet. Es fehlen auch nicht die Metabasitlinsen. Sie sind im Felde unschwer als deutlich begrenzte basische Bereiche erkennbar und im Dünnschliff durch dichtgefüllte Oligoklase und reliktische alte Hornblenden sowie sehr geringen Quarzgehalt gekennzeichnet.

Es muß also hervorgehoben werden, daß innerhalb der tonalitischen Gesteine mit gneisigem Gefüge ein nicht unbedeutender Anteil von transformierten ehemaligen Biotit-Muskowit-Plagioklas-Gneisen existiert. Diese Gesteinsgruppe fällt damit trotz ihrer makroskopischen Ähnlichkeit mit Tonalitgranitgneisen für den Vergleich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten aus.

Weiterhin erscheint mir in mehrfacher Hinsicht die Feststellung wichtig, daß die Temperatur während der Tauernkristallisation zunahm.

Würde man innerhalb der Tauernkristallisation einen unnatürlichen Trennungsstrich ziehen, so könnte man an ihrem Beginn eine Mineralparagenese aus Albit, Biotit, Muskowit, Chlorit, Klinozoisit/Pistazit und vermutlich auch Mikroklin stellen, an ihr Ende die höher temperierte Facies aus Oligoklas, barroisitischer Hornblende und Anorthoklas.

Die Bildungsweise der Tonalitischen Gneise kann wie folgt dargestellt werden:

1. Voralpidische Biotit-Muskowit-Oligoklasgneise werden durch die Platznahme des heutigen Tonalitgranites von magmatischem Ichor in einer Kontaktzone diffus durchdrungen (Oligoklas-, Oligoalbit-, Albit- und Kalifeldspatkristalloblastese, Bildung der Schollenmigmatite direkt am Kontakt).

2. Meist starke Durchbewegung in einem anschließenden Zeitabschnitt erzeugt Tektonitgefüge.

3. Noch vor Abschluß der mechanischen Formung setzt die Tauernkristallisation ein (Albitisierung des Oligoklas-Altbestandes und der magmatisch ichoretischen Plagioklase zu verschieden stark gefüllten Albiten; Ummineralisierung der Biotite und Muskowite; Neubildung von Klinozoisit/Pistazit). Sie steigert sich nach Abschluß der Verformung zu einer Facies der beginnenden zweiten Tiefenstufe (Neubildung von Oligoklas und barroisitischer Hornblende) und endet so.

4. Feinste Mikrolithendurchstäubung der jüngsten Oligoklas$_n$-Bildung wird als schwache nachfolgende Diaphthorese anläßlich jüngster Heraushebung gedeutet.

Die Tonalitischen Gneise sind demzufolge Polymetamorphite, die ihr heutiges Gepräge

a) durch voralpidische Metamorphose,

b) durch alpidische Tonalitimmigration und

c) durch die alpidische Tauernkristallisation erhielten. Ein letzter diaphthoretischer Nachhall entspricht d) dem regionalen Aufstieg der Zentralalpenregion.

Wir sind nach diesen und früheren Ergebnissen zusammen mit den Erkenntnissen der Tauerngeologie und neuesten Untersuchungen der Sedimentpetrographie nunmehr in der Lage, die Zeitdauer der Tauernkristallisation abzugrenzen. Stützen wir uns auf die Ergebnisse von H. P. CORNELIUS (1940, S. 297), so kommen als gesteinsdurchbewegende orogenetische Phasen die laramische zwischen Dan- und Alttertiär und die savische Phase zwischen Oligozän und Miozän in Betracht. Werten wir die jüngsten Ergebnisse aus Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Bayrischen Molasse von H. FÜCHTBAUER (1958) aus, so zeigt sich, daß an bestimmten Stellen bereits im Rupel (mittleres Oligozän) tauernkristalline Epidote und barroisitische Hornblende in reichem Maße und schlagartig auftreten, während sie in älteren Schichten fehlen. Da wir aus unseren Ergebnissen wissen, daß diese alpidischen Epidote und Hornblenden in den Tauern zum Teil noch gleichzeitig, überwiegend aber nach der letzten Gesteinsdurch-

bewegung kristallisierten, kommt nur mehr die alttertiäre, laramische Bewegungsphase als letztes durchbewegendes Ereignis in Frage. In diese Zeit ist damit der Beginn der Tauernkristallisation zu stellen. Ihr Ende liegt spätestens im unteren Oligozän.

Ein weiteres allgemein interessierendes Ergebnis scheint mir die Feststellung, daß in sicheren Schollenmigmatiten das Neosom in einer Albit-Chloritfacies magmatisch teilbeweglich war, während die tauernkristalline Hornblende- und Oligoklaskristalloblastese sich im festen Gesteinsgefüge ereignete. Wir erkennen aus den Feld- und Dünnschliffbefunden, daß die Platznahme des Neosoms immigrativ zusammen mit den heutigen Tonalitgraniten geschah und betrachten daher dieses Substrat als tonalitische Restschmelze, die bezeichnenderweise auch ziemlich hohen Apatitgehalt führt. Der Unterschied in der Teilbeweglichkeit bei gegenläufigen Temperaturverhältnissen führt zur Schlußfolgerung, daß die Restschmelze nur auf Grund ihres hohen Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen noch im Temperaturmilieu einer Albit- und Chloritvergesellschaftung hochteilbeweglich geblieben war. Demgegenüber sind die vorwiegend demigrativen Stoffe der Tauernkristallisation ärmer an flüchtigen Gemengteilen und verursachen keine wesentliche Erhöhung der Gesteinsteilbeweglichkeit, trotz höherer Temperaturen. In den aufgeschlossenen Bereichen sind keine palingenen Aufschmelzungsvorgänge erkennbar. Das besagt ganz allgemein, daß der Grad der molekularen Teilbeweglichkeit nicht nur von der Temperatur (und dem Druck), sondern auch stark vom Stoffgemenge abhängt. Man hat beim Studium der jüngeren Granitliteratur den Eindruck, daß letzteres in der allgemeinen Granitisationsfreudigkeit vielfach zu wenig beachtet wurde.

Mit der mikroskopischen Beschreibung und Deutung der Gesteinsveränderungen bei den Tonalitgraniten und den Tonalitischen Gneisen sind die beiden Hauptvertreter aus der Serie der Granitite, Granodiorite und Tonalite mit massigem und gneisigem Gefüge behandelt und gleichzeitig ist geklärt, daß von diesen nur die Tonalitgranite für einen späteren Vergleich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten in Betracht kommen.

Es bleibt nun noch die mikroskopische Beschreibung der zweiten granitischen Gesteinsgruppe im Venedigerbereich, der Augen- und Flasergranitgneise.

b) Augen- und Flasergranitgneise

Die mikroskopischen Untersuchungen dieser Gesteinsgruppe waren für den Rahmen der Arbeit neben einer tunlichst knappen Beschreibung darauf abgestellt, die Bestätigung oder Kontrolle einiger im Felde gewonnener Eindrücke für die altersmäßige Unterscheidbarkeit von den Tonalitgraniten zu erbringen. Es sei vorausgeschickt, daß das Korngefüge dazu weniger beiträgt als die Feldbeobachtungen.

Auch hier soll eine Tabelle zur Gesteinscharakteristik den ersten Überblick über die Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen vermitteln.

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Quarz	$Biotit_a$, $Muskowit_a$	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (nach Kr_1 erfolgt starke mechanische Formung)
Mikroklin bis Schachbrettalbit (= $Kalifeldspat_a$)	$Plagioklas_a$	
$Albit_a$	$Kalifeldspat_a$, $Quarz_a$	
$Albit_n$		
Aor/Mikr (= $Kalifeldspat_n$)		
Muskowit	$Biotit_n$, $Muskowit_n$, Klinozoisit/Pistazit, Orthit, Titanit, Granat	Kr_2 (Kr_2 verheilt ältere Deformationsspuren)
Biotit		
Klinozoisit/Pistazit		
Karbonat		
Titanit	$Albit_a$, $Albit_n$, Chlorit, Granat	
Chlorit		
Granat	$Oligoklas_n$, $Kalifeldspat_n$, $Quarz_n$	
Akzessorien: Orthit, oxydisches und sulfidisches Fe-Erz, Apatit, Zirkon, Zeolithe	Karbonat	

Die Korngefüge sind seltener hypidiomorph, häufiger tektonoblastisch. Sie zeigen vortektonische Mikroklinblasten, die — unterschiedlich stark mechanisch und kristallin modifiziert — als Porphyroblasten, als Augen oder Flasern die Gefüge typisieren (vgl. Abb. 7—9).

Quarz.

Quarz ist mit wenigen Ausnahmen der Hauptgemengteil und in zwei Generationen vertreten. Die augenfällige ältere Generation ist durch Überindividuen mit Querschnitten von durchschnittlich 5×2 *mm* $\perp$ s und B vorhanden. Oblonge Aggregatformen wirken s-bildend ebenso wie die Einregelung der Glimmermineralien und die Kalifeldspatflasern. Je nach Gesteinsdeformationsgrad ist die Kornregelung innerhalb der Aggregate mehr oder weniger deutlich mit dem Gipsblättchen erkennbar. Die Einzelkörner in Überindividuen sind Produkte mechanischer Zerlegung ehemaliger Großkörner oder Großkornaggregate. An der Rupturverheilung solcher Aggregate beteiligen sich tauernkristalline Mineralien, was als Hinweis für vortauernkristallines Alter der Überindividuen gelten muß. In wenigen schwach deformierten Proben sind noch Quarzgroßkörner oder Großkornaggregate als typische Zwickelkristallisate zwischen hypidiomorphem Plagioklas erhalten. Solche Gefüge sprechen für primärmagmatische Kristallisation, ebenso wie übrigens auch die Gesteinshomogenität über größere Bereiche.

Dem gegenüber stehen die Rekristallisationen beim Quarz in den weit verbreiteten Mylonitisierungsbereichen. Diese jungen Quarze zeigen keine

nennenswerte mechanische Zerlegung und sind der nachtektonischen Tauernkristallisation zuzuordnen. Neben Rekristallisation erscheinen seltener intergranulare Blasten, die den Gesamteindruck des Tektonitgefüges nur geringfügig beeinflussen. Korrosionserscheinungen an anderen tauernkristallinen Gefügegenossen stellen den jungen Quarz neben den Kalifeldspat$_n$ an vorletzte Stelle in der Mineralabfolge.

Kalifeldspat.

Nach Art, Ausbildung und Reihung in der Mineralisierungsabfolge existieren sicher zwei Kalifeldspatgenerationen, deren Unterscheidung fast in allen Schliffen ohne Schwierigkeit möglich ist. Wir bezeichnen sie wieder als Kalifeldspat$_a$ (alt) und Kalifeldspat$_n$ (neu).

Kalifeldspat$_a$.

Es sind Mikrokline mit 2 V x zwischen 72 und 86° und Auslöschungsschiefen x'/\a +14 bis +20°. Sie heben sich durch Korngrößen um 10 *mm* von den anderen Mineralkomponenten deutlich ab und bilden meist die „Augen" im Granit. Unterschiedlich starke Deformation und stoffliche Veränderung durch wechselnde Schachbrettalbitisierung, sowie Durchstäubung mit feinsten Mikrolithen, ebenso Perthitbildung sind typische Merkmale, denen häufig noch Mikroklingitterung anzufügen wäre. Manchmal sind Hälften von Karlsbader Zwillingen noch erkennbar. Die Kornformen sind rundlich und linsenartig, seltener amöboid oder hypidiomorph. Man kann sich nach den Kornformen schwer entscheiden, ob sie aus höher oder niederer teilbeweglichem Medium auskristallisierten, weil man für beide Fälle typische Kornumgrenzungen zu sehen glaubt. Am ehesten paßten die Beobachtungen aus deutbaren Kornumgrenzungen für Kristalloblastese aus einem Medium mit im Kleinbereich inhomogener Teilbeweglichkeit, etwa einem Kristallbrei.

Die durch stoffliche Umlagerung entstandene feinste Durchstäubung ist nicht auflösbar; häufig sind winzige Karbonatkörnchen daran beteiligt. Alle stofflichen Umlagerungen erfolgen von außen nach innen (bzw. von Rupturen aus), was besonders deutlich durch die Schachbrettalbitisierung als verbreitetste Ummineralisierung belegt wird. Sehr oft liegt totale Schachbrettalbitisierung vor. In einigen Körnern scheinen Anhaltspunkte gegeben, daß die Schachbrettlamellen eine näherungsweise Abbildung der Mikroklingitterung sind. Außer der Albitisierung von altem Kalifeldspat sind noch Verdrängungen durch Quarz in den bekannten Quarztropfenbildungen zu nennen.

In vielen Fällen existieren gefüllte hypidiomorphe Albite (Albit$_a$) mit breiten einschlußfreien Albit$_n$-Rändern als Einschlüsse (vgl. Abb. 25), seltener Biotite und Chlorite.

Wesentlich erscheint die Feststellung, daß die Albit$_n$-Ränder um eingeschlossene Albit$_a$-Körner auf Kosten des Kalifeldspatwirtes gewachsen sind. Dafür spricht Abb. 25, wo die ursprünglich kristallographische Plagioklaskornform durch Mikrolithen abgebildet ist, von der aus der Albit$_n$-Rand lappig und buchtig in den Kalifeldspatwirt vordringt. Abb. 26 zeigt dazu ergänzend, daß an Stellen, wo Quarz an Albit$_a$ grenzt, der Albit$_n$-



Abb. 25:

Albit$_a$ mit Albit$_n$-Weiterwachsrand, in Kalifeldspat eingeschlossen. Die ursprünglich idiomorphe Umgrenzung des Albit$_a$ ist durch die Mikrolithenanordnung abgebildet. Der unregelmäßig begrenzte Albit$_n$-Rand muß als Verdrängung des Kalifeldspates während der Plagioklasumlagerung zu Albit verstanden werden, womit diese zeitlich nach der Umschließung des Plagioklases durch Kalifeldspat passierte.

Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



Abb. 26:

Albit$_a$-Rand tritt nur an der Grenze gegen Kalifeldspat$_a$ (Mikroklin) auf, er fehlt gegen Quarz.

Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

Saum fehlt. Dies sowie die von außen nach innen vordringende Schachbrettalbitisierung (auch ohne Kornrupturen) muß als Beweis für molekular- oder ionar-dispersen Lösungstransport im Kalifeldspatgitter angesehen werden. So erklärt sich auch die Mikrolithenbildung in allseitig umschlossenen Plagioklasen. Ebenso ist damit ein Einwand aus älteren petrographischen Arbeiten (aber auch bei E. CHRISTA, 1931) entkräftet, wonach sekundäre Plagioklasumsetzung in allseits von Kalifeldspat umschlossenen Plagioklasen unmöglich wäre.

Kleinkörnigere Kalifeldspat$_a$- oder Schachbrettalbite in pflasterkörniger Umgebung sind als mechanisch zerlegte Bruchstücke ehemals größerer Kalifeldspate zu verstehen. Vorwegnehmend sei gesagt, daß diese Kalifeldspate sowohl nach dem tektonischen Schicksale als auch nach der Art und Weise ihrer Umlagerung zusammen mit gefüllten Albiten, mit Biotit und Muskowit und mit Quarzüberindividuen in eine Paragenese zu stellen sind. Diese ist sicher vortektonischen Alters und nach sonstigen Beobachtungen an Plagioklasen als Kristallisation aus magmatisch-teilbeweglicher Masse anzunehmen.

Kalifeldspat$_n$.

U-Tischmessungen zeigten sowohl Mikroklin als auch die bereits bekannten Anorthoklas/Mikrokline (Aor/Mikr). Letztere sind mir nur in jenen Augengraniten begegnet, die dem Tonalitgranit oder den Tonalitischen Gneisen nahe liegen, das heißt, die noch in den Höchsttemperaturbereich der Tauernkristallisation hineinreichen. Damit ist schon gesagt, daß die jungen Kalifeldspate Produkte der Tauernkristallisation sind und genetisch mit dem Kalifeldspat$_n$ der Tonalitgranite usw. zu vergleichen sind. In ihren Eigenschaften gleichen sie diesen auch vollständig. Sie zeigen bei vorherrschend kleinerer Körnung meist schattenhaftes Auslöschen, sind einschlußfrei, ohne Perthite und vornehmlich an die Intergranulare gebunden. Als jüngste Bildungen stehen sie zeitlich neben Quarz$_n$. Oft bilden sie Anwachsränder an Kalifeldspat$_a$, aber auch an Albit$_a$ und Albit$_n$. In größeren Kristalloblasten besitzen sie nicht selten si-Gefüge (vgl. Abb. 27). Ihre Gegenwart verursacht häufige Myrmekitbildungen gegen Plagioklas. Aus den Erfahrungen über Bildungsbedingungen von Kalifeldspat$_n$ in Tonalitgraniten und Tonalitischen Gneisen und der Beobachtung, daß sie den sicher tauernkristallinen Albit$_n$ verdrängen, glaube ich in ihrer Existenz wiederum einen Hinweis für Temperaturerhöhung während der Tauernkristallisation zu sehen. Diese Auffassung wird im Grenzbereich gegen Tonalitgranite bestätigt, wo außerdem gleichzeitig junge inverse Oligoklas-Neubildungen zu beobachten sind.

Als Ergebnis für unsere Frage erbrachten die Beobachtungen an Kalifeldspaten, daß ein vortauernkristalliner und vortektonischer Kalifeldspat existiert, der wahrscheinlich im Zusammenhang mit der primären Graniterstarrung entstand. Die häufig überdimensionierten Korngrößen werden ebenso wie ähnliche Bildungen bei alten Quarzen als Ausdruck eines beginnenden Restschmelzencharakters des kristallisierenden Substrates gedeutet. Vortektonische und vortauernkristalline Schachbrettalbitbildung

scheint möglich zu sein, ist aber wegen gleicher tauernkristalliner Umbildungen noch nicht mit Sicherheit zu belegen.

Die jungen Kalifeldspate sind ausschließlich nachtektonische und tauernkristalline, also sicher alpidische Kristallisationsprodukte.

Plagioklase.

Wie bei den Kalifeldspaten sind vortauernkristalline und vortektonische Plagioklase (Plagioklas$_a$) von tauernkristallinen Umlagerungen zu Albit$_a$ und Albit$_n$ sowie örtlich Oligoklas$_n$ zu unterscheiden.

Albit$_a$.

Sie sind typische Ab_2 und Ab_3 nach B. SANDER (1911) mit 2—5% An-Gehalt (selten basischer zwischen 8 und 10%). Ihre Füllung ist abwechselnd locker und dicht und besteht vorherrschend aus Serizit. Klinozoisit ist im Gegensatz zu den Plagioklasen der Tonalitgranite nur in geringer Menge an der Fülle beteiligt. Breite einschlußfreie Albit$_n$-Ränder umrinden mit unregelmäßigen Außengrenzen die alten Kornbereiche, deren idiomorphe Umrisse öfter durch die Mikrolithen nachgezeichnet werden. Häufig setzt die schmale Lamellierung der gefüllten Kornbereiche an den Anwachsrändern ab oder verliert sich in diesen. Wie bei Albit$_a$ in Kalifeldspat ist wiederum festzustellen, daß die Albit$_n$-Ränder fehlen, wenn der gefüllte Albit$_a$ an Quarz grenzt. Allmähliches Verschwinden der Mikrolithenfüllung im Albit$_a$ vermittelt einmal alle Übergänge von Albit$_a$ zu Albit$_n$ und wird im weiteren als Folge zunehmender Albitisation gedeutet. In solchen Schliffen sind dann auch die Kalifeldspate$_a$ total schachbrettalbitisiert.

Fast alle Proben zeigen deutliche bis starke vortauernkristalline Deformation. In den wenigen Beispielen, wo diese zurücktritt, sind idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklaskornumgrenzungen gegeben. Die durchschnittlichen Querschnitte liegen dann bei 1—1,5 *mm*; Korngruppen erreichen Durchmesser bis zu 5 *mm* und erzeugen — ähnlich wie die Kalifeldspate und alten Quarze — Augentextur. Ich sehe im Albit$_a$ die tauernkristallin umgelagerten primären Granitplagioklase. Versucht man aus der Klinozoisitmenge auf die Ausgangsbasizität zu schließen, so kann diese höchstens Oligoklas gewesen sein. In den meisten Fällen dürfte ursprünglich schon Albit vorgelegen haben, was auf stärker hervortretenden Restschmelzencharakter des primären Substrates hinweist.

Albit$_n$.

Es sind die typischen Ab_1 SANDER'S (1911). Messungen ergaben An_0 bis An_7. Neben Quarz und Kalifeldspat$_n$ sind sie Hauptgemengteile der nachtektonischen Kristallisation im pflasterartig regenerierten Zerreibungsgefüge. Ganz selten zeigen einzelne größere Körner noch Deformationsspuren, so daß man den Kristallisationsbeginn örtlich noch in die Zeit der Durchbewegung stellen muß. Sie bilden die typischen breiten Anwachsränder an Albit$_a$ und sind auch als si-Albite mit Biotit-, Muskowit-, und Granateinschlüssen zu finden. Letztere, wie auch die Verdrängungen durch Kalifeldspat$_n$, Quarz$_n$ und in bestimmten Bereichen auch durch Oligoklas$_n$, legen ihre Stellung in der tauernkristallinen Mineralabfolge fest (siehe Tabelle S. 83).



Abb. 27: Kalifeldspat$_n$, nach optischen Daten zwischen Anorthoklas und Mikroklin liegend, mit Glimmer si-Gefüge. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

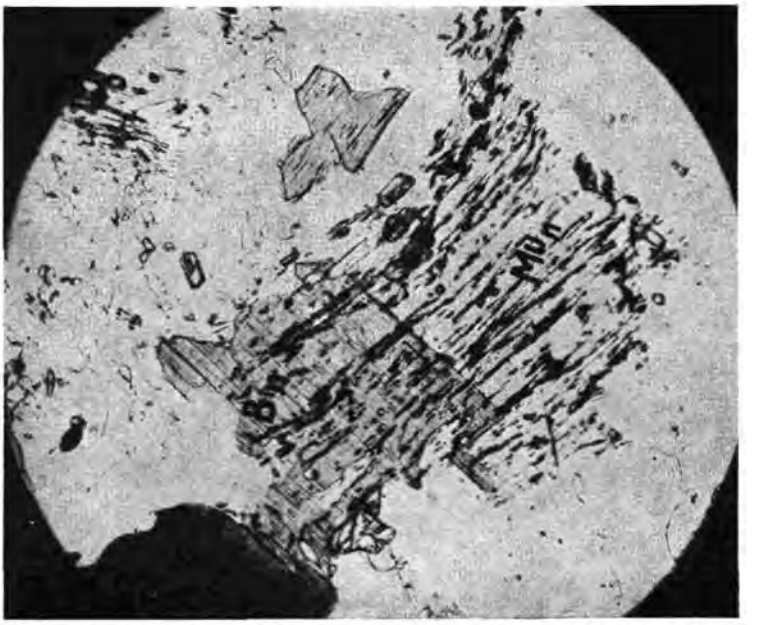


Abb. 28: Junge Querbiotitbildung (Biotit$_n$) und Muskowitbildung (Muskowit$_n$) am Platze eines ehemaligen FeTi-reicheren Biotites (Biotit$_a$). Die ehemalige Biotit-Spaltbarkeit wird durch die Titanite als Entmischungsbildungen abgebildet. || Nicols, etwa 20fache Vergrößerung.

Oligoklas$_n$.

In gleicher Ausbildung wie sie ausführlich bei den Tonalitischen Gneisen beschrieben wurden, sind Oligoklas-Säume auch in den Augen- und Flasergranitgneisen zu finden, wo diese an Tonalitische Gneise bzw. Tonalitgranite angrenzen. Ihr Auftreten beschränkt sich auf eine relativ schmale Grenzzone und ist nur durch stoffliche Zuwanderung aus den Tonalitischen Gneisen oder Tonalitgraniten zu erklären. Die dafür nötigen Diffusionswege sind nie größer als wenige 100 m $\perp$ zum Streichen.

Die Plagioklase insgesamt bestätigen die Befunde und Deutungen bei den Kalifeldspaten. Wie bei diesen sind vortektonische primärmagmatische Bildungen und nachtektonische, metamorphe Bildungen der Tauernkristallisation erschließbar. Zwischen beiden Kristallisationen liegen mechanische Verformungen, deren Ausmaß aber bedeutend größer anzunehmen ist als dies in den Tonalitischen Graniten der Fall ist. Letzteres wird auch durch die Feldbeobachtungen im vollen Umfange bestätigt.

Muskowit und Biotit.

Die Glimmermineralien sind die wichtigsten s-Bildner des Granit-Gneisgefüges. Sowohl Biotit als wahrscheinlich auch Muskowit existierten bereits vor-tauernkristallin und vortektonisch. Sie gehörten dem primärmagmatisch granitischen Mineralbestand an. Polygonale Faltungen, in gefüllten Albiten eingeschlossene Biotite und Muskowite und Pseudomorphosen von Biotit$_n$ nach Biotit$_a$ belegen das hinreichend.

Biotit$_n$ zeigt oft gutes Titanit- und Epidot-Interngefüge, das mitunter schräg oder normal zur heutigen Lage der Spaltbarkeit verläuft (vgl. Abb. 28). Ich deute diese Titanit- und Epidotbildung als Entmischungen während der alpidischen Tauernkristallisation von ehemals titan- und eisenreicherem Biotit$_a$. Beispiele, wo diese Umlagerung noch zu beobachten ist, sind aus den schwächer tauernkristallinen nördlichsten Augengraniten (u. a. südlich von Wald im Pinzgau) gegeben. Die Biotite besitzen noch einschlußfreie rotbraune Kerne; die randlichen Umwandlungsbereiche zu grünbraunem Biotit$_n$ führen dagegen Titanit- und Epidot-Mikrolithen. Der Biotit$_n$ kristallisiert nicht immer in gleicher Orientierung und genau am selben Platz wie der Biotit$_a$ (vgl. Abb. 28). Häufig sind am Biotit$_n$ bereits Chloritisierungen festzustellen. Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden, wie sie im Tonalitgranit zum Teil anzunehmen sind, wurden nicht beobachtet.

Wie bei Biotit existiert auch eine tauernkristalline, nachtektonische Muskowitneukristallisation.

Die Stellung des Biotit$_n$ und Muskowit$_n$ in der tauernkristallinen Mineralabfolge ergibt sich aus Verdrängungen und Umschließungen durch Kalifeldspat$_n$, Quarz und Albit$_n$. Das Mengenverhältnis zwischen Biotit und Muskowit hat sich durch die Tauernkristallisation nur wenig verändert. Es lag demnach vor der letzten alpidischen Tektonik und Kristallisation ein Zweiglimmer-Granit vor.

Klinozoisit, Klinozoisit/Pistazit und Orthit.

Wie im Tonalitgranit und den Tonalitischen Gneisen treten in den Augen- und Flasergranitgneisen Klinozoisite als Plagioklas-Mikrolithen und auch Klinozoisit/Pistazite frei im Gefüge auf. Beide bildeten sich während der nachtektonischen Tauernkristallisation.

Die Entstehung der Klinozoisit/Pistazite aus Biotiten kann angenommen werden. Bezeichnend dafür ist auch, daß Klinozoisit/Pistazit bei Muskowitaggregaten fast immer fehlt. U-Tischmessungen ergaben mitunter im Kernbereich Pistazit, im Rand dagegen Klinozoisit. Die Existenz von si-Epidoten (vgl. Abb. 29) belegt deren junges Alter und die kristalloblastische Entstehung.

Häufig findet sich im Kornzentrum Orthit. Der Gesamteindruck geht dahin (unterschiedlich weit fortgeschrittenes Wachstum sowie fehlende Deformationsanzeichen), daß wahrscheinlich die Orthite sich mit den Klinozoisit/Pistaziten während der Tauernkristallisation bildeten.

Eine wesentliche und regional petrographisch wichtige Feststellung ist, daß der Epidotgehalt in den Augengraniten weitaus geringer ist als in den Tonalitgraniten, und daß er außerdem eindeutig von Süden nach Norden abnimmt. Ich verstehe ersteres als Folge unterschiedlicher Basizität des Ausgangsgesteines, letzteres als Folge eines Temperaturgefälles von Süden (Zentralhauptkamm) nach Norden während der Tauernkristallisation[1]).

Übrige Mineralien.

Sie seien in Kürze zusammengefaßt: Karbonat, Titanit, Chlorit, Granat und als Akzessorien der schon besprochene Orthit sowie oxydische und sulfidische Fe-Erze, Apatit und Zirkon.

Neu ist der in den meisten Dünnschliffen vorhandene Karbonatgehalt als jüngste Kristallisation auf Intergranularen und Rupturen. Die Titanite treten in bekannter Insekteneier-Form stets bei Biotit oder im rekristallisierten Zerreibungsdetritus parallel s auf. Chloritbildung überlagert sich zeitlich mit $Biotit_n$-Kristallisation und überdauert diese. In einem Dünnschliff wurde jüngste Durchäderung mit Desmin erkannt und bestimmt.

Die weite Verbreitung eines geringen Gehaltes kleinkörniger (< 0,2 mm) Granate (Almandin?) ist bemerkenswert und unterscheidend zu den Tonalitgraniten. „Atoll"-formen (Skelette) und Übergänge zu geschlossenen Körnern mit Biotit-, Muskowit- und Epidot-Interngefüge erweisen auch für sie tauernkristallines Alter und stellen sie in der Mineralabfolge neben $Albit_n$. Auffallend ist weiterhin eine räumliche Verknüpfung mit $Albit_n$-

[1]) Die Epidotarmut bezieht sich nur auf den Augengranit. Epidotbildung in den Metabasiten der Schiefermulden hatte ganz andere stoffliche Voraussetzungen.



Abb. 29: Klinozoisit/Pistazit mit Biotit$_n$- und Muskowit$_n$- si-Gefüge. Ein Beweis für junge (tauernkristalline) kristalloblastische Bildung von Klinozoisit/Pistazit. Schräge Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

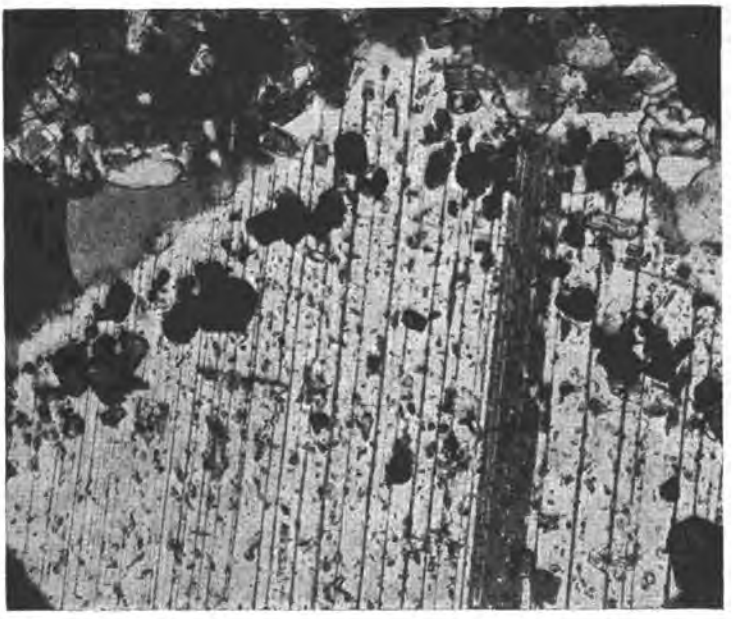


Abb. 30: Gefüllter Albit$_a$ mit Granatmikrolithenzone an der Grenze gegen ungefüllten Albit$_n$. Schräge Nicols, etwa 200fache Vergrößerung.

Kristallisations-Bereichen. Abb. 30 zeigt, wie Granate parallel der Grenze $Albit_a$: $Albit_n$ entstehen. (Dieses Bild ist außerdem beweisend für Granat als „echtes Füllungsmineral".)

Fassen wir die Ergebnisse aus den Dünnschliffuntersuchungen der Augen- und Flasergranitgneise zusammen und vergleichen sie an Hand der Tabellen zur Gesteinscharakteristik mit den Tonalitgraniten, so ergeben sich zur Unterscheidbarkeit der beiden granitischen Gesteine nachstehende Feststellungen:

1. Im heute sichtbaren Mineralbestand besitzen die Augengranite bedeutend mehr Kalifeldspat, mehr Quarz und mehr Karbonat als die Tonalitgranite. An Stelle von Oligoklas führen sie locker gefüllte Albite und ungefüllte Albite (örtliche $Oligoklas_n$-Bildungen sind als Einwanderung aus naheliegendem Tonalitgranit zu erklären). Muskowit ist gesteinsbildendes Mineral.

2. Vergleicht man die vortektonische bzw. vor-tauernkristalline Mineralparagenese, so lag bei den Augengraniten ein normalgranitischer Zweiglimmer-Granit ohne Hornblende vor, während der Tonalitgranit ein Tonalit oder Biotitgranit war. In der tauernkristallinen Sukzession sind Unterschiede gegenüber dem Tonalitgranit durch den vortauernkristallinen Altbestand bedingt. Es fehlt $Hornblende_n$ und $Oligoklas_n$, während Albit- und $Muskowit_n$-Kristallisation existiert.

3. In der dritten Kolumne der Tabelle zeigen die Augengranite summarisch betrachtet eine deutlich stärkere mechanische Verformung des Altbestandes als die Tonalitgranite.

Diese Ergebnisse lassen wohl einen klaren Unterschied in der vortauernkristallinen Gesteinsnatur erkennen, geben aber zunächst keine sichere Auskunft über einen Altersunterschied zwischen den beiden Gesteinsstämmen. Einzig der statistisch stärkere Deformationsgrad der Augengranite könnte in die Richtung weisen, etwa in der Art, daß mehrere tektonische Ereignisse aus dem heutigen Gefügebild vermutbar sind. Der petrogenetische Rückblick aus mikroskopischen Untersuchungen endet mit der Rekonstruktion eines Mineralbestandes vor der letzten sichtbaren Durchbewegung, welche in diesem Falle zweifellos die gleiche alpidische Verformung ist, welche auch die Tonalitgranite teilweise deutlich erkennen lassen. Für die wahrscheinlich bedeutsame Altersunterscheidbarkeit müssen daher die feldgeologischen Befunde genügen. Sie werden in den kommenden Jahren mit Fortschreiten der Kartierungsarbeiten ausgebaut und durch weitere Beispiele bereichert.

Von regionaler Bedeutung mag die Feststellung sein, daß auch innerhalb der Augengranitgneise die tauernkristalline Beeinflussung vom Tauernhauptkamm nach Norden gehend abnimmt. Dies berechtigt zur Hoffnung, daß bei späteren vergleichenden Untersuchungen zwischen Augengranitgneisen im Tauernzentral und nicht-tauernkristallinen ostalpinen Augen- und Flasergranitgneisen ein Anschluß zu finden sein wird. Abschließend wird eine neue Analyse veröffentlicht.

Chemische Analyse Nr. 2 (C 2)

Gestein: Biotit-Muskowit-Augengranitgneis (Handstück Nr. 6),
Ort: Venedigerbereich, N-Seite, Untersulzbachtal, Marchklamm,
Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	Ein-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	71,58	11.918	67,42	134,84	si_K = 213	si = 372
$AlO_3/_2$	12,60	2.472	13,98	20,97	al_K = 44	al = 39
TiO_2	0,18	22	0,12	0,24		
$FeO_3/_2$	2,45	306	1,73	2,59		
FeO	1,72	239	1,35	1,35	fm_K = 14	fm = 20
MnO	0,17	23	0,13	0,13		
MgO	0,90	223	1,26	1,26		
CaO	1,96	349	1,97	1,97	c_K = 6	c = 11
BaO	0,02	1	0,01	0,01		
$NaO_1/_2$	4,32	1.393	7,88	3,94	alk_K = 36	alk = 30
$KO_1/_2$	2,77	588	3,32	1,66		
ZrO_2	—	—	—	—		
$PO_5/_2$	1,01	142	0,80	2,00		
CO_2	—	—	—	—		
S	0,15	(46)	(0,26)			
H_2O+	0,71	(394)	(2,22)			
H_2O-	0,01	—	—			
Summe	100,55	17.676	99,97	170,96		
			—O für (OH)	2,22		
			O	168,74		
			(OH)	4,44		
			S^{2-}	0,52		
			Anionen für 100% Kationen	173,70		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

c) Die Bildungsgeschichte der granitischen Gesteine des Großvenedigerbereiches in der regionalen Literatur.

Es sind vor allem die Untersuchungen von E. WEINSCHENK (1894 und 1903) zu erwähnen, die mir in mancher Hinsicht erst den Zugang zu den Problemen dieses Arbeitsgebietes erschlossen haben. E. WEINSCHENK (1903, S. 330) war der erste Petrograph der Ostalpen, der eindeutig das tertiäre Alter der Zentralgranitmassive vertritt. Er faßt jedoch sämtliche granitischen Gesteine der Tauern mit dieser Alterseinstufung zusammen und vergleicht sie mit dem „Protogin" der Westalpen. Dieser unitaristischen Alterseinstufung widersprachen damals schon „Zentralgranit"-Gerölle in vortertiären Sedimenten.

Manche meiner Feldergebnisse sind bei E. WEINSCHENK bereits angedeutet, so z. B. der auffallende petrographische Unterschied zwischen dem Tonalitgranit im Hauptkamm-Bereich und den Augen- und Flasergranitgneisen im Norden (WEINSCHENK, 1894, S. 73). Dieser Unterschied wurde aber nicht weiter ausgewertet. Beide Granittypen wurden mit dem Sammelnamen „Centralgranit" auch entstehungsmäßig zusammengefaßt. Die randliche Schiefertextur von Graniten des Hauptkammes wird im Gegensatz zur richtungslos körnigen Ausbildung im Zentrum hervorgehoben. Dabei wird aber nicht zwischen verschiefertem Orthogestein einerseits und tonalitisierten Paragneisen andererseits unterschieden. Beide von mir getrennte Typen werden als Vergneisungserscheinungen durch gerichteten Druck während der magmatischen Erstarrung verstanden und galten E. WEINSCHENK als feldgeologischer Beleg für die „Piezokristallisation".

Die Beschreibung der Dünnschliffe erfaßte den gleichen Mineralbestand, wie er auch in meinen Untersuchungen bestimmt wurde, ausgenommen bestimmte Details, die heute durch bessere instrumentelle Möglichkeiten erkennbar waren, z. B. die genaue Einmessung des An-Gehaltes der Plagioklase und die Unterscheidung und Bestimmung der Kalifeldspate.

Ich muß hier vermerken, daß ich anfänglich aus den Feldbefunden auch zu der Meinung gelangte, der Venediger-Tonalitgranit wäre das Produkt syntektonischer Intrusionen in ein regionalmetamorphes Milieu mit Epidot-Amphibolitfacies, was der WEINSCHENK'SCHEN Vorstellung einer Piezokristallisation nicht grundsätzlich widersprochen hätte. Erst die Dünnschliffbearbeitung, insbesondere die gefüllten Plagioklase, zeigten mir durch die Abbildung ehemaligen Zonarbaues und anderer stofflicher Inhomogenitäten, daß fertige Zonar-Plagioklase vorgelegen haben müssen, als die Mikrolithenbildung bzw. die Metamorphose einsetzte.

Besonders überzeugend für sekundäre Feldspatfüllung waren hiebei die gleichfalls zonar gefüllten Plagioklase von Amphiboliten in der Schieferhülle. Weiterhin ergab der Vergleich zwischen Mineralbildung und Tektonik einen vortektonischen Primärbestand von Hornblende, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, dem eine andersartige nachtektonische Paragenese gegenübersteht. Beide Paragenesen lassen sich mineralfaciell keinesfalls in einen einzigen genetischen Akt zusammenlegen.

Aus all dem resultiert, daß Piezokristallisation im Sinne von E. WEINSCHENK nicht für die Entstehung der Venediger-Tonalitgranite verwendbar ist. Die eigenen Ergebnisse entsprechen vielmehr der zur gleichen Zeit von F. BECKE (1902, 1903, 1906) vertretenen Ansicht über die metamorphe

Natur der Zentralgneise, wenngleich es nicht die mechanischen Beanspruchungen sind, welche die Ummineralisation hervorriefen, sondern nahezu ausschließlich die Temperaturerhöhung.

Eine bedeutend jüngere Arbeit von L. KÖLBL (1932) behandelt ebenfalls die Granitgesteine im Venedigerbereich. Die Untersuchung ist vornehmlich auf geologische Fragen bezüglich der Existenz des Tauernfensters gerichtet. L. KÖLBL versucht, dieses durch den Nachweis einer nachtektonischen Granitintrusion zu widerlegen. Ich kann dazu vorerst noch nicht Stellung nehmen. Hinsichtlich der granitischen Gesteine bestehen jedoch Widersprüche zu meinen Ergebnissen, weil L. KÖLBL die Granite der „Zentralgneis"-Zungen, wie jene des Hauptkammes zusammenfaßt und damit alle Intrusivmassen des Großvenedigers einheitlich für alpidisch hält. Dementsprechend wird auch der vereinheitlichende Name „Zentralgneis" verteidigt. Eine Reihe eigentümlicher Gemeinsamkeiten, die aber nicht näher aufgeführt sind, wird als Begründung genannt. Diese Gemeinsamkeiten liegen wahrscheinlich nur in der gemeinsam erlebten Tauernkristallisation, was meiner Ansicht nach aber kein genügender Grund für eine derartige Zusammenfassung sein kann. Die Mikrolithenbildung will L. KÖLBL, wie mir scheint, in bereits festem Plagioklas, aber noch vor der Kalifeldspat- und Quarzkristallisation als Folge einer pneumatolytischen Restkristallisation verstehen, eine Vorstellung, die gewissermaßen zwischen den Ansichten von F. BECKE (sekundäre Bildung bei der Metamorphose) und von E. WEINSCHENK (primäre Bildung bei Piezokristallisation) vermittelt. Dieser Deutung steht jedoch die Kalifeldspat- und Quarzkristallisation vor der Mikrolithenfüllung entgegen, wie auch das Vorhandensein gefüllter Plagioklase in Amphiboliten außerhalb der unmittelbaren Einflußsphäre der pneumatolytischen Stoffe des Tonalitgranites.

Nicht zuletzt widersprechen einer Bildungsweise im Rahmen einer ausgeprägten Restkristallisation die ehemals scharf zonar gebauten Plagioklase, wie sie durch die Mikrolithenanordnung erwiesen sind. Es sollte dann wohl ein tieferes Erstarrungsniveau für die Intrusivmassen angenommen werden, wo aber meiner Meinung nach zonare Plagioklase zurücktreten müßten. Die Begründung für die Unterbrechung der magmatischen Kristallisation nach Ausscheidung der Plagioklase stützt sich auf Beobachtungen, wonach Plagioklas vor seiner Umschließung mit Kalifeldspat korrodiert wurde. Viele eigene Beobachtungen lassen aber erkennen, daß es sich dabei um sekundäre Verdrängung des Kalifeldspatwirtes durch Albit$_n$-Bildung um eingeschlossene Plagioklase handelt. Die so entstandenen unregelmäßigen Korngrenzen des letzteren sind daher keine alten Korrosionsränder (vgl. S. 84). Berücksichtigt man diese Korrektur, so resultiert auch aus den Schlußfolgerungen von L. KÖLBL (1932) eine Tiefengesteinserstarrung, der — durch geologische Vorgänge bedingt — eine Kristallisation unter geänderten Bedingungen nachfolgt. Letztere kann nach meinen Feststellungen nur die regionalmetamorphe alpidische Tauernkristallisation sein.

2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen)

Die makroskopische Vergleichbarkeit der Tonalitgranite vom Venedigergebiet mit den granodioritischen und tonalitischen Gesteinen, wie sie E. CHRISTA (1931) vom hinteren Zemmgrund beschrieben hat, wurde

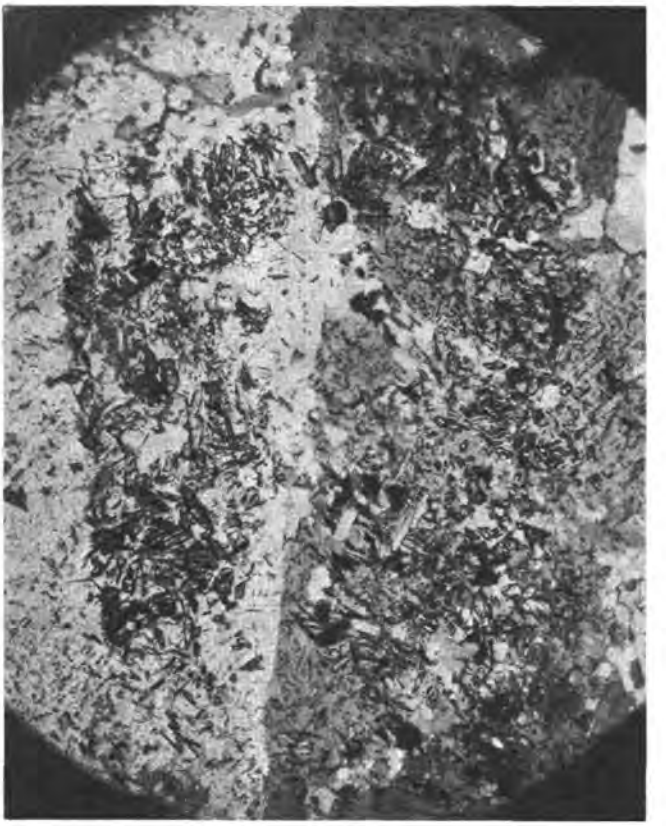


Abb. 31: Gefüllter Oligoklas, teilweise körnig zerlegt, mit kranzartiger Mikrolithenanordnung (Klinozoisit, Zoisit, Serizit), die eine ehemalige kristallographische Begrenzung vermuten läßt. Schräge Nicols, etwa 20fache Vergrößerung.

bereits besprochen. Die mikroskopische Vergleichbarkeit ergab sich nach eigenen Dünnschliffuntersuchungen von Tonalitgraniten aus dem Gletschervorfeld des Hornkeeses (Nähe Berliner Hütte) und nach Auswertung der Beschreibungen von CHRISTA.

Die oben zitierte Arbeit enthält viele gleichartige Beobachtungen, die allein schon die Vergleichung mit den Mikrobefunden vom Venediger rechtfertigten. Die Befunde wurden aber von CHRISTA petrogenetisch anders interpretiert. Es schien mir daher nötig, an einer Anzahl charakteristischer Dünnschliffe zu prüfen, ob meine Deutungen tatsächlich auch für den Bereich des Oberen Zemmgrundes übertragbar sind.

Die nachfolgende Beschreibung dieser Dünnschliffe wird demzufolge ausführlicher bei Beobachtungen, die E. CHRISTA (1931) anders ausgelegt hat. Gleichlaufende Feststellungen zwischen CHRISTA und mir erscheinen nur mehr summarisch in der nachstehenden Tabelle für die Gesteinscharakteristik.

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{28-17})	$Biotit_a$, $Hornblende_a$ (?)	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (Formung überdauert Kristallisation)
Quarz	$Plagioklas_a$	
Biotit	$Kalifeldspat_a$ (?) $Quarz_a$	
Klinozoisit } Plagioklasmikrolithen		
Zoisit } Plagioklasmikrolithen	$Biotit_n$, Titanit, Granat, Klinozoisit/Pistazit, $Hornblende_n$	
Klinozoisit/Pistazit		
Hornblende (barroisitisch)	$Oligoklas_n$, Klinozoisit, Zoisit, $Hornblende_n$	$Fm \rightarrow Kr_2$ (Kristallisation überdauert Formung)
Titanit		
Granat	$Quarz$, $Kalifeldspat_n$	
Chlorit		
Aor/Mikr	Karbonat	
Akzessorien: Apatit, sulfidisches Fe-Erz, Zirkon, Karbonat		

Die Plagioklase wurden in den untersuchten Proben als Oligoklase zwischen An_{17} und An_{28} gemessen. Wir können wieder zwischen gefülltem $Plagioklas_a$ und ungefülltem $Oligoklas_n$ unterscheiden. Der $Plagioklas_a$ besitzt durchwegs Mikrolithenfülle aus Klinozoisit, Zoisit, wenig Serizit und selten Biotit. Die Mikrolithenverteilung ist unzufällig oft charakterisiert durch Anhäufung im Kern oder kranzartige Bereiche zwischen Kern und Rand, ähnlich wie dies Abb. 31 veranschaulicht. Sehr häufig ist körnige Zerlegung erkennbar, die bis zur Auflösung der primären Kornformen führen kann. Es erscheint aus den eigenen Beobachtungen erwiesen, daß dem Grade des Kornzerfalles bei den alten (!) Plagioklasen entsprechende vorkristalline Deformationserscheinungen bei Biotiten und Großkorn-

quarzen parallel gehen, womit der körnige Zerfall der gefüllten Plagioklase auf mechanische Beeinflussung nach Verfestigung der Körner zurückgeführt wird.

Es wurden schwach normalzonar gebaute und invers-zonare Oligoklase gemessen, wobei die Inversion meist durch ungefüllte Oligoklas$_n$-Ränder erzeugt wird. Eine Entscheidung, ob Normal- oder Inversbau vorherrscht, ist aus den wenigen untersuchten Schliffen nicht zu treffen.

Zur Frage der Mikrolithenentstehung sprechen meine Beobachtungen für sekundäre Entmischung aus Plagioklaskristallen, unter teilweiser molekularer oder ionarer Stoffzufuhr aus mobilen Lösungen der Intergranulare. Als Beweis gilt mir wie im Venediger-Tonalitgranit die kristalline Abbildung ehemaliger Stoffinhomogenitäten im Plagioklaskorn (Zonarbau, basische Kerne, basische Kernringe). Die Altersbeziehung der Mikrolithenkristallisation zur letzten mechanischen Gesteinsdurchbewegung konnte mit gleichen Argumenten wie im Venedigerbereich als paratektonisch bis nachtektonisch festgelegt werden.

In wenig deformierten Gefügen sind die hypidiomorphen, gefüllten Plagioklase erhalten. Bemerkenswert ist oft vorkommender Zoisit (Zoisit α) als Füllungsmineral.

Der Oligoklas$_n$ beruht einmal auf Plagioklaskristallisation nach der körnigen Zerlegung und dominiert daher in Blastomyloniten, zum anderen bildet Oligoklas$_n$ Anwachsränder an undeformierten Plagioklas$_a$. Er wurde als An_{18-24} gemessen und zeigt inversen Zonenbau. Fehlende mechanische Beanspruchung besagt, daß die Oligoklas$_n$-Kristallisation zumindest die letzte Gesteinsdurchbewegung überdauert hat, womit sie in der tauernkristallinen Mineralabfolge ihren charakteristischen Platz einnimmt.

Quarz ist in wenig deformierten Gefügen als zerlegte Großkornzwickelfüllung eines Primärgefüges und als junge sekundäre Rekristallisation und Kristalloblastese erkennbar. Das Verhältnis zur letzten mechanischen Formung ist unverkennbar vortektonisch für den ersten Fall und nachtektonisch für den zweiten.

Die Biotite kennzeichnet eine mechanische Zerlegung und nachträgliche Rekristallisation, sowie unterschiedliche Ummineralisation. Biotitkorngruppen lassen gelegentlich aus ihren Umgrenzungen auch hier den Schluß auf Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden zu; Großkornmuskowite fehlen. Mineralfaciell bemerkenswert ist, daß bei der Biotitumlagerung an Stelle von Klinozoisit/Pistazit öfter Granat auftritt, wenn die Mikrolithen in den Plagioklasen vorwiegend aus Zoisit bestehen. Ich sehe die Ursache dafür in einer bereichsweise höher temperierten Facies als sie in den Venediger-Tonalitgraniten durchschnittlich herrschte. U-Tischmessungen ergaben für Klinozoisit/Pistazit Kerne mit ca 20% Fe-Epidot, bei Auslöschungsschiefen $z \wedge a = 29°$ und Klinozoisitränder mit $z \wedge a = 22°$. Chloritisierungen an Biotiträndern und Titanitausscheidungen in winzigen eierförmigen Körnchen sind weit verbreitet. Eine Titanitmessung ergab: $2V_z = 32°$, was nach den Kurven bei E. TRÖGER (1956, S. 46) 2% $(Fe'''Al)_2O_3$-Gehalt entspricht.

Nachtektonische Hornblende$_n$-Bildung in barroisitischer Ausbildung war gut in „basischen Putzen" beobachtbar. Die Gefügebilder erweisen,

daß junge Hornblendekristallisation die rekristallisierten Biotite und Chlorite auffrißt und damit wie im Venedigerbereich zusammen mit Oligoklas$_n$-(invers-zonar) wahrscheinlich einen Temperaturanstieg während der Tauernkristallisation belegt.

In den tonalitischen Gesteinstypen war Kalifeldspat nur in einem Schliff als nachtektonischer junger Aor/Mikr zu finden. Er tritt intergranular auf und ist jünger als Oligoklas$_n$, mit dem myrmekitische Reaktionsgefüge gebildet werden. Nach der Beschreibung von E. CHRISTA (1931) ist in den granitischen Gesteinsvarietäten Kalifeldspat gesteinsbildend. Man kann erschließen, daß es sich um Mikroklin oder Aor/Mikr handelt.

Die Untersuchung ausgewählter basischer Putzen führte zum Ergebnis, daß neben anderem allothigenen Schollenmaterial auch Biotit-Plagioklasgneise der Tonalitgranitumhüllung vertreten sind.

Diese Beschreibungen (einschließlich der Tabelle zur Gesteinscharakteristik) beweisen hinreichend, daß die Tonalitgranite des Oberen Zemmgrundes Metamorphite der gleichen ehemals tonalitischen Magmatite sind, wie sie ausführlich im Großvenediger-Bereich beschrieben wurden. Sie stehen außerdem mit diesen in streichender Verbindung. Die petrogenetischen Befunde vom Venedigergebiet sind also auf die Verhältnisse im Oberen Zemmgrund übertragbar.

Die ausführlichen Untersuchungen von E. CHRISTA (1931) in diesem Raum, die mir in vielen Einzelbeobachtungen äußerst wertvoll waren und durch eine petrographische Karte (Maßstab 1 : 15.000) viel Zeit und Mühe sparten, decken sich zwar in den letzten geologischen Fragen mit meinen Ergebnissen, differieren aber hinsichtlich der Gesteinsgenese.

E. CHRISTA folgt den Gedankengängen von E. WEINSCHENK. Er will den heutigen Gesteinszustand als Folge paratektonischer Intrusion mit Piezokristallisation verstehen — ohne nachtektonische Metamorphose. Wenn ich CHRISTA'S Ausführungen richtig verstanden habe, sind seine Argumente dafür folgende: (1) Es besteht ein Unterschied im Deformationsgrad zwischen einer früheren Mineralgesellschaft (Plagioklas und Biotit) und einer späteren (Kalifeldspat und Quarz). Erstere deutet er als frühmagmatisch, letztere als Restschmelzenparagenese. (2) Die Plagioklasmikrolithen werden als Entmischung während der Kristallisation und Deformation der früheren magmatischen Mineralparagenese verstanden. Als Beweis dafür wird angeführt, daß Kalifeldspat der Restkristallisation gefüllte Plagioklase allseits umschließt. Die Füllung soll deshalb schon vorher entstanden sein, weil die Umschließung als Isolation gegen sekundäre Umsetzungen verstanden wird. Oder: es existieren Biotitmikrolithen, die nach CHRISTA nicht aus dem Stoffbestand des Plagioklases stammen könnten. Sie müßten als Festkörper im liquid- magmatischen Milieu in das Kristallisationsfeld des späteren Plagioklases eingewandert sein. (3) Die „Restschmelzenparagenese" verursachte weitverbreitete Korrosionen an Plagioklasen sowie Myrmekitbildungen, die ohne jede mechanische Beeinflussung blieben. Das bedeutet für CHRISTA, daß nach dem Ende der magmatischen Kristallisation keine nennenswerten tektonischen Ereignisse mehr passiert sein sollen.

Der Vollständigkeit halber seien aber auch jene Beobachtungen angeführt, die — wie man aus der textlichen Formulierung erschließen kann —

CHRISTA sichtlich Schwierigkeiten bei einer Eingliederung in den Rahmen einer rein magmatischen Genese bereitet haben.

So schreibt er z. B. bei der Besprechung von Plagioklasen (l. c. S. 559): „In einigen wenigen dieser Gesteine kann man mitunter sehr unregelmäßig begrenzte, im Kristall nicht einmal ausgesprochen zentrisch gelagerte Partien oligoklasalbitischer Zusammensetzung wahrnehmen, während die äußeren Partien von etwa 20 bis 25% Anorthitgehalt dazu eine Art inverser Zonarstruktur abgeben."

Auf S. 582 deutet CHRISTA das bunte Durcheinander von Mikrolithen verschiedener Gestalt und stofflicher Zusammensetzung als Folge von Kristallisation in einem Milieu mit hohem Teilbeweglichkeitsgrad, wie es in statu nascendi des Wirtplagioklases nur möglich sei, nicht aber bei sekundären Umwandlungen. Im darauf folgenden Absatz wird andererseits aber eingeräumt, daß Ansätze zu zonarer Mikrolithenanordnung nicht selten wahrzunehmen sind und daß klinozoisitreiche Plagioklaskerne ziemlich häufig beobachtet werden können. Solche Befunde sprechen meiner Ansicht nach eindeutig gegen hohe Teilbeweglichkeit des Mediums.

Für die häufige Erscheinung einer Chloritisierung von Biotit und für gleichaltrige Parallelverwachsungsaggregate von Biotit mit Chlorit sieht auch CHRISTA (l. c. S. 566) nur die Möglichkeit, daß es sich „um sekundäre Prozesse" handelt, insbesondere dann, wenn solche Gebilde innerhalb der Mikrolithenfülle beobachtbar sind. Damit wird meiner Meinung nach ein junger Biotit neben dem primärmagmatischen Biotit bereits bestätigt.

Ähnliche Beispiele wären noch mehrfach anzuführen. Es liegt mir aber fern, auf diese Weise die in ihrer Gesamtheit für die Tauernpetrographie wertvollen und lehrreichen Betrachtungen CHRISTA'S zerpflücken zu wollen; meine Absicht ist lediglich, einige Schwierigkeiten aufzuzählen, die CHRISTA selbst sah, die sich aber bei anderer genetischer Deutung zwanglos auflösen.

So z. B., wenn man — wie im Venediger — eine vortektonische, primärmagmatische Kristallisation von einer para- bis nachtektonischen metamorphen Paragenese unterscheidet. Daß dies auch für den Zemmgrund möglich ist, erwiesen eigene Dünnschliffbefunde. Diese Deutung widerspricht CHRISTA insofern, als die nachtektonische Mineralparagenese nicht als eine Restschmelze des magmatischen Erstarrungsprozesses betrachtet wird, sondern ein Kristallisat aus Stoffmobilisationen während der alpidischen Metamorphose (= Tauernkristallisation) ist.

Im Blickwinkel der Mineralfacieslehre und der Möglichkeit von Stoffwanderungen durch das Gitter sind Mineralumwandlungen auch in einem anscheinend geschlossenen System — wie beispielsweise Plagioklas in Kalifeldspat — möglich. Demnach ist eine Mikrolithenfüllung in allseits umschlossenen Plagioklasen kein zwingendes Argument für Bildung in statu nascendi der Plagioklase, also für frühmagmatische Entstehung.

E. CHRISTA (1931) beobachtete richtig die enge Verknüpfung zwischen Mikrolithenentstehung und Plagioklasdeformation, konnte aber diese Beziehung ohne die vorhergenannten Stoffwanderungsmöglichkeiten nur in der Hypothese der Piezokristallisation verstehen. Dementsprechend traten Schwierigkeiten bei der Erklärung des inversen Zonarbaues auf, bei der Deutung einer zonaren Mikrolithenanordnung und der Biotit-Chlorit-Aggregate als Plagioklasmikrolithen. Wird die Mikrolithenbildung aber als sekundäre Umlagerung stofflich inhomogener Primärplagioklase

(Zonarbau, basische Kerngerüste oder basische Gerüstringe) der Tauernkristallisation zugeordnet, so existieren die Schwierigkeiten nicht mehr.

Die Korrosionserscheinungen an Plagioklasen und undeformierte Myrmekite sind nach dieser Deutung ebenfalls Produkte der jungen tauernkristallinen Paragenese, während welcher junger Invers-Oligoklas mit jungem Aor/Mikr reagiert und schließlich junge aggressive Verquarzung das stoffliche Umwandlungsgeschehen beendet.

In der geologischen Gesamtdeutung besagen diese neuen Vorstellungen gegenüber denen von CHRISTA, daß die Granit- bzw. Tonalitplatznahme zwar alpidisch synorogen erfolgte, aber vor die letzte Gesteinsdurchbewegung — bestenfalls noch in die Phase ihres Beginnes — zu verlegen ist. Dem entspricht auch der Deformationsgrad der Gesteine besser, wie er häufig auch von E. CHRISTA erwähnt wird.

Es seien schließlich noch aus Vergleichsgründen einige petrographische Befunde von E. CHRISTA (1931) angeführt, die sich bei meinen Untersuchungen im Venediger-Tonalitgranit im vollen Umfange bestätigten. Es sind dies:

1. Die Zusammensetzung der Mikrolithen ist abhängig von der Azidität des Wirtplagioklases (l. c. S. 559). Das bedeutet mineralfaciell, daß die Azidität des Plagioklases und die Zusammensetzung seiner Fülle die Folge einer mehr oder weniger vollendeten Einstellung auf ein chemisches Gleichgewicht bei bestimmter Temperatur ist.

2. Die Mikroklingitterung ist innerhalb eines Kalifeldspates besser ausgeprägt an der Grenze gegen Schachbrettalbitbereiche. Am Venedigermaterial entspricht das der Feststellung, daß bei abnehmender Temperatur aus ungegitterten Aor/Mikr gegitterter Mikroklin entsteht, der schließlich in Schachbrettalbit übergeht.

3. Titanitbildung aus Biotit ist durch Ca-Zufuhr möglich, sowie Klinozoisitbildung bei „Verschmelzung von Plagioklas mit Biotit". Auch im letztgenannten Falle ist meiner Ansicht nach die Ca-Zufuhr das Entscheidende.

4. Die Erzarmut der Tonalitgranitgesteine wird besonders hervorgehoben.

Fassen wird nun die Interpretation der Ergebnisse von E. CHRISTA (1931) und die eigenen Schliffbefunde zusammen, so ist folgendes wesentlich:

Die tonalitgranitischen Gesteine sind alpidisch-metamorphe (tauernkristalline) Tonalite und Biotitgranite.

Die Tonalit- bzw. Granitplatznahme erfolgte vor oder (spätestens) zu Beginn der letzten noch nachweisbaren Gesteinsdurchbewegung.

Die Tauernkristallisation erfaßte mehr oder weniger tektonisierte Tonalite und Biotitgranite und nivellierte deren Mineralbestand zu einer Paragenese der ersten bis beginnenden zweiten Stresszonenstufe nach F. ANGEL (1940).

Die mikroskopische Vergleichbarkeit der Tonalitgranite vom Oberen Zemmgrund mit jenen vom Großvenediger ist tatsächlich in allen Punkten gegeben. Die Annahme von Piezokristallisation zum Verständnis des Gefüges und der Mineralausbildung ist ebenso wie im Großvenedigerbereich unnotwendig.

Es soll hier schon erwähnt werden, daß F. BECKE (1906) für die Intrusiva im Hochalm-Massiv (dem östlichsten Tonalitgranit-Vorkommen in den Hohen Tauern) zur Ansicht gelangte, daß auch diese kurz nach ihrer Intrusion metamorphisiert wurden.

Abschließend werden 1 chemische und 7 Modalanalysen veröffentlicht. Der Modalbestand wurde wie die chemische Vollanalyse auf Ein-Kation-Oxydprozente verrechnet und gruppiert (vgl. S. 60).

Chemische Analyse Nr. 3 (C 3)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertaler Alpen), Hornkees,

Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	61,95	10.314	57,99	115,98	si_K = 143	si = 220
$AlO_{3/2}$	16,07	3.152	17,72	26,58	al_K = 44	al = 34
TiO_2	0,24	30	0,17	0,38		
$FeO_{3/2}$	0,64	80	0,45	6,75		
FeO	4,31	599	3,37	3,37	fm_K = 18	fm = 28
MnO	0,38	53	0,30	0,30		
MgO	2,25	558	3,14	3,14		
CaO	4,16	741	4,17	4,17	c_K = 10	c = 16
BaO	0,09	5	0,03	0,03		
$NaO_{1/2}$	4,32	1.393	7,83	3,96	alk_K = 28	alk = 22
$KO_{1/2}$	3,04	645	3,62	1,81		
ZrO_2	—	—	—	—		
$PO_{5/2}$	1,54	216	1,21	3,02		
CO_2	—	—	—	—		
S	0,04	(12)	(0,07)			
H_2O+	1,02	(566)	(3,18)			
H_2O-	0,01	—				
Summe	100,55	17.786	100,00	169,49		
			—O für (OH)	3,18		
			O	166,31		
			(OH)	6,36		
			S^{2-}	0,14		
		Anionen für 100% Kationen		172,81		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 5 (M 5)

Gestein: Heller, feinkörniger Tonalitgranit (Handstück Nr. 35),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	29,58	SiO_2	69,68	11.601	64,48	128,96	si_K 183	si 313
Plagioklaskern An_{25} .	30,98	$AlO_{3/2}$	17,53	3.439	19,11	28,66	al_K 54	al 46
Plagioklasrand An_{22} .	22,53	TiO_2	0,06	7	0,04	0,08		
Biotit (s. S. 60).....	4,97	$FeO_{3/2}$	0,30	13	0,07	0,11		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,90	FeO	1,19	166	0,92	0,92		
Serizit	6,44	MnO	0,04	3	0,02	0,02	fm_K 7	fm 11
Granat.....	0,93	MgO	0,67	249	1,38	1,38		
Apatit	0,54	CaO	3,96	706	3,92	3,92	c_K 11	c 19
Titanit.....	0,13	$NaO_{1/2}$	4,78	1.543	8,58	4,29	alk_K 28	alk 24
		$KO_{1/2}$	1,10	233	1,30	0,65		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,23	32	0,18	0,45		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,46	(255)	(1,42)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.992	100,00	169,44		
					—O für (OH)	1,42		
					O	168,02		
					(OH)	2,84		

Anionen für 100% Kationen 170,86

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,710.
Aus Handstück bestimmt: 2,706.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 6 (M 6)

Gestein: Kleinkörniger Tonalitgranitgneis (Handstück Nr. 40, Schliff II),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	22,42	SiO_2	64,82	10.759	59,98	119,96	si_K 151	si 244
Plagioklaskern An_{24} .	42,66	$AlO_{3/2}$	18,31	3.592	20,02	30,03	al_K 50	al 40
Plagioklasrand An_{22} .	7,78	TiO_2	0,24	30	0,17	0,17		
Kalifeldspat Ab_{95}	2,86	$FeO_{3/2}$	0,71	89	0,50	0,75		
Biotit (s. S. 60).....	11,41	FeO	2,68	373	2,08	2,08	fm_K 12	fm 19
Pistazit 20% Fe-Ep..	0,44	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	8,22	MgO	1,54	382	2,13	2,13		
Serizit	1,20	CaO	5,13	915	5,10	5,10	c_K 13	c 21
Granat.....	2,00	$NaO_{1/2}$	4,60	1.484	8,27	4,13	alk_K 25	alk 20
Apatit	0,51	$KO_{1/2}$	1,28	272	1,52	0,76		
Titanit.....	0,50	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,22	31	0,17	0,43		
		CO_2	Sp	—	—	—		
		H_2O+	0,39	(216)	(1,20)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.938	100,00	165,77		
					—O für (OH)	1,20		
					O	164,57		
					(OH)	2,40		

Anionen für 100% Kationen 166,97

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,761.
Aus Handstück bestimmt: 2,766.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 7 (M 7)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 40, Schliff I),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	17,27	SiO_2	62,65	10.431	57,87	115,74	si_K 139	si 222
Plagioklaskern An_{24} .	35,60	$AlO_{3/2}$	18,58	3.645	20,22	30,33	al_K 49	al 39
Plagioklasrand An_{20} ..	11,13	TiO_2	0,30	37	0,26	0,54		
Kalifeldspat Ab_{25}	9,93	$FeO_{3/2}$	0,83	104	0,57	0,71		
Biotit (s. S. 60).....	14,30	FeO	3,20	445	2,46	2,46		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	7,21	MnO	0,10	14	0,07	0,07	fm_K 14	fm 22
Pistazit 20% Fe-Ep. + Orthit	0,64	MgO	1,94	481	2,66	2,66		
Serizit	0,26	CaO	4,84	863	4,78	4,78	c_K 11	c 18
Granat.....	2,14	$NaO_{1/2}$	4,57	1.474	8,17	4,08		
Apatit	0,85	$KO_{1/2}$	2,26	480	2,66	1,33	alk_K 26	alk 21
Titanit.....:.....	0,67	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,36	51	0,28	0,70		
		CO_2	—	—	—			
		H_2O+	0,37	(205)	(1,14)			
Summe ...	100,00		100,00	18.025	100,00	163,40		

—O für (OH) 1,14

O 162,26

(OH) 2,28

Anionen für 100% Kationen 164,54

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,767.
Aus Handstück bestimmt: 2,766.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 8 (M 8)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29, Schliff III),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertaler Alpen), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	24,15	SiO_2	62,16	10.345	58,11	116,22	si_K 141	si 209
Plagioklaskern An_{35} .	28,27	$AlO_3/_2$	16,33	3.204	18,00	27,00	al_K 43	al 32
Plagioklasrand An_{21} .	10,21	TiO_2	0,68	85	0,48	0,96		
Biotit (s. S. 60).....	26,83	$FeO_3/_2$	1,29	161	0,90	1,35		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,55	FeO	5,19	722	4,06	4,06	fm_K 25	fm 37
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,17	MnO	0,19	27	0,15	0,15		
Kalifeldspat Ab_{25}	1,27	MgO	3,63	900	5,06	5,06		
Granat.....	1,92	CaO	4,08	727	4,08	4,08	c_K 10	c 15
Titanit.....	1,53	$NaO_1/_2$	3,59	1.158	6,50	3,25	alk_K 22	alk 16
Apatit	0,78	$KO_1/_2$	2,01	427	2,40	1,20		
Calcit	0,18	ZrO_2	Sp	—				
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,14	$PO_5/_2$	0,33	46	0,26	0,65		
		CO_2	0,05	(11)	(0,06)			
		H_2O+	0,47	(260)	(1,46)			
Summe ...	100,00		100,00	17.802	100,00	163,98		
					—O für (OH)	1,46		
					O	162,52		
					(OH)	2,92		
					CO_2	0,06		

Anionen für 100% Kationen 165,50

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,802.
Aus Handstück bestimmt: 2,771.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 9 (M 9)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29, Schliff II),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	19,30	SiO_2	63,33	10.544	58,36	116,72	si_K 142	si 228
Plagioklaskern An_{25} .	38,74	$AlO_3/_2$	18,55	3.678	20,35	30,52	al_K 50	al 39
Plagioklasrand An_{21} .	15,83	TiO_2	0,27	34	0,19	0,38		
Kalifeldspat Ab_{25}	1,67	$FeO_3/_2$	0,70	88	0,49	0,73		
Biotit (s. S. 60).....	13,61	FeO	3,16	440	2,44	2,44	fm_K 13	fm 22
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	5,56	MnO	0,10	14	0,08	0,08		
Serizit	1,19	MgO	1,84	456	2,52	2,52		
Granat (Almandin) ..	2,24	CaO	4,94	881	4,88	4,88	c_K 12	c 19
Apatit	1,04	$NaO_1/_2$	4,92	1.587	8,78	4,19	alk_K 25	alk 20
Titanit.....	0.58	$KO_1/_2$	1,34	284	1,57	0,79		
Calcit	0,16	ZrO_2	Sp	—	—			
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,08	$PO_5/_2$	0,44	62	0,34	0,85		
		CO_2	0,04	(9)	(0,05)			
		H_2O+	0,37	(205)	(1,13)			
Summe ...	100,00		100,00	18.068	100,00	164,10		
					—O für (OH)	1,13		
					O	162,97		
					(OH)	2,26		
					CO_2	0,05		
					Anionen für 100% Kationen	165,28		

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,768.
Aus Handstück bestimmt: 2,771.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 10 (M 10)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 31),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	26,75	SiO_2	64,75	10.780	60,46	120,92	si_K 155	si 235
Plagioklaskern An_{24} .	11,70	$AlO_3/_2$	16,52	3.241	18,18	27,27	al_K 46	al 35
Plagioklasrand An_{23} .	30,92	TiO_2	0,17	21	0,12	0,12		
Biotit (s. S. 60).....	19,28	$FeO_3/_2$	1,41	177	0,99	1,48		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,88	FeO	3,73	519	2,91	2,91		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,44	MnO	0,14	20	0,11	0,11	fm_K 20	fm 31
Serizit	2,03	MgO	2,81	697	3,91	3,91		
Hornblende (s. S. 60).	1,65	CaO	4,12	735	4,12	4,12	c_K 11	c 16
Granat.....	0,70	$NaO_1/_2$	4,01	1.294	7,26	3,63		
Apatit	0,35	$KO_1/_2$	1,53	325	1,82	0,91	alk_K 23	alk 18
Titanit.....	0,23	ZrO_2	Sp	—	—	—		
Calcit	0,48	$PO_5/_2$	0,15	21	0,12	0,30		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,59	CO_2	0,17	(39)	(0,22)			
		H_2O+	0,49	(272)	(1,52)			
Summe ...	100,00		10,000	17.830	100,00	165,80		
					—O für (OH)	1,52		
					O	164,28		
					(OH)	3,04		
					CO_2	0,22		

Anionen für 100% Kationen 167,54

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,774.
Aus Handstück bestimmt: 2,811.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 11 (M 11)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 41, Schliff II),
Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	20,76	SiO_2	60,94	10.146	56,73	113,46	si_K 133	si 195
Plagioklaskern An_{30} .	36,51	$AlO_3/_2$	17,82	3.496	19,55	29,33	al_K 46	al 33
Plagioklasrand An_{25} ..	6,32	TiO_2	0,82	103	0,58	1,16		
Biotit (s. S. 60).....	20,60	$FeO_3/_2$	1,06	133	0,74	1,11		
Hornblende (s. S .60).	4,58	FeO	4,28	596	3.33	3,33	fm_K 21	fm 31
Kalifeldspat Ab_{25}	0,38	MnO	0,16	22	0,12	0,12		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	6,43	MgO	3,34	828	4,63	4,63		
Serizit	0,91	CaO	5,42	966	5,40	5,40	c_K 13	c 19
Granat.....	1,28	$NaO_1/_2$	3,84	1.239	6,93	3,46	alk_K 20	alk 17
Apatit	0.48	$KO_1/_2$	1,56	331	1,85	0,93		
Titanit.....	1,75	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_5/_2$	0,20	25	0,14	0,35		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,56	(311)	(1,74)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.885	100,00	163,28		
				—O für (OH)		1,74		
						O 161,54		
						(OH) 3,48		

Anionen fü 100% Kationen 166,02

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,810.
Aus Handstück bestimmt: 2,809.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe (Tauern Ostende)

Über diesen Raum existiert eine umfangreiche Literatur. Auf die richtungsweisenden Arbeiten von F. BECKE (1902—1909), soweit sie den Rahmen dieser Untersuchungen betreffen, wird an anderer Stelle noch zurückzukommen sein. Zunächst sollen als Grundlage für den mikroskopischen Vergleich mit den Venediger-Tonalitgraniten und Augengranitgneisen die Ergebnisse von F. ANGEL und Schülern (F. ANGEL, 1930; F. ANGEL und R. STABER, 1937; F. ANGEL, 1940; A. WEBER, 1942; F. ANGEL und R. STABER, 1952) und auch die jüngst revidierten Ansichten von Ch. EXNER (1957) herangezogen werden. Es sei hier mit Dankbarkeit erwähnt, daß mir diese Arbeiten eine reiche Quelle an petrographischen Erfahrungen regionaler und allgemeiner Art waren.

F. ANGEL gelangt aus Feldbefunden und Dünnschliffergebnissen zu der Ansicht, daß die im Hochalm-Ankogelgebiet vorliegenden Tonalite und verwandten Gesteinstypen ein Gemenge aus paläosomatischen Amphiboliten und metatektem aplitgranitischem Neosom sind. Das wechselnde Mischungsverhältnis erzeugt die Vielfältigkeit dieses Gesteinsstammes. In den metatekten „hellen saueren Massen" sieht ANGEL nicht das Differentiat eines gabbroiden oder basaltischen oder intermediären Stammmagmas, sondern „ein Extrakt aus den tieferen Stockwerken des gesamten tektonisch und kristallchemisch reagierenden Gebirges der Tauern". Es handelt sich um immigrative magmatische Massen, die im Höhepunkt der alpidischen Tauernkristallisation eindrangen und verschiedenartigste Migmatite erzeugten. Dabei kommt es nicht zur Ausbildung pyrometamorpher Gesteinsveränderungen; alle Kristallisationen verliefen nach ANGEL in den obersten beiden Metamorphosezonen unter Stress und bei höchstens 500° C.

Es scheint mir, daß ANGEL und andere für diese Gesamtkonzeption von den Feststellungen ausgingen, daß Metabasite, die in magmatisches Infiltrationsgebiet hineinstreichen, makroskopisch und mikroskopisch zu tonalitähnlichen Gesteinen werden können.

Solche Fälle gibt es offenbar im Tauernostende öfter als im Venedigergebiet. Anderseits sind Bereiche wie im Venediger mit homogenen tonalitischen Massen im Hochalmspitzgebiet relativ selten. Man muß also vorerst festhalten, daß ein Großteil der tonalitischen Gesteinstypen dieses Raumes Grobmengungsprodukte sind, vergleichbar den Tonalitischen Gneisen mit Metabasitlinsen des Großvenedigergebietes. In welchem Ausmaße auch homogene Tonalite bzw. Tonalitgranite als immigrierte Massen existieren, scheint mir prüfenswert. Es besteht somit ein gewisser quantitativer Unterschied zum Venedigerraum.

In der unfreiwilligen Gedrängtheit der neuesten ANGELschen Darstellung (1952) blieb leider wenig Platz für petrographische Dünnschliffbeschreibungen, so daß ich mich in den Vergleichen beschränken muß. Die wesentlichen Mineralum- und Neubildungen sind aber doch klar erkennbar.

Die Plagioklase sind An_{28-20} mit wechselnd starker Mikrolithenfüllung und sauren Rändern. Die Mikrolithenbildung wird als sekundäre, mineralfacielle Umlagerung einer ehemals basischeren Plagioklassubstanz verstanden. Umrechnungen der Mikrolithenfülle auf die primäre Feldspat-

zusammensetzung, die speziell von F. ANGEL (1930) entwickelt wurden, ergaben Plagioklase mit einer Zusammensetzung von An_{35}, An_{35-45} und An_{50-58}, also ehemalige Andesine bis Labradorite.

Im Sinne der vorhin erwähnten Entstehung von tonalitischen Gesteinen sieht F. ANGEL in den jetzigen Plagioklasen tauernkristalline Umlagerungsprodukte ehemaliger Metabasitplagioklase, also Plagioklase der paläosomatischen Amphibolite. Die Plagioklase des sauren magmatischen Neosoms sind nach A. WEBER (1942) gefüllte Albite, die nach Umrechnung Oligoklas ergaben.

Uns ist aus dem Venedigergebiet bekannt, daß die immigrierenden magmatischen Massen gleich basische Plagioklase enthielten, wie sie von Amphiboliten beziehbar sind. Diese magmatischen Massen müssen nach Feldbefunden im Venediger überwiegend als ehemalige Tonalite aufgefaßt werden, wenngleich mikroskopisch keine Unterscheidung zwischen gefüllten Plagioklasen aus Amphiboliten oder gefüllten Plagioklasen aus ehemaligen Tonaliten möglich ist. Es gibt aber auch dort — insbesondere im Kontaktbereich — die von ANGEL beschriebene Tonalitbildung, so daß die ehemals basischen Plagioklase tonalitischer Gesteine sowohl durch immigrierendes tonalitisches Magma als auch durch Migmatisierung früherer Metabasite, also demigrativ, gegeben sein können. Eine rein thermische Ausschmelzung tonalitischer Magmen in heute erschlossenen Tiefen kommt auch im Hochalmgebiet sicher nicht in Betracht[1]).

F. ANGEL (1952) stellt die magmatische Immigration in den Höhepunkt der alpidischen Tauernkristallisation und versteht alle ehemals basischen Plagioklase in tonalitischen Gesteinen als Metabasit-Abkömmlinge, die — wenn ich richtig verstanden habe — durch die Tauernkristallisation umgelagert, gefüllt und durch magmatische Durchdringung schließlich aus dem starren Gefügeverband gelöst wurden.

Aus den Erfahrungen vom Großvenedigerbereich und anderen Gebieten mit Altkristallin und eingelagerten Metabasiten ergeben sich aber nun die Fragen: Wo sind die altkristallinen Biotit-Plagioklasgneise bzw. deren vor-tauernkristalline Oligoklase zu finden? Oder bestand das Altkristallin im Hochalmbereich ausschließlich aus Amphiboliten und der relativ geringen Menge von Glimmerschiefern des Woiskentypus?

Ungefüllter Oligoklas (An_{20-15}) wird bei A. WEBER (1942) innerhalb der Granitplagioklase genannt und scheint mit dem $Oligoklas_n$ im Venediger-Tonalitgranit vergleichbar zu sein. Inverszonarbau erwähnten F. ANGEL und R. STABER (1937) bei den „Migmatitischen-Intrusiva" und den „Metabasiten". CH. EXNER beschreibt (1957, S. 104 und 106) inverszonare Oligoklase (An_{15-18}) als junge Kristallisationen, zusammen mit xenomorphen K-Na-Feldspaten, die in allem dem $Oligoklas_n$ des Venediger-Zentralbereiches entsprechen.

Die Armut der Tonalitgesteine an Kalifeldspat wird hervorgehoben und entspricht den Verhältnissen im Großvenediger. In den granitischen Gesteinen wird Na-reicher Kalifeldspat angegeben; F. ANGEL hält es für

---

[1]) Inwieweit letztlich das tonalitische Magma ein palingenes Aufschmelzungsprodukt von Metabasiten und den begleitenden Biotit-Plagioklasgneisen in größeren Tiefen ist, entzieht sich der Sichtbarkeit, wäre aber nicht auszuschließen, auch wenn man die periadriatischen Tonalite zum Vergleich heranzieht.

möglich, daß teilweise Anorthoklase vorliegen und stellt sie in die Tauernfacies (vgl. jungen Aor/Mikr im Venediger). Auch auf die Beschreibung der Kalifeldspate bei A. WEBER (1942) sei hingewiesen, der monokline Kalifeldspate bestimmte (2 V x 54—64 °!) und sie mit gewissen Einschränkungen den Kalifeldspaten der tonalitischen Gesteine des Bachergebirges (!) gegenüberstellt.

Interessant und genetisch bedeutungsvoll ist auch der Vergleich der Ergebnisse über die Bildung von Biotit, Hornblende, Epidot und Titanit.

Aufbauend auf TSCHERMAKS (1862) Feststellung von Biotit-Epidot-Titanit-Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden im Tauernostende und nach stöchiometrischen Berechnungen dieser Umsetzung betrachtet ANGEL (1940) anscheinend alle sogenannten Großkornepidote frei im Gefüge und die undeformierten Biotite als Umlagerungsprodukte ehemaliger Hornblenden.

Im Venedigerraum glaube ich aber zeigen zu können, daß es neben Hornblende-Pseudomorphosen der genannten Art auch Pseudomorphosen von $Biotit_{neu}$ nach $Biotit_{alt}$ gibt, in deren Gefolge Sagenit-, Titanit- und Epidotbildung auftritt. In Vergleichsschliffen aus dem Hochalm-Ankogelgebiet begegneten mir ebensolche Umlagerungen. Es dürfte interessant sein, deren Häufigkeit zu prüfen, zumal auch CH. EXNER (1957, S. 107/108) Titanitentmischungen aus Biotit festgestellt und ebenso die enge Verknüpfung von Fe-armen Pistazit mit Biotit erwähnt hat.

Umlagerung von FeTi-reicherem Biotit zu FeTi-ärmerem Biotit, Titanit und Epidot erfordern eine Ca-Zufuhr, was aber wohl ohne Schwierigkeiten angenommen werden kann, wenn junger Oligoklas sich zur selben Zeit im Gefüge neu bildet. Sollte es sich erweisen, daß ein ebenso großer Anteil der heutigen Biotite im Hochalm-Ankogelgebiet von alten FeTi-reicheren Biotiten abstammt, so ist man der regionalgeologischen Schwierigkeit entbunden, als Paläosom der tonalitischen Gesteine nur Amphibolite annehmen zu müssen. Es können dann die weit verbreiteten Biotit-Plagioklasgneise des Altkristallins mit einbezogen werden. Durch die Verringerung der als Paläosom angenommenen Amphibolite vergrößert sich außerdem die Wahrscheinlichkeit, daß die granitischen Massen, die „sich intrusiv bewegt haben" (ANGEL, 1952, S. 52), zumindest teilweise Intrusionen eines primären Tonalitmagmas sein können.

Es bleibt schließlich noch die nachtektonische Neubildung von barroisitischer Hornblende zu erwähnen, die bei F. ANGEL (1940) besonders im Zusammenhang mit den Metabasiten klargestellt und von P. PAULITSCH (1948) eingehend untersucht wurde [1]).

Auch CH. EXNER (1957) erwähnt sie bei der Beschreibung des Granodioritgneises der Romatedecke und der Flugkopfdecke.

Wir entnehmen also aus der neuesten Literatur über tonalitische und verwandte Gesteine dieses Raumes, daß es während der alpidischen Tauernkristallisation folgende Mineralisation gibt: Umlagerung ehemals basischer Plagioklase zu Oligoklas mit Klinozoisit und Serizit-Mikrolithen, Oligoklas-

[1]) Diese Hornblenden entsprechen in Optik und Aussehen jenen der Tonalitgranite und unterscheiden sich nur wenig von denen der periadriatischen Tonalite.

Neubildung, Pistazit/Klinozoisit-Neubildung (Großkornepidote), Kalifeldspat-Neubildung (vermutlich als Aor/Mikr), Biotit-, Hornblende- (barroisitisch) und Titanit-Neubildung.

Hinsichtlich eines vor-tauernkristallinen Mineralbestandes weisen F. ANGELS Schlußfolgerungen auf ehemalige Amphibolite hin. Vergleichsmöglichkeiten mit Ergebnissen aus dem Großvenediger- und Zillertaler Gebiet zeigen die Möglichkeit, daß dafür außerdem auch Biotit-Plagioklasgneise des Altkristallins und tonalitisches Magma in Frage kommen sollten.

Ich glaube nach all dem, insbesondere aber nach Vergleichen mit anderen Tonalitgranitvorkommen in den Hohen Tauern annehmen zu dürfen, daß auch im Hochalmgebiet neben den migmatischen „sekundären" Tonaliten in vielleicht geringerem Umfange immigrative „primäre" Tonalite zu finden sind. Bei dieser Voraussetzung, der auch die neue Meinung CH. EXNERS (1957, S. 155), wonach in der Tiefe Tonalite stecken sollen, nicht widerspricht, könnte man das sauere Neosom der Migmatite durchaus als Differentiat eines tonalitischen Magmas verstehen.

Das es solche Differenzierungen gibt, wird in den klassischen Tonalitgebieten des periadriatischen Intrusivbogens demonstriert.

Um einen noch besseren Einblick, insbesondere in die Mineralabfolge und das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation zu erhalten, wurden bei Vergleichsbegehungen im Raume der Villacher Hütte (Hochalmspitz-Gebiet) nach den Erfahrungen aus dem Venedigerraum typische Tonalitgranite und Tonalitische Gneise gesammelt und untersucht. Die Ergebnisse daraus seien zur Ergänzung und zum Vergleich angeführt.

Tonalitgranite.

Gesteinscharakteristik

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{34-21}) Biotit Quarz Klinozoisit (als Mikrolithen)	$Biotit_a$, $Hornblende_a$ $Plagioklas_a$, $Kalifeldspat_a$, (?) $Quarz_a$	Kr_1 → Fm (Kristallisation wird von mechanischer Formung überdauert)
Aor/Mikr Pistazit (frei im Gefüge) Titanit Akzessorien: Apatit, sulfidisches und oxydisches Fe-Erz, Orthit, Zirkon, Karbonat	$Biotit_n$, Chlorit, Pistazit/Klinozoisit, Titanit Plagioklas , Pistazit/Klinozoisit, $Kalifeldspat_n$ Quarz	Kr_2 (nur nachtektonische Kristallisation)

Die Korngefüge zeigen bei unterschiedlich schwacher Deformation ehemals hypidiomorphe Plagioklase mit Kalifeldspat und Quarz in Zwickeln.

Plagioklas.

In gleicher Weise wie im Venediger-Tonalitgranit unterscheiden sich ältere hypidiomorphe Plagioklase mit Füllung ($Plagioklas_a$) von jungen xenomorphen Plagioklasen ($Plagioklas_n$), die als Anwachsränder und Rupturverheilungen auftreten. U-Tischmessungen für $Plagioklas_a$ ergaben Werte zwischen An_{28} und An_{34}, für $Plagioklas_n$ zwischen An_{27} und An_{21}.

Deutlicher noch als im Venedigerbereich kommt hier im Gebiet zum Ausdruck, daß die Plagioklase in den Tonalitgraniten normalzonare Basizitätsabfolge zeigen.

Die Mikrolithenverteilung deutet häufig auf früheren Zonarbau. $Plagioklas_n$ bildet meist unverzwillingte sauere Anwachsrinden am stark verzwillingten $Plagioklas_a$, aber auch fleckige, in das Korninnere vordringende Versauerungen des Kornaltbereiches. Wo $Plagioklas_n$ selbständige Körner bildet, ist gelegentlich schwacher Inversbau oder Rekurrenz in der normalen Basizitätsabfolge zu beobachten. Letzteres ist auffallend oft gegeben, wenn Biotit durch $Plagioklas_n$ verdrängt wird. Gegen $Kalifeldspat_a$ zeigen die jungen ungefüllten Oligoklase auch hier myrmekitische Reaktionsgefüge. Junger Kalifeldspat und Quarz verdrängen ungefüllten Oligoklas, wobei entlang solcher Verdrängungsgrenzen feinste Durchstäubung im Oligoklas feststellbar ist, die in günstigen Beispielen noch als Klinozoisit- und Serizitbildung erkennbar war. Ähnliches wurde auch bei den Venediger-Tonalitgraniten gesehen und als jüngste diaphthoritische Mikrolithenreaktion von der vorangegangenen Plagioklasfüllung unterschieden.

Biotit, Pistazit und Titanit.

Diese drei Mineralarten treten fast immer zusammen auf. Solche Kornkomplexe können als ehemalige Hornblenden, aber auch — wie die Ergebnisse bei den Venedigergesteinen zeigen — zumindest teilweise als ehemalige FeTi-reichere Biotite angesehen werden. Sie können von $Plagioklas_n$, aber auch von $Plagioklas_a$ umschlossen sein. Setzt man voraus, daß $Plagioklas_a$ vor-tauernkristallin als ungefüllter basischer Plagioklas existierte, so beweisen derartige Umschließungen die Existenz von $Biotit_a$ oder — bzw. und — $Hornblende_a$. Junge, tauernkristalline Biotitbildung ist hinlänglich bekannt. Wir unterscheiden also wiederum zwischen erschlossenem $Biotit_a$ bzw. $Hornblende_a$, die vor-tauernkristallin in magmatisch teilbeweglichem Medium kristallisierten und den heute sichtbaren $Biotit_n$ — als tauernkristalline Umlagerung davon [1]).

Für Pistazite wurden Werte zwischen 12 und 20% Fe-Epidot gemessen, wobei in einigen Beispielen Zonarbau mit Fe-armen Rändern meßbar war. Die sonstigen Eigenschaften im einzelnen decken sich vollkommen mit denen aus dem Venedigergebiet. Selbst die seltenen, mir bisher unbekannten intensiv gelb gefärbten Epidotmineralien wurden auch hier beobachtet. Das gleiche gilt für die Titanite und deren Entstehung aus Biotit bzw. Hornblende.

[1]) Die Umlagerungen sind häufig mit geringfügigen Ortsveränderungen verbunden, weshalb Pseudomorphosen seltener sind als unregelmäßig begrenzte Kornaggregate; außerdem ist selbständige $Biotit_n$-Bildung oft zu beobachten. Ursache der Ortsveränderung bei der Umlagerung in Mikrobereichen können unmittelbare wie mittelbare Teilbewegungen (B. SANDER, 1948) während der Gesteinsdurchbewegung oder der Metamorphose sein.

Kalifeldspat.

Große perthitführende und durchstäubte Kalifeldspate ohne Gitterung wurden in einem Dünnschliff in den Zwickeln zwischen $Plagioklas_a$ angetroffen. Die Messungen ergaben (mit geringer Unsicherheit) Na-Orthoklas. Sie können vorerst nur mit Wahrscheinlichkeit als Kalifeldspate des primärmagmatischen Gefüges (= $Kalifeldspat_a$) bezeichnet werden.

Viel häufiger sind intergranulare, ungegitterte und undurchstäubte Kalifeldspate. Sie verdrängen teilweise $Plagioklas_n$. Ihre Meßwerte für 2 V x liegen zwischen 60 und 61 °. Die Einmessung der Indikatrix und Spaltbarkeit ergab nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) Anorthoklas mit schwacher Verschiebung des (001) Poles gegen die Signatur für Mikroklin. Damit kann ich die Vermutung von F. ANGEL, daß Anorthoklase existieren, bestätigen. Diese jungen Kalifeldspate sind ebenso wie in den übrigen Tonalitgraniten der Tauern tatsächlich tauernkristalline, alpidische Neubildungen, wie dies auch EXNERS (1957) Annahme entspricht [1]).

Eine genaue Beschreibung der übrigen Mineralien ist für unsere Fragestellung unnotwendig. Ich darf mich diesbezüglich auf die ausführlichen Arbeiten von F. ANGEL (1. c.) und Schülern, sowie auf EXNER (1. c.) beziehen.

Betrachten wir schließlich noch die Mineralsukzession und das Verhältnis zwischen Kristallisation und mechanischer Gesteinsdurchbewegung (vgl. Tabelle S. 117), so liefern diese Beziehungen die letzten, noch notwendigen Ergänzungen für die Vergleichbarkeit mit den übrigen Tauerntonalitgraniten: Vor der letzten sichtbaren Gefügedeformation ist ein Mineralaltbestand mit tonalitischer Zusammensetzung ableitbar, welcher nachtektonisch durch Tauernkristallisation regeneriert bzw. umgelagert wurde. Diese Ergebnisse sprechen mit den Befunden im Großvenediger-Gebiet auch hier für eine magmatische Immigration vor der letzten Gesteinsdurchbewegung.

Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß vordeformativ nicht gleich voralpidisch zu setzen ist. Im untersuchten Schliffmaterial von Tonalitgraniten sind die vor-tauernkristallinen Deformationserscheinungen — statistisch beurteilt — deutlich geringer als beispielsweise im Altkristallin der zentralen Schieferhülle und in den Augen- und Flasergranitgneisen („Typozentralgneis" nach EXNER). Somit scheint mir auch für das Hochalmgebiet die Ansicht naheliegend, daß die prätektonische Kristallisation homogener Tonalitgranite zumindest teilweise alpidisch-synorogenen Intrusionen zuzuordnen wäre.

Die weit verbreiteten „Tonalitischen Gneise" sind nach Feld- und mikroskopischen Befunden genetisch mit jenen vom Venedigergebiet (siehe ausführliche Beschreibung S. 66—82) zu identifizieren.

Abschließend werden von Tonalitgranitproben aus der Umgebung der Villacher Hütte 1 chemische Vollanalyse und 5 Modalanalysen veröffentlicht. Alle Analysen sind auf Ein-Kation-Oxydprozente verrechnet.

[1]) Aor/Mikr als tauernkristalline Neubildung tritt auch in anderen Gesteinen des Tauernzentrals auf und es scheint mir prüfenswert, ob die von Ch. Exner (1957) als Adulare bezeichneten, perthitfreien Kalifeldspate des Marmorbandes im Siglitzgneis (Siglitz-Unterbaustollen) nicht ebenso Aor/Mikr sind. Es sei aber bemerkt, daß statt Aor/Mikr vielleicht auch Or/Mikr geschrieben werden könnte, weil die Distanz der Signaturen für Aor und Or im Stereogramm knapp an der Meßfehlergrenze liegt.

Chemische Analyse Nr. 4 (C 4)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: Institut für Steine und Erden der Bergakademie Clausthal.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	60,61	10.091	56,16	112,32	si_K = 131	si = 200
$AlO_3/_2$	17,50	3.433	19,11	28,66	al_K = 45	al = 34
TiO_2	0,44	55	0,31	0,62		
$FeO_3/_2$	2,15	269	1,50	2,25		
FeO	3,05	424	2,36	2,36	fm_K = 19	fm = 29
MnO	0,24	34	0,19	0,19		
MgO	2,90	719	4,00	4,00		
CaO	4,44	792	4,41	4,41	c_K = 10	c = 17
BaO	0,13	8	0,04	0,04		
$NaO_1/_2$	4,42	1.426	7,94	3,97	alk_K = 26	alk = 20
$KO_1/_2$	2,79	592	3,29	1,64		
ZrO_2	—	—	—	—		
$PO_5/_2$	0,88	124	0,69	1,72		
CO_2	—	—	—	—		
S	0,09	(28)	(0,15)	—		
H_2O+	0,64	(355)	(1,97)	—		
H_2O-	0,01	—	—	—		
Summe	100,29	17.967	100,00	162,18		
			—O für (OH)	1,97		
			O	160,21		
			(OH)	3,94		
			S^{2-}	0,30		
			Anionen für 100% Kationen	164,45		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 12 (M 12)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145, Schliff II),
Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	17,98	SiO_2	61,35	10.214	56,83	113,66	si_K 134	si 208
Plagioklaskern An_{25} .	37,43	$AlO_{3/2}$	18,29	3.588	19,96	29,94	al_K 47	al 36
Plagioklasrand An_{22} .	8,25	TiO_2	0,62	77	0,43	0,86		
Kalifeldspat Ab_{25}	5,58	$FeO_{3/2}$	1,42	178	0,99	1,49		
Biotit (s. S. 60).....	19,70	FeO	3,13	436	2,43	2,43	fm_K 17	fm 27
Pistazit 20% Fe Ep..	3,30	MnO	0,14	20	0,11	0,11		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,26	MgO	2,66	660	3,68	3,68		
Serizit	1,88	CaO	4,88	870	4,84	4,84	c_K 11	c 18
Titanit.....	1,39	$NaO_{1/2}$	4,28	1.380	7,68	3,84	alk_K 25	alk 19
Apatit	1,01	$KO_{1/2}$	2,29	486	2,71	1,36		
Erz (oxyd. Fe-Erz) ..	0,22	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,43	61	0,34	0,51		
		H_2O+	0,51	(283)	(1,57)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.970	100,00	162,72		
					—O für (OH)	1,57		
					O	161,15		
					(OH)	3,14		

Anionen für 100% Kationen 164,29

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,771.
Aus Handstück bestimmt: 2,768.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 13 (M 13)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145, Schliff I),
Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	19,45	SiO_2	62,34	10.380	57,77	115,54	si_K 139	si 219
Plagioklaskern An_{27} .	35,99	$AlO_3/_2$	18,41	3.612	20,10	30,15	al_K 48	al 38
Plagioklasrand An_{20} ..	8,56	TiO_2	0,43	54	0,30	0,60		
Kalifeldspat Ab_{25}	5,76	$FeO_3/_2$	1,16	145	0,81	1,22		
Biotit (s. S. 60).....	17,70	FeO	2,81	391	2,18	2,18	fm_K 15	fm 24
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,35	MnO	0,13	18	0,10	0,10		
Pistazit 15% Fe-Ep. .	3,55	MgO	2,40	595	3,31	3,31		
Serizit	2,78	CaO	4,93	879	4,89	4,89	c_K 12	c 19
Apatit	0,90	$NaO_1/_2$	4,23	1.364	7,59	3,79	alk_K 25	alk 19
Titanit.....	0,96	$KO_1/_2$	2,25	478	2,66	1,33		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_5/_2$	0,38	53	0,29	0,73		
		H_2O+	0.53	(294)	(1,64)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.969	100,00	163,84		
				—O für (OH)		1,64		
						O 161,22		
					(OH)	3,28		

Anionen für 100% Kationen 164,50

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,766.
Aus Handstück bestimmt: 2,768.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 14 (M 14)

Gestein: Kleinkörniger Tonalitgranit (Handstück Nr. 162),
Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	19,67	SiO_2	61,59	10.238	57,02	114,04	si_K 134	si 211
Plagioklaskern An_{25} .	30,22	$AlO_{3/2}$	19,09	3.745	20,86	31,29	al_K 49	al 38
Plagioklasrand An_{23} .	15,99	TiO_2	0,29	36	0,20	0,40		
Biotit (s. S. 60).....	20,66	$FeO_{3/2}$	1,12	140	0,78	1,17		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,54	FeO	3,28	456	2,54	2,54		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	1,75	MnO	0,16	22	0,12	0,12	fm_K 17	fm 27
Serizit und Muskowit.	6,78	MgO	2,79	692	3,85	3,85		
Apatit	0,78	CaO	4,25	758	4,22	4,22	c_K 10	c 16
Titanit.....	0,61	$NaO_{1/2}$	4,21	1.358	7,56	3,78	alk_K 24	alk 19
		$KO_{1/2}$	2,19	465	2,59	1,29		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,33	46	0,26	0,65		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,70	(388)	(2,16)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.956	100,00	162,06		
				—O für (OH)		2,16		
					O	159,90		
					(OH)	4,32		

Anionen für 100% Kationen 164,22

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,770.
Aus Handstück bestimmt: 2,758.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 15 (M 15)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 148, Schliff I),
Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	21,23	SiO_2	57,27	9.535	53,98	107,96	si_K 119	si 170
Plagioklaskern An_{28} .	18,53	$AlO_{3/2}$	17,86	3.504	19,84	29,76	al_K 43	al 31
Plagioklasrand An_{25} ..	8,00	TiO_2	0,40	50	0,28	0,56		
Biotit (s. S. 60).....	32,13	$FeO_{3/2}$	2,62	328	1,86	2,79		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	13,39	FeO	5,10	710	4,02	4,02	fm_K 27	fm 38
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,24	MnO	0,22	31	0,17	0,17		
Serizit	1,93	MgO	4,33	1.074	6,08	6,08		
Apatit	0,77	CaO	6,14	1.094	6,19	6,19	c_K 14	c 20
Titanit.....	0,78	$NaO_{1/2}$	2,44	787	4,46	2,23	alk_K 16	alk 11
		$KO_{1/2}$	2,38	505	2,86	1,43		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		CO_2	—	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,33	46	0,26	0,65		
		H_2O+	0,91	(505)	(2,86)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.664	100,00	161,84		
					—O für (OH)	2,86		
					O	158,98		
					(OH)	5,72		

Anionen für 100% Kationen 164,70

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 16 (M 16)

Gestein: Tonalitgranit mit aplitischer Schliere (Handstück Nr. 148, Schliff II),

Ort: Hochalmspitz-Bereich,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	36,36	SiO_2	70,96	11.815	66,57	133,14	si_K 200	si 319
Plagioklaskern An_{22}..	34,20	$AlO_3/_2$	15,13	2.968	16,72	25,08	al_K 50	al 40
Plagioklasrand An_{25}..	7,68	TiO_2	0,09	11	0,06	0,12		
Biotit (s. S. 60).....	10,59	$FeO_3/_2$	0,94	117	0,66	0,99		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	4,50	FeO	1,68	234	1,32	1,32	fm_K 12	fm 19
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,72	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Serizit	1,48	MgO	1,43	355	2,00	2,00		
Apatit	0,29	CaO	4,43	790	4,45	4,45	c_K 14	c 22
Titanit.....	0,18	$NaO_1/_2$	3,85	1.242	7,00	3,50	alk_K 24	alk 19
		$KO_1/_2$	0,89	189	1,06	0,53		
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_5/_2$	0,12	17	0,10	0,25		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,40	(222)	(1,25)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.749	100,00	171,44		
					—O für (OH)	1,25		
					O	170,19		
					(OH)	2,50		

Anionen für 100% Kationen 172,69

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,741.

Aus Handstück bestimmt: 2,747.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

III. Zusammenfassung und geologische Auswertung der Ergebnisse über die Tonalitgranite in den Hohen Tauern

Es genügt, die Tabellen für die Gesteinscharakteristik der einzelnen Vorkommen zu vergleichen, um festzustellen, daß die drei Tonalitgranitmassen petrographisch und petrogenetisch miteinander vergleichbar sind. Ein weiterer Beweis dafür ist der Vergleich des Pauschalchemismus am Schluß dieses Abschnittes. Es läßt sich für die Tonalitgranite in den Hohen Tauern eine gemeinsame Gesteinscharakteristik aufstellen.

Gesteinscharakteristik der Tauern-Tonalitgranite: [1])

Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
$Biotit_a$, $Hornblende_a$	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (Kristallisation Kr_1 wird von mechanischer Formung überdauert)	$Kr_1 \rightarrow Fm \rightarrow Kr_2$ (Gesamtformel)
$Plagioklas_a$, $Kalifeldspat_a$		
Quarz		
$Biotit_n$, $Hornblende_n$, Titanit (Granat)	$Fm \rightarrow Kr_2$ (mechanische Formung wird von Kristallisation Kr_2 überdauert)	
Pistazit/Klinozoisit, Klinozoisit, Zoisit, $Oligoklas_n$, (Granat), $Kalifeldspat_n$, $Hornblende_n$		
Quarz, $Kalifeldspat_n$		
Karbonat		

Die statistische Beachtung des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation für jede Mineralkornart, wie dies B. SANDER (1911, S. 221 ff.) erstmalig durchführte, ergab zwei relativ altersverschiedene Mineralparagenesen; eine, die vor der letzten mechanischen Gefügebeanspruchung existierte und eine zweite, die im wesentlichen nachtektonisch kristallisierte [2]). Diese jüngere Mineralparagenese gehört zur alpidischen Regionalmetamorphose bzw. zur Tauernkristallisation nach B. SANDER (l. c. S. 286) und wird von F. ANGEL (1940, S. 274/275) der I. Streßzonenstufe und dabei der Epidot-Amphibolitfacies (Prasinit-Unterfacies IV/1), sowie der beginnenden II. Streßzonenstufe zugeordnet. Sie entspricht der Höchsttemperaturfacies innerhalb der Tauernkristallisation. Ihre kritischen

[1]) Die Kolumne „Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)" ist weggelassen. Sie würde wegen der stofflichen Variationsbreite der einzelnen Vorkommen und mangelnder quantitativer Fundierung zu schematisch sein.

[2]) Nicht berücksichtigt ist der Fall spurenloser tektonoblastischer Verformung. Sie könnte zu Beginn von Kr_2 verschiedentlich vermutet werden, ist aber für unsere Fragestellung von untergeordneter Bedeutung.

Mineralarten sind Oligoklas, K-Na-Feldspat, der in seinen optischen Daten zwischen Anorthoklas und Mikroklin liegt, und barroisitische Hornblende. Typisch sind Pistazit/Klinozoisit sowie ein FeTi-ärmerer grünbrauner Biotit. Die Kristallisationen sind teils Umlagerungen am Platz, teils Neubildungen nach meist kleinräumigen Stoffwanderungen. Als wichtigste Umlagerung ist Oligoklas- und Mikrolithenbildung (hauptsächlich Klinozoisit, Serizit) aus ehemals basischen Plagioklasen zu nennen. Für letztere war nach Verrechnung der Mikrolithen ein durchschnittlicher An-Gehalt von An_{46} bis An_{74} zu rekonstruieren. Genetisch vergleichbare Umlagerungen bei Kalifeldspaten wurden erstmalig wahrscheinlich gemacht. Gleichfalls genetisch wichtig war die Erkenntnis, daß Biotit neben pseudomorpher Bildung nach ehemaligen Hornblenden auch ein Entmischungsprodukt aus ehemals FeTi-reicheren Biotiten sein kann. Als Sekundärprodukte dieser Umsetzung entstehen Titanit und Pistazit/Klinozoisit (Ca-Zufuhr!). Bildung von barroisitischer Hornblende nach ehemals basischer Hornblende ist bereits länger bekannt (F. ANGEL, 1940).

Unter Zugrundelegung der Ansichten von H. P. CORNELIUS (1940, 1945) über das laramische und savische Alter der Hauptbewegungsereignisse im Raume unserer Tonalitgranite und Auswertung sedimentpetrographischer Ergebnisse von H. FÜCHTBAUER (1958), die besagen, daß in der bayrischen Molasse frühestens im Rupel tauernkristalline Schwerminerale auftreten, ließ sich das Alter der Tauernkristallisation im Raume der Hohen Tauern zwischen Alttertiär und unterem Oligozän einengen und die laramische Bewegungsphase als die letzte entscheidende Gesteinsdurchbewegung feststellen.

Der vor-tauernkristalline und vordeformative Mineral-Altbestand spricht nach Gefüge und Chemismus für ein Kristallisationsprodukt aus tonalitischer Schmelze. Neben den Tonalitgraniten existieren Gesteine, die makroskopisch sehr ähnlich aussehen und die als Produkte von „Tonalitisierung" erkannt wurden. Es waren ehemals Biotitplagioklasgneise und Amphibolite des Altkristallins, die während der Platznahme tonalitischer Massen von deren restmagmatischem Ichor durchdrungen und anschließend tauernkristallin verändert wurden. Sie sind als „Tonalitische Gneise" mit Am-Platzgefüge (B. SANDER, 1948) von den Tonaliten mit Einströmungsgefüge genetisch abzutrennen.

Die weitverbreiteten basischen Putzen und Schollen sind gleichfalls altkristalline Bestände, die früher oder später in magmatisches Milieu aufgenommen und in wechselnder Intensität verändert wurden.

E. WEINSCHENK (1894, 1903), E. CHRISTA (1931) und F. ANGEL und R. STABER (1937, 1952) kamen nach petrographischen Arbeiten in den besprochenen Gesteinsbereichen zum Ergebnis synorogen-alpidischer Granitplatznahme. Der Verfasser kommt zur gleichen Schlußfolgerung, glaubt aber, diese Ansicht auf Grund seiner petrographischen Ergebnisse für die Gesamtheit der Tauerntonalitgranite dahingehend detaillieren zu können, daß die Tonalitintrusion zwar synorogen-alpidisch erfolgt ist, aber innerhalb dieses weiten und ereignisreichen Zeitraumes vor die laramische Phase zu stellen ist. Ob sie die laramische Phase einleitet oder den vor-gosauischen Bewegungen nachfolgt, läßt sich nach den bisherigen Befunden nicht entscheiden.

In Abb. 32 sind die Analysenergebnisse (verrechnet nach P. ESKOLA, 1954) aus den drei Hauptvorkommen von Tonalitgraniten der Hohen Tauern als Ein-Kation-Oxydprozentgruppen (analog den Niggli-Werten) im $c+fm_K$, al_K, alk_K-Dreieck dargestellt. Sie überdecken sich im großen und ganzen, zeigen aber eine gemeinsame charakteristische Streuung in Richtung $c+fm_K$ und eine geringere gegen alk_K. Es können demnach die einzelnen Tonalitgranit-Vorkommen auch nach ihrem Pauschalchemismus nicht voneinander unterschieden werden.

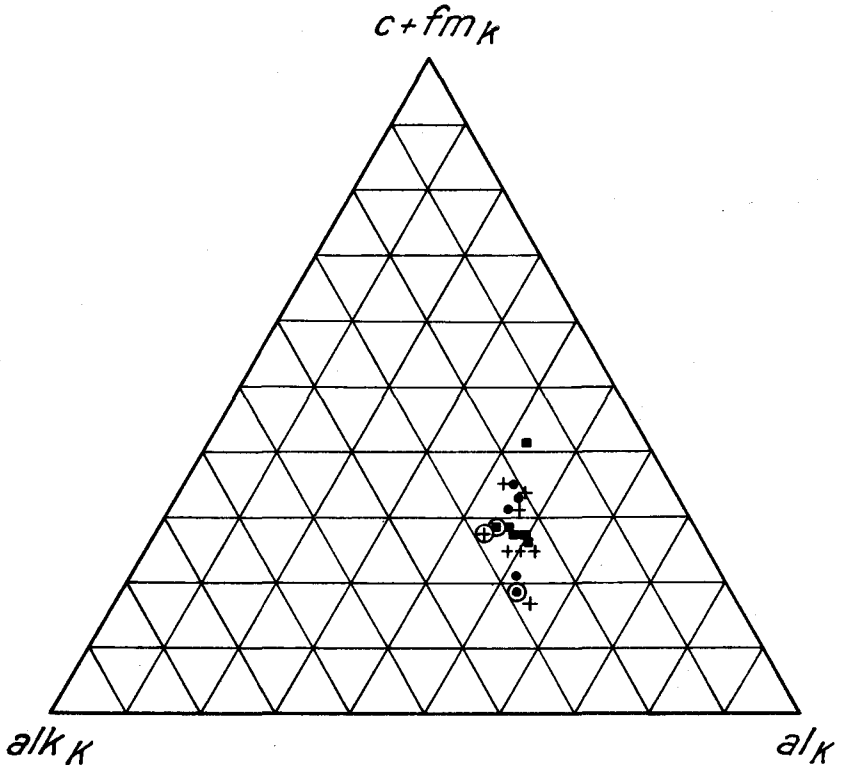


Abb. 32 3 chemische und 16 Modalanalysen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Die Analysen sind auf Ein-Kation-Oxyd-Prozente (P. ESKOLA 1954) verrechnet und analog den Niggliwerten zu Gruppen zusammengefaßt.
Erläuterung:

• Modal- ⊙ chemische } Analyse Venediger
+ Modal- ⊕ chemische } Analyse Oberer Zemmgrund
■ Modal- ◙ chemische } Analyse Hochalmspitz-Bereich
tiefgestelltes K = Kation-Oxyd-Prozente

Für die regionale Geologie und Petrographie ergibt sich aus der stofflichen, zeitlichen und genetischen Vergleichbarkeit der Tonalitgranite in den Hohen Tauern das Resultat, daß der alpidischen

Orogenese in diesem Raume ein überwiegend tonalitisch- bis granodioritischer Magmatismus eigentümlich ist. Es sollen daher diese Gesteine nomenklatorisch zur „Ordnung der Tauern-Tonalitgranite" zusammengefaßt werden.

Berücksichtigt man weiter, daß die im nachfolgenden Abschnitt besprochenen kretazischen oder alttertiären Tonalite, Granodiorite und Granitite der „Ordnung Periadriatica" genetisch mit den Tauerntonalitgraniten vergleichbar sind, so ergibt sich für die Gesamtheit dieser alpidischen Tonalite bis Granitite der Ostalpen die Benennung als „Tonalit-Granit-Stamm".

Inwieweit auch in anderen alpinen Bereichen anschließbare Tonalite und Granitite existieren, scheint mir sehr prüfenswert, um schließlich zu der Frage Stellung zu nehmen, ob derartige Gesteine Zeugnis für die kretazisch-tertiäre, alpidische Orogenese geben können.

Bevor wir in den nächsten Abschnitt der Untersuchungen eintreten, möge noch die wichtigste Literatur besprochen werden, die sich mit alpidischem Alter der „Zentralgneise und -granite" bzw. mit der Existenz junger Granite in den Hohen Tauern befaßt. Sie war mir Anregung und Grundlage für meine Untersuchung, welche nur in der Gesamtheit aller dieser Arbeiten richtig zu bewerten ist.

An erster Stelle ist ein Satz von W. SALOMON (1899, S. 41) zu zitieren: „Handelt es sich aber nun um die Frage, welche der beiden Faltungsperioden (karbonisch und tertiär) mit größerer Wahrscheinlichkeit als die Intrusionsperiode der meisten Centralmassen anzusehen ist, so ist hervorzuheben, daß das Beispiel der periadriatischen Massen ..... mehr für die tertiäre Zeit sprechen, daß es aber sehr wohl möglich ist, daß in beiden Perioden Centralmassen gebildet worden sind ....." Der allgemeinen Ansicht der damaligen Zeit, daß die zentralalpinen Massen nicht tertiär sein könnten, weil sie durch die tertiäre Faltung dynamisch umgewandelt wurden, tritt SALOMON wie folgt entgegen (l. c. S. 40): „..... daß die tertiäre Faltung der Alpen einen gewaltigen Zeitraum innerhalb der Tertiärperiode umfaßte. Es ist daher sehr wohl möglich, daß eine erste Bewegungsphase die Granite zur Intrusion brachte, eine spätere sie nach ihrer Erstarrung dynamisch umwandelte."

E. WEINSCHENK (1903, S. 330) hat folgerichtig zu seiner Hypothese der Piezokristallisation die „Centralgranitmassen" erstmalig mit allem Nachdruck als tertiär bezeichnet.

Die mit Einzelbeschreibungen ausführlicher belegten Ansichten von F. BECKE (1902—1909) verknüpften die Altersfrage des „Zentralgneises" mit dem Alter der Marmore im Melnikkar (Tauernostende), welche von Apliten des Zentralgneises beeinflußt sind. F. BECKE (1909, S. 1050) läßt daher offen, ob der „Zentralgneis" nachmesozoisch oder älter ist. BECKE (1906, S. 1717/1718) vertritt die metamorphe Natur des Zentralgneises und nimmt an, daß die Kontaktzone und das Intrusivgestein ihre metamorphe Ausprägung im unmittelbaren Anschluß an die Intrusion erhalten haben. Einige Detailergebnisse, die dafür sprechen und für unsere Untersuchungen von besonderem Interesse sind, seien kurz angeführt:

Die Mikrolithenbildung in den Plagioklasen ist eine sekundäre Umlagerung (F. BECKE, 1902/1903). E. WEINSCHENK (1903) lehnt diese Ansicht

ab, weil ihm die Beibehaltung der Kristallstruktur beim Übergang von basischem zu sauerem Plagioklas undenkbar erscheint.

Frei im Gefüge kristallisierter Epidot, Umwandlung von Hornblende zu Biotit und Umlagerung von basischem zu saurem Plagioklas sind Neubildungen bzw. sekundäre Umwandlungen im Zusammenhang mit der Metamorphose (F. BECKE, 1902).

Inverser Zonarbau bei Plagioklasen wird erstmalig als typische Erscheinung für metamorphe Gesteinsveränderung erkannt und in die Übergangszone zwischen 1. und 2. Tiefenstufe (entspricht etwa der oberen Mesozone) verlegt (F. BECKE, 1903, S. 123). Auch bei Epidot wird Zonarbau beschrieben als bedingt durch abwechselnd eisenreichere und eisenärmere Partien.

Schichtweise Anordnung von Klinozoisitnadeln in Plagioklasen werden gelegentlich beobachtet und als Abbildung einer ehemaligen Zonarstruktur gedeutet (F. BECKE, 1912, S. 550).

Auch bezüglich der Vergleichbarkeit von Tonalitgneisen des Hochalmspitzgebietes und des Zillertales mit dem Rieserferner-Tonalit ist in der letztgenannten Arbeit (S. 553) ein Hinweis zu finden.

An hervorragender Stelle, betreffend die Existenz verschieden alter granitischer Gesteine im Tauernhauptkamm, ist B. SANDER (1921) zu nennen. Er schlägt zur Koordinierung der Ergebnisse über das Alter der Tauernkristallisation und der Tauernschieferhülltektonik folgende Annahme vor (l. c. S. 179/180): „Es gibt unter den Tauerngneisen ältere, welche ihre Äquivalente in den Orthogneisen (z. B. Augengneis) der alten Gneise (= Altkristallin; vom Verfasser eingefügt) haben ..... und jüngere (z. B. Tonalite und Aplite), welche übrigens wohl ebenfalls Äquivalente innerhalb der „alten Gneise" haben. In den Tauern hätten auch die periadriatischen granitisch-tonalitischen Massen (Ordnung Brixner Granit—Rieserferner Tonalit) und vielleicht auch gewisse Ötztaler Tonalite ihre eventuell anderem tektonischem Schicksal entsprechenden metamorphen Vertreter. ..... Es verbirgt sich in den Tauern bei dieser Annahme sozusagen ein periadriatischer Intrusivbogen mit ganz anderem tektonischem Schicksal."

Damit hat B. SANDER meines Wissens erstmalig die Wahrscheinlichkeit einer ungleichalten Entstehung der „Zentralgneise" ausgesprochen und eine genetische Beziehung des jungen granitisch-tonalitischen Anteiles mit den periadriatischen Massen für möglich gehalten.

F. R. KOSSMAT (1924, S. 269) hält aus allgemeinen Überlegungen und einer Vergleichbarkeit der „Zentralgneise" mit den Periadriatica die „Zentralgneise" wiederum insgesamt für alpidisch.

H. WINKLER (1926) stellt die „Zentralgneisintrusion" in den östlichen Hohen Tauern in die Mittelkreide und unterscheidet innerhalb dieses Zeitraumes verschieden alte Intrusionen. Die Altersgliederung im Profil des Naßfeldertales bei Böckstein führte zum Ergebnis, daß die Syenitgneise älter, die Granitgneise jünger und die sauren Forellengneise die jüngsten Nachschübe wären.

F. ANGEL und F. HERITSCH (1931) resümieren aus eigenen Erfahrungen und der damals vorliegenden Literatur eine programmatische Stellung zur Altersfrage des sogenannten Zentralgneises. Danach existieren alte Intrusivmassen schon voroberkarbon und junge im Alttertiär. Zu letzteren werden die Periadriatica, die Granodiorite bis Tonalite des Ötztales und

die „zentralen Intrusivgesteine in den Hohen Tauern" in ihrer Gesamtheit gestellt. Die voroberkarbonen „alten Intrusivmassen" werden entstehungsmäßig mit den Alten Gneisen (B-Gneise nach SANDER) vereinigt.

H. P. CORNELIUS (1949) entscheidet sich auf Grund der Ergebnisse von H. KÖLBL (1932) für ein alpidisches Alter des „Zentralgneises" im nordöstlichen Venedigermassiv. Diese Altersgebung soll möglicherweise auch für das gesamte Granitgebiet des Venedigers gelten. Der Granatspitz-, Sonnblick- und Hochalmkern scheinen ihm nicht mit den Venedigergranitmassen vergleichbar. Zeitlich parallelisiert er die Venedigermasse mit den Periadriatica (l. c., S. 558). Andere daran anschließende Überlegungen (S. 559) sind für unsere Untersuchungen wichtig. H. P. CORNELIUS schreibt wörtlich: „Sollten sich weitere penninische Gneise im Westen wie im Osten als alpidisch erweisen, so könnte man darin STILLES hochorogene Plutone zu sehen versucht sein. Mir läge es allerdings näher, ihr Auftreten nicht in eine orogene Phase, sondern zwischen zwei solche zu verlegen; das heißt zwischen die erste (vorgosauische) alpidische Hauptphase und die laramische." Seiner Altersfolgerung liegt die Annahme der Existenz eines Tauernfenster-Nordrahmens im oberen Salzachtal zugrunde, wofür sich nach meinen derzeitigen feldgeologischen Ergebnissen noch keine überzeugenden Beweise zeigten. Der Vermutung, daß alle Venediger-Intrusiva alpidischen Alters wären, kann ich mich nicht anschließen. Wohl aber paßt die zeitliche Einstufung einer vorlaramischen Intrusion gut zu meinen Befunden.

H. LEITMEIER (1940) vergleicht die „Zentralgneise" insgesamt mit den Periadriatica und hält sie für alpidisch. Auch 1942 und 1950 wird diese Alterseinstufung vertreten, aber zunehmend mehr Nachdruck auf alpidische Granitisation und Ichorese gelegt. 1955, insbesondere 1956 kommt klar zum Ausdruck, daß junge Tonalite und Granite neben voralpidischen Graniten in den Tauern existieren sollten, deren Abgrenzung aber zurzeit nicht möglich wäre. Nach LEITMEIERS Meinung seien die „Granitodiorite" im Venedigerbereich keine Differentiate basischer Magmatite, sondern „durch Granitisation im weitesten Sinne des Wortes" (1956, S. 313) als „Aufschmelzungen nach Art der Periadriatica" (S. 316) entstanden. Bemerkenswert sind Hinweise, daß zu variskischer Zeit die gleichen Bildungsprozesse angenommen werden können (1956, S. 318), wie wir sie für die alpidische Orogenese annehmen.

Insgesamt geben LEITMEIERS Veröffentlichungen über die Zentralmassen der Hohen Tauern einen sehr guten Einblick in die Entwicklung des „Zentralgneisproblems" im Hinblick auf alpidische Alterseinstufung.

Nach Abschluß meiner Untersuchungen erschien ein Referat von G. FRASL (1958) über den heutigen Stand der Zentralgneisforschung. Der Verfasser setzt sich darin in erster Linie mit EXNERS (1957) Frontwechsel in der Zentralgneisgenese von ichoretischer Granitisation zu primärmagmatischer Granitentstehung im Tauernostende auseinander. Besonderen Wert legt G. FRASL auf die von ihm erkannte Bedeutung kristallographisch geregelter Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspaten als Beweis für die Existenz hochteilbeweglicher magmatischer Massen und als Gegenbeweis gegen EXNERS frühere Ansichten einer ichoretischen Granitisation. Bezüglich der Altersfrage schließt er sich aber der Ansicht EXNERS (l. c.) an, daß alle Granite im Tauernostende voralpidisch sind und zu alpidischer Zeit nur

eine stärkere Metamorphose erlebt haben. Für den Venedigerraum wird das variskische Alter von Granitgneisen der Sulzbach- und Habachzunge betont, welches nach meinen Ergebnissen (vor- oder frühalpidisches Alter der Augen- und Flasergranitgneise im Norden des Venediger-Hauptkammes) nicht so genau zeitlich festzulegen, aber doch wahrscheinlich ist.

C. Einige periadriatische Intrusivvorkommen und deren petrogenetische Vergleichbarkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten

Die folgenden petrographischen Untersuchungen erstrecken sich auf Material vom Rieserferner-Massiv (Hinterstes Antholzertal), vom Granit bei Lana (Meran) und vom Adamello-Massiv (Campo Carlo Magno und Nambronetal).

Der Zweck dieser Untersuchung ist letzten Endes ein geologischer. Es soll durch eine möglichst genaue Rekonstruktion der Kristallisationsgeschichte und deren Verhältnis zur sichtbaren Verformung ein brauchbares Indiz für einen Altersvergleich zwischen periadriatischen Intrusiva und Tauerntonalitgraniten auf lithologischer Basis gegeben werden, um die Schlußfolgerungen aus dem Tauernhauptkamm-Gebiet zu bestätigen.

Eingedenk der Problematik lithologischer Vergleiche scheint mir eine derartige Argumentation doch beweiskräftig; zumindest im gleichen Maße wie es Serienvergleiche fossilleerer Sedimente in der Stratigraphie sind. Hinzu kommt noch die benachbarte räumliche Lage der Periadriatica (insbesondere Brixner- und Rieserferner-Tonalit) und des Tauern-Tonalitgranits.

Es wird im weiteren besonderes Augenmerk einer gering vertretenen Mineralparagenese geschenkt, die mineralfacielle Verwandtschaft mit der Tauernkristallisation zeigt. Schließlich werden noch zwei neue chemische Gesteinsanalysen und fünf verrechnete Modalanalysen veröffentlicht.

Zum übersichtlichen Vergleich sind den Einzelbeschreibungen in gleicher Weise wie bei den Tauern-Tonalitgraniten Tabellen zur Gesteinscharakteristik vorangestellt.

I. Rieserferner-Tonalit

In Anbetracht der über den Rieserferner-Tonalit vorliegenden petrographischen Bearbeitung von F. BECKE (1892), die in ihren Ergebnissen und Einzelbeobachtungen auch den heutigen Ansprüchen gerecht wird und in manchem noch geradezu vorbildlich sein kann, beschränkte ich meine Untersuchungen auf 9 charakteristische Proben von Tonaliten und basischen Putzen (eigener Aufsammlung). Das Hauptgewicht legte ich dabei auf die Feldspatbeschreibung.

Abb. 33: Typischer Tonalitplagioklas mit „Kerngerüst" (Becke). Andesin/Labradorit korrodiert idiomorphen Bytownitkernbereich zu gerüst- bis ringförmigen Relikten (Konturen nachgezeichnet). Die Mikrolithenverteilung in den Plagioklasen der Tauerntonalitgranite bildet gleiche Gerüstformen ab (vgl. Abb. 16). Gekreuzte Nicols, etwa 40fache Vergrößerung.

Abb. 34: Gerüstplagioklas mit Bytownit-Ringgerüst (schraffiert und nachgezeichnet) im Kern (vgl. dazu Abb. 16 und 31 aus Tauerntonalitgraniten). Man beachte auch, daß Albit-Zwillingslamellen am Kerngerüst enden. Gekreuzte Nicols, etwa 140fache Vergrößerung.



Abb. 33

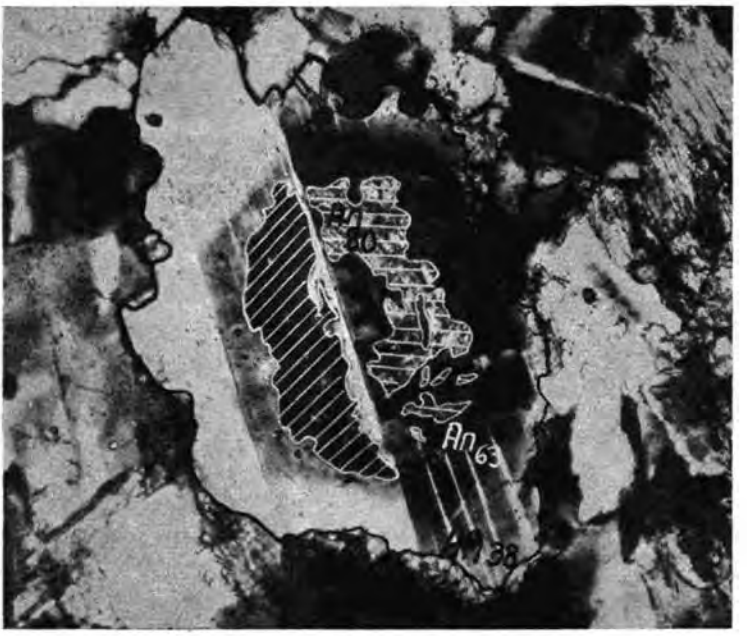


Abb. 34

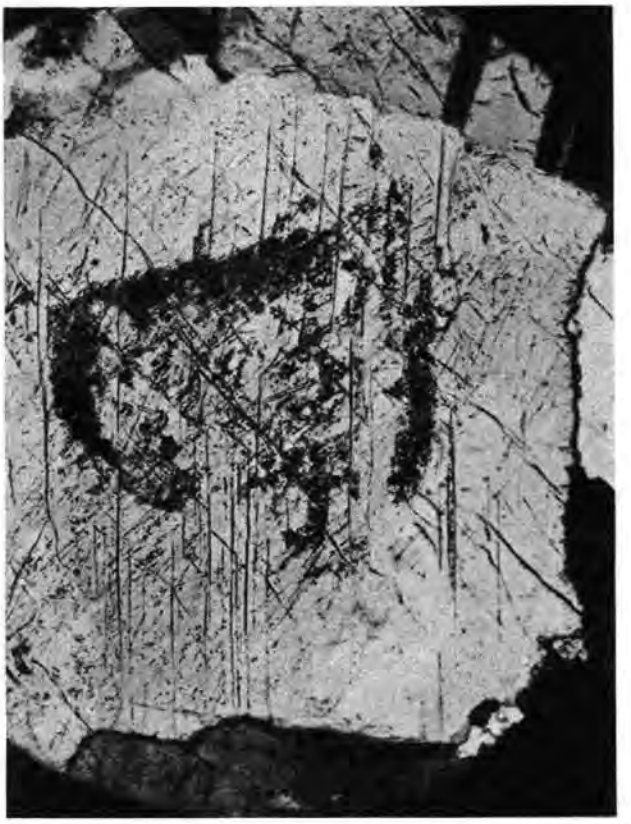


Abb. 35: Gerüstplagioklas mit feinkörniger Mikrolithenfüllung im Bytownitbereich. Kerngerüst (bzw. Kernring) wird durch beginnende Mikrolithenbildung nachgezeichnet und erzeugt gleiche Gefügebilder in Anfängen, wie sie in den Plagioklasen der Tauern- Tonalite vollendet sind (vgl. Abb. 16). // Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Tabelle zur Gesteinscharakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechan. Formung (Fm)	
Plagioklas (An_{80-24})	Plagioklas (An_{80-65}), $Biotit_a$	Kr_1 = Fm (magmat. Kristallisation mit gleichzeitiger Formung)	Gesamtformel: Kr_1 = = Fm → (Kr_2) (magmat. Kristallisation mit gleichzeitiger Deformation und schwacher anschließender kristalliner Regeneration)
Quarz			
Mikroklin und Aor/Mikr	Hornblende, Plagioklas (An_{60-35})		
Biotit	Plagioklas (An_{37-24}), Aor/Mikr		
Hornblende	Aor/Mikr		
Chlorit	Mikroklin, Quarz		
Akzessorien: oxyd. Fe-Erz, Granat, Titanit, Apatit, Karbonat, Oligoklas, Serizit, Pistazit, Orthit, Zirkon, Muskowit, (?) Zeolithe	Oligoklas, Quarz, Chlorit, Pistazit, Titanit, Muskowit, $Biotit_n$, $Hornblende_n$ Karbonat, (?) Zeolithe	Fm → (Kr_2) (Formung wird von einer schwachen Kristallisation überdauert)	

Plagioklas. Als hervorstechendes physiographisches Merkmal ist stark ausgeprägter Zonarbau zu nennen. Ein Hiatus zwischen schwach zoniertem Kern und vielfach feinrhythmisch zoniertem Hüllplagioklas unterteilt die Körner in zwei Bereiche. Die Kernbereiche sind meist durch den Hüllplagioklas zu schwammartigen „Kerngerüsten" (F. BECKE, 1892) oder zu Kernringen korrodiert (vgl. Abb. 33 und 34) und zeigen oft scharfe Grenzen gegen die aggressive Hülle. Die Hülle besitzt normalen Zonarbau mit unstetiger Abnahme der Basizität von innen nach außen durch periodisch eingeschaltete Rekurrenzen. Die sauerste Außenzone löscht häufig einheitlich aus und ist gegen die Nachbarkörner unregelmäßig begrenzt. Oft ist es erst der Plagioklas dieser Außenzone, welcher die zentralen basischen Kerne zu den oben genannten Gerüsten oder Kernringen korrodiert. Auf diese Weise entstehen nicht selten Inversionen in der Basizitätsabfolge, die mit Inversbau im Sinne einer Temperaturerhöhung während der Plagioklaskristallisation nichts zu tun haben. Die saueren Randplagioklase lassen in geringem Maße noch eine nachtektonische Kristallisation erkennen, die zur später erläuterten „Rekristallisation" zu stellen ist.

20 Plagioklase wurden bestimmt. Sie zeigen folgende An-Gehalte:

Korrodierte Kerne An_{80-65} (Mittelwert An_{73}). In Fällen merklicher Mikrolithendurchstäubung erniedrigt sich typischerweise der An-Gehalt um mehrere Prozente.

Hüllplagioklas ohne äußeren Randbereich An_{60-35} (Mittelwert An_{48}).

Rand An_{37-24} (Mittelwert An_{30}).

Für unsere Betrachtung ist die Existenz sehr basischer Kerne und Kernringe wichtig. Wir glauben, diese in den Tonalitgraniten der Hohen-Tauern durch die Anordnung der Mikrolithenfüllung abgebildet zu sehen. Erste Anzeichen einer Mikrolithenbildung zeigen auch hier bereits viele basische Kerne und Kernringe. Die Mikrolithen sind typischerweise meist noch staubähnlich feinstkörnig. Wahrscheinlich handelt es sich um Karbonat, Serizit und Klinozoisit; nur gelegentlich existieren auch größere Muskowitschuppen. Abbildung 35 zeigt ein derartig gefülltes Kerngerüst bzw. einen Kernring. Diese Abbildung soll außer der Vergleichbarkeit mit gefüllten Plagioklasen der Tauern-Tonalitgranite die authigene Mikrolithenbildung als Umlagerung ehemals basischer Plagioklasbereiche erhärten. Die Erniedrigung der Basizität in solchen durchstäubten Kernen beträgt mehrere Prozent An-Gehalt. Neben der Mikrolithenbildung ist häufig feine Durchäderung mit (wahrscheinlich) Zeolithmineralien gegeben [1]). Die basischen Kerne müssen auf Grund ihrer typisierenden korrodierten Begrenzung in den meisten Fällen schon als Festkörper im intrudierenden Magma vorhanden gewesen sein. (BECKE vermutet wegen der korrosiven Kerne eine Zweiteilung innerhalb der Tonaliterstarrung.)

Außer den Normaltonaliten, wie sie auch bei F. Becke (1894) bezeichnet sind, gibt es makroskopisch hellere Typen mit höherem Kalifeldspat- und Quarzgehalt. Es ist bezeichnend, daß solche Tonalite weniger basische Kerngerüste oder Kernringe besitzen. Die basischsten Plagioklasbereiche erreichen dann maximal An_{60} (Durchschnitt An_{48}). Sie entsprechen nach Basizität und Ausbildung dem Hüllplagioklas der Normaltonalite. Innerhalb der Tauerntonalitplagioklase könnten sie mit jener Gruppe von Plagioklasen verglichen werden, die auf Grund geringerer Mikrolithenfüllung bei der Zurückrechnung Andesine ergeben.

Für das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation sind häufige Protoklasen kennzeichnend. Abbildung 36 und 37 zeigen demonstrative Beispiele dafür. Plagioklaszerbrechungen werden durch Randplagioklas, durch Quarz und in kalifeldspatreichen Gefügen auch durch Kalifeldspat verheilt. Ebenso finden sich Rupturen, die von Mineralien der jüngsten Gesteinsumlagerung verheilt sind. Die Tatsache, daß verschieden alte Mineralbildungen die Plagioklasrupturen verheilen, beweist eine länger wirksame mechanische Formung während der magmatischen Kristallisation und darf geologisch wohl als Hinweis für syntektonische Tonalitplatznahme verstanden werden.

Verdrängung von Biotit oder randliche Umschließung desselben stellen den Hüllplagioklas in der Kristallisationsabfolge nach Biotit, während Hornblende und basischerer Hüllplagioklas sich gegenseitig umschließen und als gleich alt gedeutet werden.

[1]) Die gleichen Sekundärbildungen sind auch im Adamellomaterial vorhanden und dort mit einiger Wahrscheinlichkeit als Zeolithe bestimmt worden.

Abb. 36: Ausschnitt aus einem Tonalitplagioklas mit Kerngerüst (An_{60-65}). Der den Kern umhüllende Andesin (An_{45-53}) ist protoklastisch und durch An_{35} verheilt. Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

Abb. 37: Protoklastischer Andesin (An_{40-50}) ohne Kerngerüst mit verschieden alten Protoklasen. Im Bilde oben: Ruptur von An_{35} verheilt; unten: Ruptur von Quarz verheilt. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



Abb. 36

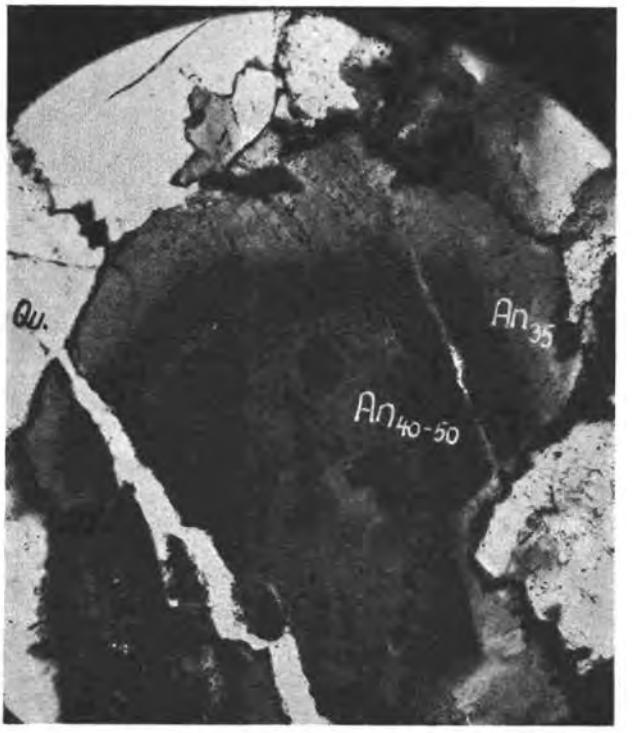


Abb. 37

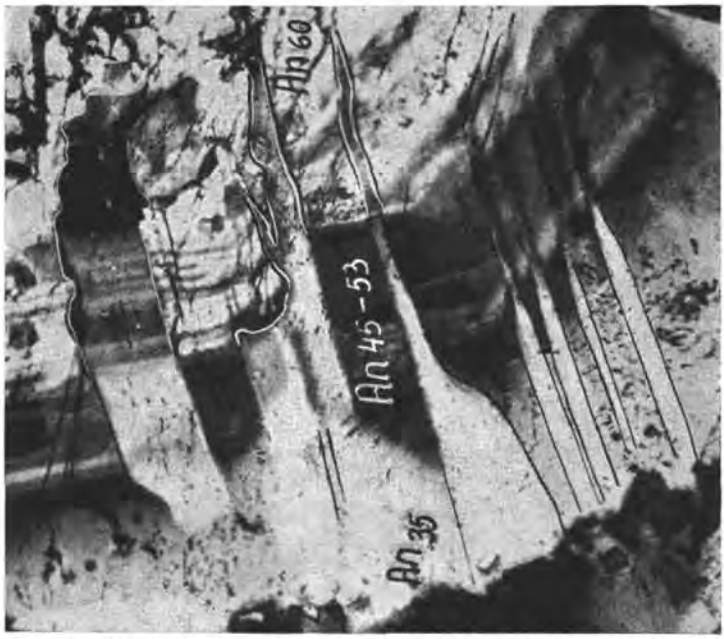


Abb. 38: Ausschnitt aus einem Tonalitplagioklas mit Kerngerüst (An_{60}) und Hüllplagioklas (An_{35-53}). Albitzwillingslamellen (Konturen nachgezeichnet) verändern sich bei Eintritt in basischere Zonen und verlieren sich schließlich ganz im Gerüstkern. Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

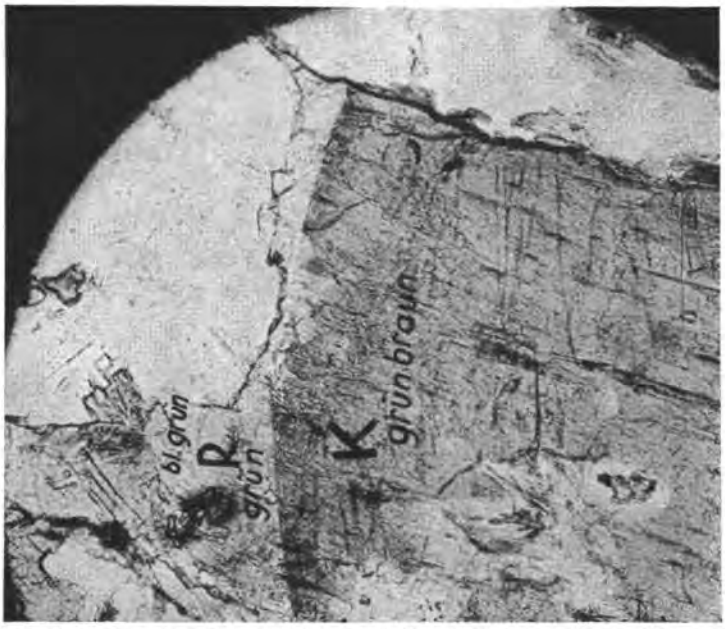


Abb. 39: Gemeine Hornblende mit // Z grünbraunem Kern (K) und grünem bis blaugrünem Rand (R). // Nicols, etwa 90fache Vergrößerung.

Im Kalifeldspat eingeschlossene Plagioklase sind in ihren äußersten Zonen basischer als die Randbereiche freikristallisierender Plagioklase. Daraus ist zu erschließen, daß die Kalifeldspatkristallisation bereits einsetzte, ehe die Plagioklaskristallisation zu Ende war. Die von F. BECKE (1894, S. 392) erwähnte netzartige jüngste Durchäderung mit Albit konnte ich allerdings nicht beobachten.

Allgemein interessant sind Beobachtungen über Beziehungen zwischen Zwillingsbildung und Basizitätsunterschieden. Abbildung 38 und auch Abbildung 34 zeigen, wie sich die Albitlamellen an Basizitätsgrenzen ändern und schließlich im basischen Kern zungenartig enden. Andere Beispiele lassen erkennen, daß Lamellen des Hüllplagioklases bei Eintritt in rekurrente basischere Bereiche „wackelig" werden oder, daß größere Basizitätssprünge durch besonders gut ausgebildete (001)- und (010)-Lamellen nachgezeichnet sind. Zweifellos demonstrieren diese Beobachtungen, daß der Zonarbau älter als die Zwillingsbildung ist. Sehr wahrscheinlich sprechen sie aber auch für eine Abhängigkeit der Zwillingsbildung vom Chemismus und der Bildungstemperatur. In die gleiche Richtung weisen Beobachtungen, wonach Karlsbader Zwillinge früher entstehen als Albitzwillinge (vgl. Abb. 34).

Der ausgeprägte Zonarbau mit häufigen Rekurrenzen wird als Folgeerscheinung relativ schneller Abkühlung verstanden, was als Hinweis für Erstarrungsbedingungen und Druckwechsel in geringer Rindentiefe gewertet werden kann [1]).

Wir erfahren also von den Plagioklasen zur Geschichte des Gesteins, daß es sich um syntektonische Intrusionen in hohes Krustenniveau handelt.

Quarz

Quarze füllen die Zwickel zwischen Plagioklas, Biotit und Hornblende und sind häufig durch mechanische Beanspruchung in Überindividuen (vgl. B. SANDER, 1950, S. 63) zerlegt. Meist zeigen sie Undulation, in Gesteinstypen mit erkennbarem s auch linsige Zerlegung. Der Großteil der Quarze ist offenbar primärmagmatischen Ursprunges, wie aus dem Korngefüge und aus protoklastischen Rupturverheilungen, insbesondere bei Feldspaten, erschlossen werden kann. Nur geringe Anteile gehören einer sekundären Kristallisation an.

---

[1]) Diese Überlegungen sind bereits bei F. BECKE (1894, S. 416/417) angedeutet. Sie wurden mir in ihrer genetischen Auswertung als Hinweis für subvulkanische oder hochplutonische Erstarrungsbedingungen durch Diskussionen mit Prof. H. BORCHERT besonders deutlich, welcher im oszillierenden Wechsel von Anreicherung und Abfuhr der flüchtigen Substanzen die wesentliche Ursache des Zonarbaues mit Rekurrenzen sieht. In einfachen Fällen können ± plötzliche Druckwechsel durch Öffnung von Vulkanschloten bewirkt werden. Erstarrung des Schlotmagmas bedingt Druckanstieg im subvulkanischen Herd und damit allmählich zunehmende Albitgehalte in den Plagioklashüllen. Druckentlastung erzeugt mit meist schärferem Hiatus eine An-reiche Rekurrenz. In diesem Sinne sind die Plagioklase empfindliche Manometer der Erstarrungsgeschichte von magmatischen Herden.

Für Vergleichszwecke mit den Tauerntonaliten ist die primäre Natur des Quarzes, seine paratektonische Kristallisation und die Existenz von Überindividuen wesentlich.

Kalifeldspat

F. BECKE (1894) bestimmte in einigen Fällen Mikrokline. 13 U-Tischbestimmungen ergaben nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) Mikrokline mit 2 V x zwischen 71 und 85°; in 8 Beispielen Aor/Mikr mit 2 V x zwischen 59 und 67°. Beide Kalifeldspatarten sind überwiegend ungegittert. Sie besitzen aber oft schattenhaftes Auslöschen mit einzelnen Flecken feinster Gitterung. Altersmäßig sind sie vorläufig nur unsicher unterscheidbar. Die Mikroklinkörner führen stets Perthit und sind größer als die Aor/Mikr-Körner. Allgemein zeigen große Kalifeldspatkörner fleckigen Wechsel wahrscheinlich zwischen Aor/Mikr- und Mikroklinbereichen, was auf Umlagerung eines ursprünglichen Kalifeldspates hinweisen könnte.

Für Aor/Mikr liest man mit Hilfe der 2 V x-Kurven (TRÖGER, l. c., S. 96) eine chemische Zusammensetzung zwischen $Ab_{30}\,Or_{70}$ und $Ab_{47}\,Or_{53}$ ab[1]); für Mikroklin auf der Adular+Mikroklin-Kurve $Ab_{13}\,Or_{87}$ bis $Ab_{30}\,Or_{70}$. Setzt man die Verwendbarkeit der Kurven auch für die von mir gemessenen Kalifeldspate voraus, so wäre hier eine Na-Quelle für eventuelle spätere Stoffverlagerungen während einer Regionalmetamorphose (z. B. die Tauernkristallisation) zu suchen.

Kalifeldspat als Gefügekomponente ist stets durch allotriomorphe Kornbegrenzung gekennzeichnet; er füllt Zwickel zwischen Plagioklas und den femischen Mineralien aus, zusammen mit Quarz. Verdrängung von Plagioklas und häufige Myrmekitbildung stellen ihn zeitlich zum größeren Teil nach Plagioklas, zum geringeren Teil neben diesen, der dann als Oligoklas die Plagioklaskristallisation beschließt. Man beachte also, daß auch hier wie in den Tauern-Tonalitgraniten zur Zeit der Oligoklasbildung wahrscheinlich Aor/Mikr entsteht. Diese „Symbiose" ist aber in den periadriatischen Tonaliten der primärmagmatischen Kristallisation anzuschließen, in den Tauern hingegen der nachfolgenden Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation).

Biotit

Sofort auffallend gegenüber den grünbraunen Biotiten der Tauern-Tonalitgranite ist die intensivere Färbung (x = hellgelbbraun, y und z = dunkelrotbraun). Es wird daraus geschlossen, daß sie FeTi-reicher als erstere sind. Titaniteier- und Klinozoisit/Pistazitbildung tritt stark zurück.

---

[1]) Es kommt zweifellos nur die Kurve für Orthoklas in Betracht, was aber voraussetzt, daß die abgelesenen Werte für trikline „Orthoklase" gelten. Vielleicht wäre es richtiger, an Stelle von Aor/Mikr doch Or/Mikr zu schreiben; da aber die (001)-Pole dieser Kalinatronfeldspate im Stereogramm immer zwischen der Signatur für Anorthoklas und Mikroklin liegen, soll aus beschreibenden Gründen diese Bezeichnungsweise vorläufig beibehalten werden.

Es gibt aber genügend Beispiele, wo diese Neubildung zusammen mit schwacher, sekundärer Biotitumlagerung oder Chloritisierung am Kornrand zu beobachten ist. Dort zeigt dann der Biotit die gleiche Eigenfarbe wie die Tauernbiotite (hellgelb zu grünlichbraun). Wir erschließen daraus den Beginn eines gleichen Umsetzungsvorganges, wie er in den Tauern-Tonalitgraniten durchgreifend vollendet ist. Überwiegt Chloritisierung, so ist Leukoxen und Karbonat häufiger als Pistazit zu finden. Insgesamt könnte diese sekundäre Umlagerung als kurzfristige Metamorphose im Temperaturmilieu einer Epidot-Amphibolitfacies betrachtet werden.

In der Mineralabfolge ist Biotit vor Hornblende zu stellen, was auch den Beobachtungen von F. BECKE (1894) entspricht. Seine Feststellung, daß in Biotitaußenbereichen basische Plagioklaskerngerüste ohne Hüllplagioklas eingeschlossen sind, stellt die Biotitkristallisation zeitlich zumindest neben die erste Plagioklaskristallisation. Möglicherweise sind die basischen Plagioklaskerne sogar noch älter als die Biotite.

Hornblende

4 eigene Messungen ergaben nach den Achsenwinkeln und der Auslöschungsschiefe (z $\wedge$ c) gemeine Hornblende mit teilweise barroisitischer Ausbildung am Rand. Die Fe''MnTi-Gehalte liegen zwischen 26 und 46%. 2 V x-Messungen von BECKE lassen für braungefärbte Kernbereiche 52%, für grüne Ränder 43% Fe''MnTi in den TRÖGERschen Kurven (1956, S. 77) ablesen.

Meine Beobachtungen sind der Beschreibung bei F. BECKE (1894, S. 398/399) anzuschließen, wo zwischen dunkelgrünen bis blaugrünlichen Außenbereichen und braunen Kernen (vgl. Abb. 39) unterschieden wird. BECKE deutet den Unterschied als nachträgliche Veränderung. Ebenso erwähnt er blaßblaugrüne bis farblose, faserige oder stengelige Hornblendeneubildungen.

Wiederum findet sich zu solchen sekundären Umlagerungen und Neubildungen eine Parallele in der höchsttemperierten Tauernkristallisation. Ein Unterschied würde nur im verschieden starken Durchgreifen der Umlagerung liegen.

Akzessorien

Außer oxydischem Eisenerz, Granat, Apatit und Zirkon müssen hier wegen ihrer geringen Menge auch Mineralbildungen der sekundären Kristallisation (Kr_2) aufgeführt werden. Es sind dies Serizit, Pistazit, Orthit, Titanit, $Biotit_n$, $Hornblende_n$, Karbonat und Zeolithe (?).

Auf Grund der engen Verknüpfung von Orthit und Pistazit neige ich eher zur Auffassung einer sekundären Orthitbildung im Sinne von G. REIN (1952) als zur Frühausscheidung während der magmatischen Hauptkristallisation, wie dies BECKE annimmt.

Die Gehalte an oxydischen Eisenerzen sind geringfügig höher als in den Tauern-Tonalitgraniten.

Basische Einschlüsse

Die Rieserferner-Tonalite sind ebenso wie die Tauern-Tonalitgranite durch häufige dunkle Einschlüsse charakterisiert. Nach F. BECKE (1894, S. 424) handelt es sich um „biotitreiche Contactgneisse" der Schieferhülle, um „hornblendereiche Schiefereinschlüsse" und um „lichte Gneiseinschlüsse". Letztere sollen möglicherweise aus der unbekannten Unterlage des Tonalitkernes stammen.

Eigene Untersuchungen von drei basischen Putzen schlierenartiger Ausbildung ergaben in zwei Fällen kleinkörnige, hornblendereiche und kalifeldspatarme Tonalite. Die dritte Putze war vortonalitisch ein Amphibolit.

Im Vergleich mit den Einschlüssen in den Tauerntonaliten können die von dort bekannten Biotit-Plagioklaseinschlüsse mit den „biotitreichen Contactgneissen", die Amphibolite mit den „hornblendereichen Schiefereinschlüssen" parallelisiert werden. Basische Tonalitschollen sind in den Tauerntonaliten durch die stärkere metamorphe Umlagerung nicht mehr von ehemaligen Metabasiten unterscheidbar. Für die „lichten Gneisse" sind in den Tauerntonalitgraniten bisher keine äquivalenten Einschlüsse bekannt.

Fassen wir abschließend die Ergebnisse an Hand der Tabelle zur Gesteinscharakteristik zusammen, so zeigt das Verhältnis Kristallisation zu mechanischer Formung eine paratektonische magmatische Hauptkristallisation und eine schwache nachtektonische Umkristallisation. Zwischen beiden Kristallisationen fehlt eine scharfe Grenze, wie sie in den Tauerntonalitgraniten angenommen wird [1]). Die Frage, ob die jüngere Kristallisation Kr_2 die Tauernkristallisation in diesem Raume darstellt oder etwa eine Autometamorphose ist, kann noch nicht endgültig beantwortet werden.

Für unsere vergleichenden Betrachtungen ist jedoch wichtig, daß aus den Rieserferner-Tonaliten durch beginnende sekundäre Umlagerungen in Anfängen tatsächlich die gleiche Mineralparagenese entsteht, wie sie in den Tauern-Tonalitgraniten vollendet vorliegt.

Bezeichnenderweise zeigt auch die Mikrolithenbildung in den Plagioklasen dort eine deutliche Zunahme, wo mehr sekundäre Mineralumlagerungen feststellbar sind. Sie zeichnet dann einwandfrei die Kerngerüste und Kernringe der Plagioklase nach und erzeugt die gleiche Verteilung, wie sie in den Plagioklasen der Tauerntonalit-Granite zu sehen ist.

Abschließend wird eine neue chemische Analyse einer Tonalitprobe vom Rieserferner veröffentlicht.

---

[1]) Es sei aber bemerkt, daß auch in den Tauerntonaliten eine protoklastische Formung nicht auszuschließen ist.

Chemische Analyse Nr. 5 (C 5)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 513),

Ort: Rieserferner, Umgebung Antholzersee,

Analytiker: Dr. H. Werner.

Ein-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	65,67	10.934	62,50	125,00	si_K = 170	si = 266
$AlO_{3/2}$	15,92	3.123	17,85	26,77	al_K = 49	al = 38
TiO_2	0,67	84	0,48	0,96		
$FeO_{3/2}$	0,61	76	0,43	0,64		
FeO	3,57	497	2,84	2,84	fm_K = 15	fm = 23
MnO	0,07	10	0,06	0,06		
MgO	1,45	360	2,06	2,06		
CaO	4,77	851	4,86	4.86	c_K = 13	c = 21
$NaO_{1/2}$	3,03	977	5,59	2,79	alk_K = 23	alk = 18
$KO_{1/2}$	2,46	522	2,98	1,49		
ZrO_2	0,02	1	0,01	0,02		
$PO_{5/2}$	0,19	27	0,15	0,37		
CO_2	0,14	32	0,18	0,36		
S	0,01	(3)	(0,02)	—		
H_2O+	1,28	(710)	(4.06)	—		
H_2O-	0,06	—	—	—		
Summe	99,92	17.494	99,99	168,22		
			—O für (OH)	4,06		
			O	164,16		
			(OH)	8,12		
			S^{2-}	0,04		
			Anionen für 100% Kationen	172,32		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

II. Tonalite und Granite von Lana bei Meran

Es wurden nur wenige Normaltonalite untersucht, da sich deren Vergleichbarkeit mit den Rieserferner-Tonaliten sofort zeigte. Interessanter waren die im gleichen Vorkommen vertretenen kalifeldspatreichen Tonalite und Granite. Sie werden etwas ausführlicher beschrieben. In Fällen,

wo gleiche Beobachtungen wie im Rieserferner-Tonalit vorlagen, sind diese, um Wiederholungen zu vermeiden, nur aus der nachfolgenden Gesteinscharakteristik zu entnehmen.

Normal-Tonalit:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
Plagioklas (An_{70-43}) Quarz Hornblende Biotit Chlorit Pistazit Klinozoisit Akzessorien: Apatit, oxyd. Fe-Erz, Titanit, Zirkon, Orthit, (?) Zeolithe	Apatit Plagioklas (An_{70}), $Biotit_a$ Plagioklas (An_{65-43}), Hornblende, Erz Hornblende, Quarz, Erz Quarz, $Biotit_n$, Chlorit, Klinozoisit, Pistazit, Titanit Quarz, (?) Zeolithe	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (Kristallisation wird von mechanischer Formung überdauert) (Kr_2) (schwache Kristallisation)	Gesamtformel: $Kr_1 \rightarrow Fm \rightarrow (Kr_2)$

Kalifeldspatreicher Tonalit (Adamellit):

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
Plagioklas (An_{63-20}) Quarz Na-Orthoklasperthit Biotit Chlorit Akzessorien: Apatit, Hornblende, oxyd. Fe-Erz, Orthit, Granat, Titanit, Muskowit, Klinozoisit, Pistazit, Zirkon	Apatit, Zirkon Plagioklas (An_{63-59}), $Biotit_a$ Plagioklas (An_{50-20}), Hornblende, Erz Plagioklas (An_{30-20}), Quarz, Na-Orthoklasperthit Oligoklas, Quarz, Chlorit, $Biotit_n$, Serizit, Klinozoisit/Pistazit, Titanit, Granat Quarz	$Kr_1 = (Fm)$ (Kristallisation mit gleichzeitiger schwacher Formung) Kr_2	Gesamtformel: $Kr_1 = (Fm) \rightarrow Kr_2$

Granit:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
Quarz Orthoklasperthit Plagioklas (An_{26-5}) Karbonat Biotit Serizit Chlorit Akzessorien: Pistazit, Titanit, Apatit, Zirkon, oxyd. Fe-Erz	Apatit, Zirkon $Biotit_a$ Plagioklas (An_{26-5}) Orthoklasperthit, Quarz Albit, Quarz, Serizit, Karbonat, $Biotit_n$, Pistazit, Titanit, oxyd. Erz, Chlorit Karbonat	Kr_1 = (Fm) Kr_2	Gesamtformel: Kr_1 = = (Fm) → Kr_2

Plagioklas

Die Basizitätsstreugrenzen sind charakteristisch nach der Gesteinsbasizität abgestuft, soweit es sich um die Kristallisationsprodukte der Hauptkristallisation handelt.

Physiographisch liegen typische Zonarplagioklase vor mit unterschiedlich starker Mikrolithenbildung (Serizit, Klinozoisit/Pistazit, Karbonat). Die Füllung ist am stärksten in den sauersten Gesteinstypen, den Graniten, und am schwächsten in den Tonaliten. Das muß als Hinweis gelten, daß die Mikrolithenbildung in diesem Falle Ausdruck einer magmatischen Restkristallisation ist. Sie ist also endometasomatisch (ERDMANNSDÖRFFER) und nicht etwa die Folge einer alpidischen Regionalmetamorphose, was im Rieserferner-Tonalit noch nicht auszuschließen war. In allen beobachteten Fällen bilden die Mikrolithenanhäufungen wieder ehemaligen Zonarbau bzw. „Gerüstkerne" und Kernringe ab. Ein Beispiel dafür zeigt Abbildung 40.

Man beobachtet, daß in den granitischen Gesteinstypen basische Gerüstkerne fehlen und die basischsten Zonen ursprünglich höchstens An_{40} gewesen sein können (geschätzt nach der Klinozoisit/Pistazit- und Karbonatmenge der Fülle). Bei dem engen Nebeneinander von Granit und Tonalit ergibt sich als naheliegende Schlußfolgerung, daß solche Plagioklase die selbständig kristallisierte Feldspatsubstanz der Hüllplagioklase von Normaltonaliten darstellen und daher die Granite dieses Raumes als Differentiationsprodukte zu verstehen sind.

Die Albitbildung sowohl als Anwachsrinden an Oligoklasen wie auch als Schachbrettalbit wird der granitischen Restkristallisation zugestellt.

Demgegenüber besitzen die kalifeldspatreichen Tonalite (Adamellite A. CATHREIN, 1890) und die Tonalite vom Normaltypus die charakteri-

stischen Plagioklase mit Gerüstkern und Hülle, wie sie schon aus dem Rieserferner-Gebiet beschrieben wurden. Die gemessenen Basizitäten liegen für die Kerne oder Kernringe zwischen An_{70} und An_{60}, für die Hüllplagioklase zwischen An_{60} und An_{20}.

Die Plagioklase stehen in der Mineralabfolge ungefähr am gleichen Platz wie im Rieserferner-Tonalit.

Kalifeldspat

Kalifeldspate wurden sowohl in tonalitischen als auch in granitischen Gesteinstypen gemessen. Wie bisher, tritt der Kalifeldspat zwickelfüllend zwischen Plagioklas und femischen Mineralkomponenten zusammen mit Quarz auf. Er unterscheidet sich in den Meßwerten innerhalb der verschieden saueren Gesteine von Lana nicht, wohl aber von jenem im Rieserferner. Es wurden vorwiegend Orthoklase bestimmt. Die Pole für (001) und $(\bar{1}5\ 0\ 2)$ fallen auf die Signatur für Orthoklas oder liegen zwischen Orthoklas und Na-Orthoklas im Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1). Ihre 2 V x liegen zwischen 50 und 66° (Mittelwert 58°) und ergeben eine durchschnittliche Zusammensetzung von $Or_{70}Ab_{30}$. Nur drei Messungen zeigten eine Mittellage zwischen Anorthoklas und Mikroklin — also Aor/Mikr — wie sie in den Rieserferner-Tonaliten vorliegen.

In vielen Orthoklaskörnern löschen Rand und Kern unterschiedlich aus. In einem Beispiel war dies zu messen und ergab für den Kern Orthoklas, für den Rand Aor/Mikr. Das entspricht der Vorstellung, daß Aor/Mikr eine Umlagerung von Orthoklas darstellt und als Übergangslage zwischen Orthoklas und Mikroklin aufzufassen sein dürfte (vgl. S. 52).

Oft sind Perthite nach $(\bar{1}5\ 0\ 2)$ zu beobachten, die in strenger Parallelorientierung nahezu wie Plagioklaslamellen aussehen. Am Kornrand gehen sie allmählich in die geläufigeren unregelmäßigen Perthitschnüre über.

Makroskopisch rötlich gefärbte Granite lassen Zusammenhänge zwischen Perthitentmischung und rötlicher Durchstäubung der Orthoklase erkennen. Je mehr Perthite existieren, umso intensiver ist die rötliche Bestaubung. Wir nehmen an, daß der rötliche Staub entmischtes oxydisches Eisen ist und schließen daher, daß die Eisenausscheidung analog auch zur Perthitentmischung eine Folge stärkerer Autometamorphose ist. In den gleichen Schliffen sind bezeichnenderweise die Plagioklase stärker serizitisiert und karbonatisiert.

In dieselbe Richtung weisen auch verschiedene Feldbeobachtungen: Zum Beispiel finden sich im Adamello-Gebiet (Nambronetal) Fallblöcke, die nur beiderseits junger Gängchen mit Epidot, Feldspat und Quarz rot gefärbte Kalifeldspate besitzen. Im Brockengranit (Königskrug) werden Drusenhohlräume von Bereichen mit rot gefärbtem Kalifeldspat umhüllt. Ebenso dürften rötliche Granitzonen als äußerste Gesteinsveränderungen beiderseits von Zinnerzgängen (Cornwall) zu erklären sein und schließlich wohl auch die Rotfärbung ganzer Granitmassive.

In einem kalifeldspatreichen Tonalit war als Perthitplagioklas An_{20-23} zu messen. Dieses Ergebnis ist mineralfaciell wichtig, weil es zeigt, daß der gleiche Plagioklas aus Kalifeldspat entmischt wird, wie er jeweils als sauerster Außensaum an den zonaren Gesteinsplagioklasen kristallisierte. In granitischen Gesteinen mit Albit als letzter Plagioklashülle führen auch die

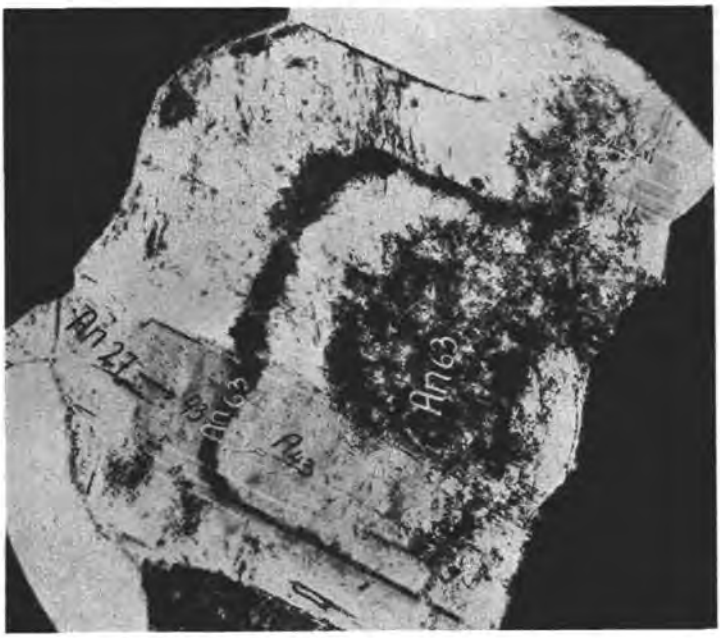


Abb. 40: Plagioklas aus Adamellit mit gefülltem basischen Kern- und Ringbereich (An_{63}). Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

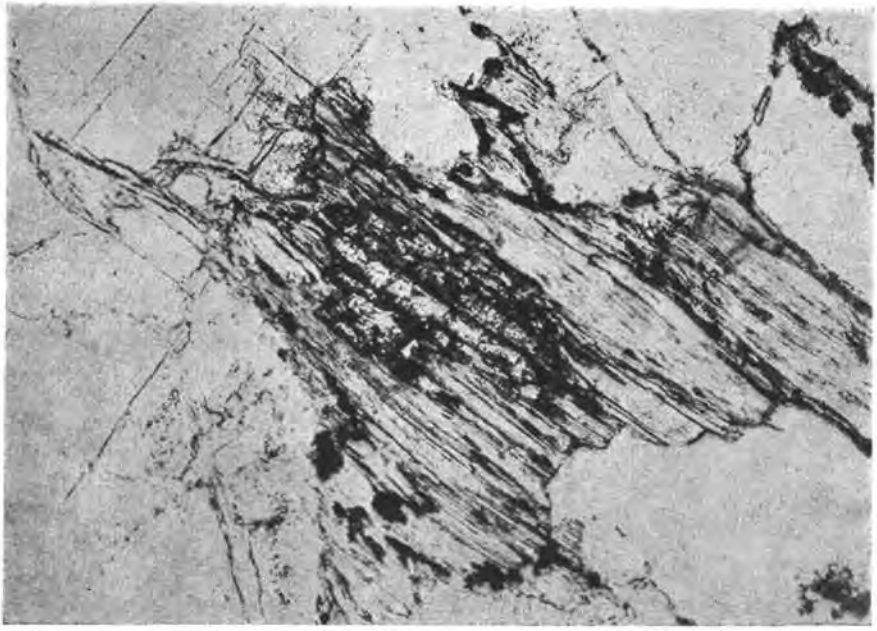
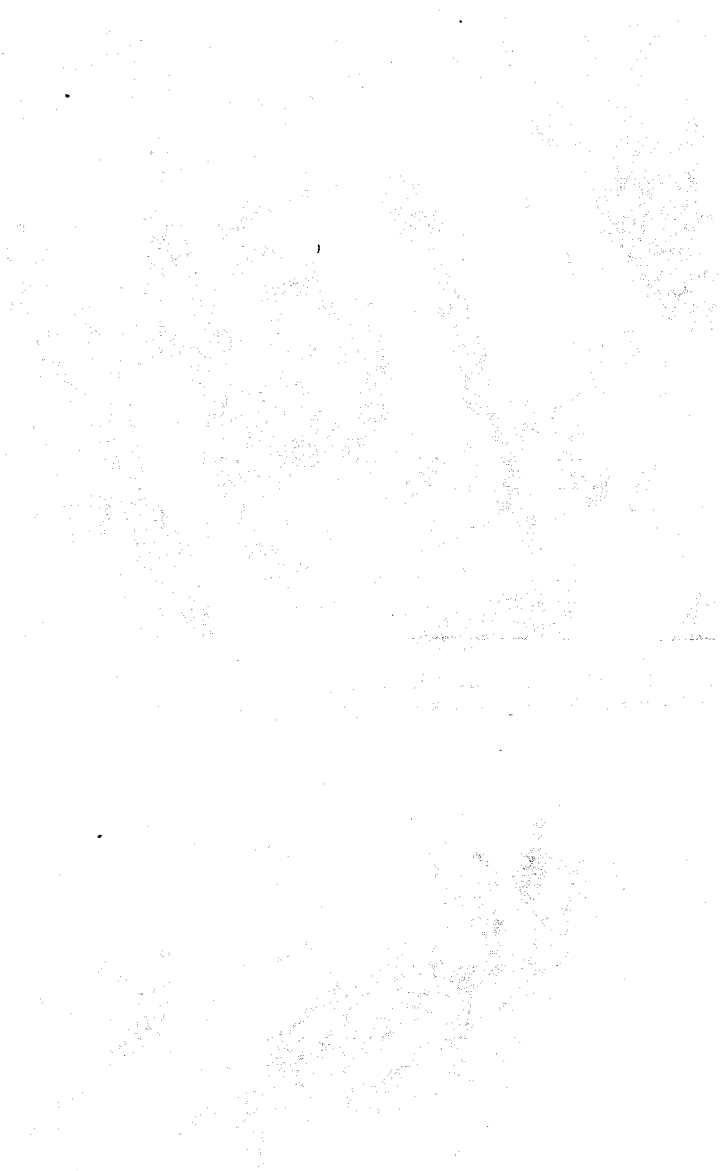


Abb. 41: Beginnende Pistazitpseudomorphose nach Biotit. Ein überzeugendes Beispiel für Pistazitbildung aus Biotit. // Nicols, etwa 120fache Vergrößerung.



Kalifeldspate albitische Perthite. Es ist somit kein Zufall, wenn in perthitischen Kalifeldspaten von Graniten neben den Albitspindeln meist winzige Karbonatkörnchen zu sehen sind. Ich betrachte sie als letzte, nieder temperierte Entmischung ursprünglich basischerer Perthitausscheidungen.

Wir müssen nach all diesen Beobachtungen annehmen, daß der Kalifeldspat der magmatischen Hauptkristallisation außer Na auch etwas Ca und Fe eingebaut hat. Es ist bezeichnend, daß seine Kristallisation — aus Verdrängungs- und Umschließungsgefügen zu erkennen — in dieselbe Zeit fällt, in der Andesin- bis Oligoklaszonen an den Plagioklasen kristallisieren, womit eine heuristische Aussage über den Temperaturbildungsbereich gegeben ist. Es ist daher wahrscheinlich, wenn wir die Beobachtungen an den umgelagerten Kalifeldspaten der Tauern-Tonalitgranite mit einbeziehen, daß die höhere Bildungstemperatur und das steilere Temperaturgefälle, wie es die Periadriatica kennzeichnet, die Entwicklung der Orthoklasoptik und einen stärkeren Einbau von Na, Ca und Fe bedingten.

Versuchen wir abschließend die Beziehung zu den Tonalitgraniten der Hohen Tauern herzustellen, so können wir die Aor/Mikr in den Tauern nunmehr als vor-tauernkristalline, aber auch als tauernkristalline Umlagerungen ehemaliger Orthoklase betrachten, die im Temperaturbereich für stabilen Oligoklas vor sich gingen.

Weiter ist die Feststellung von Bedeutung, daß es tonalitische Gesteinstypen mit reichlich Kalifeldspat gibt, die Übergänge zu Biotitgraniten herstellen, aber als Tonalitabkömmlinge erkennbar sind. Es werden damit granitische Teilbereiche innerhalb der Tauern-Tonalitgranite verständlich und zu einem zusätzlichen Vergleichsmerkmal mit den Tonalit-Graniten der Periadriatica.

Biotit

Wie im Rieserferner-Tonalit existieren kräftig gefärbte Biotite (x = hellgelb, y+z = dunkelrotbraun). Sie zeigen gleichfalls sekundäre Umlagerungen am Kornrand oder längs der Spaltbarkeit. Die Umlagerungsbereiche besitzen den Pleochroismus der Tauernbiotite, ebenso Titanit- und Pistazitneubildungen. Statt Titanit tritt häufiger Leukoxen oder noch oxydisches FeTi-Erz auf. Chloritisierung ist Ausdruck stärkerer Ummineralisierung. Die Paragenese $Biotit_n$+Titanit+Pistazit+Chlorit muß hier als autometamorphe Restkristallisation verstanden werden; sie ist daher auch in den kalifeldspatreichen Tonaliten und den granitischen Gesteinstypen am stärksten ausgeprägt.

Die primären Biotite mit Apatit- und Zirkoneinschlüssen werden häufig von Hornblende umschlossen. Im Gegensatz zu den sekundären Biotiten zeigen sie Deformationserscheinungen, wenn das Gestein eine mechanische Formung erkennen läßt.

Abbildung 41 demonstriert Pistazit-Neubildung aus Biotit und zeigt eindeutig, daß nicht — wie in der Tauernliteratur öfter verlangt — Pistazit nur aus Hornblendeumlagerung entsteht.

In einigen Fällen ist Granatbildung entlang der Biotitspaltbarkeit und im Kornrand zu beobachten. In solchen Schliffen tritt dann Pistazit auffallend zurück. Granat scheint in gleicher Weise wie auch in den Tauerntonalitgraniten den Pistazit bei höherer Temperatur zu vertreten (vgl. S. 102).

Als wesentlich für den Vergleich mit den Tauern ist hervorzuheben, daß aus den primären Biotiten der periadriatischen Intrusiva eine vergleichbare Mineralparagenese entsteht, wie sie unter homologen mineralfaciellen Bedingungen durch die Tauernkristallisation aus den Biotiten der Tauerntonalite erzeugt wird.

Hornblende

Die Hornblenden unterscheiden sich nicht von denen im Rieserferner-Tonalit. 4 U-Tischmessungen ergaben nach E. TRÖGER (1956, S. 77) 20—50% Fe''MnTi-Gehalt; davon lagen 3 Messungen zwischen 46 und 50%[1]). Die Messungen gelten für die grün und braun (parallel z) gefärbten Kornbereiche.

Gleichartig wie bei den Biotiten sind auch die Umlagerungen an Hornblenden mit analogen Veränderungen dieser Mineralien in den Tauern-Tonalitgraniten zu vergleichen.

Akzessorien

Hiebei interessieren die Orthite, die mit Wahrscheinlichkeit als Produkte der Restkristallisation zu betrachten sind. Oxydische Fe-Erze sind gleichfalls autometamorphe Entmischungserscheinungen aus Fe-Gehalten von Biotiten und Hornblenden. Demgegenüber sind Zirkone und Apatite hier Frühausscheidungen der Hauptkristallisation.

Eine Putze im kalifeldspatreichen Tonalit erwies sich unter dem Mikroskop als Serizit-Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis. Starke Durchtränkung mit tonalitischem Ichor erzeugt rundliche Plagioklas-Kristalloblasten im feinkörnigen Gneisgefüge; durch Aufblätterung parallel s und Imbibition entstehen Tonalitlagen parallel s. Die Plagioklas-Kristalloblasten besitzen die Basizität der Hüllplagioklase (An_{50-20}), während in Tonalitlagen parallel s auch Plagioklase mit basischen Kerngerüsten existieren. Als vortonalitisches Gestein dürfte nach Abzug der Infiltration ein Fe-haltiger Tonschiefer oder Serizitphyllit vorgelegen haben.

Fassen wir die Ergebnisse aus den Tonalit-Graniten von Lana zusammen, so zeigen sie als wichtigstes, daß es granitische Gesteinstypen als Differentiate des tonalitischen Gesteins-Stammes gibt und demnach deren Zusammenvorkommen mit Normaltonaliten als charakteristisch anzusehen ist. Vergleichen wir mit den Hohen Tauern, so vermittelt uns die geologisch-petrographische Karte des Oberen Zemmgrundes von E. CHRISTA (1931) analoge Verhältnisse. Intrusivmassen des Hauptkammes sind abwechselnd als „dioritische Gesteine (einschließlich Quarzdiorite, vorwiegend Tonalite)" und „granitische Gesteine (Granite, Granodiorite u. dgl.)" kartiert.

Weitere Erkenntnisse waren, daß die sekundären Kristallisationen als magmatische Restkristallisationen bzw. Produkte der Autometamorphose aufzufassen sind und daß ihre Mineralneubildungen qualitativ gleichartig sind wie die sekundären Kristallisationen der alpidischen Metamorphose in den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Diese Feststellung spricht wiederum dafür, daß die heutigen Tauern-Tonalitgranite vor der alpidischen Metamorphose Gesteine eines Tonalit-Granit-Stammes waren.

[1]) Der flache Kurvenverlauf für z $\wedge$ c und 2 V x sowie schwierige Einmeßbedingungen verursachen einen großen Streubereich.

Modalanalyse Nr. 17 (M 17)

Gestein: heller Tonalit (Handstück Nr. 558, Schliff II),

Ort: Lana bei Meran,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	21,00	SiO_2	62,49	10.404	58,47	116,94	si_K 143	si 216
Plagioklaskern und Mittelzone An_{42}....	35,74	$AlO_{3/2}$	18,86	3.700	20,79	31,18	al_K 51	al 41
Plagioklasrand und Perthit-Plagioklas An_{22}	10,44	TiO_2	0,55	69	0,39	0,78		
Kalifeldspat Ab_{25}	7,69	$FeO_{3/2}$	2,62	328	1,84	2,76		
Biotit (s. S. 156)	14,75	FeO	1,85	257	1,45	1,45	fm_K 12	fm 20
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,17	MnO	0,03	4	0,02	0,02		
Pistazit 15% Fe-Ep. .	0,39	MgO	1,30	322	1,81	1,81		
Serizit	5,11	CaO	4,95	883	4,96	4,96	c_K 12	c 19
Hornblende (s. S. 60)	0,33	$NaO_{1/2}$	3,74	1.206	6,78	3,39	alk_K 25	alk 20
Granat (Almandin) ..	0,60	$KO_{1/2}$	2,82	599	3,37	1,68		
Apatit	0,41	ZrO_2	Sp	—	—	—		
Titanit.....	0,08	$PO_{5/2}$	0,16	22	0,12	0,30		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,29	CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,63	(350)	(1,97)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.794	100,00	165,27		

— O für (OH) 1,97

O 163,30

(OH) 3,94

Anionen für 100% Kationen 167,26

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,749.

Aus Handstück bestimmt: 2,699.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Die Vergleichbarkeit der Tonalit-Granite von Lana mit jenen vom Rieserferner ist so weitgehend, daß über ihre genetische Zusammengehörigkeit kein Zweifel mehr bestehen kann. Es gelten daher auch alle dort erwähnten Parallelisierungen mit den Tauern-Tonalitgraniten, die hier nicht mehr wiederholt werden sollen.

Abschließend wird eine Modalanalyse eines Tonalites veröffentlicht (siehe S. 155), die auf Kation-Oxyd-Prozente umgerechnet ist. Zur Verrechnung des Biotites wurde die bei C. DOELTER (1917, S. 689, Nr. 78) angegebene und nachstehend aufgeführte Analyse eines Biotites aus dem Tonalit von Lana verwendet.

Biotit aus Tonalit von Lana bei Meran:

Na_2O	K_2O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	H_2O
0,93	8,22	8,44	0,96	0,09	9,14	14,37	16,37	34,98	3,48	2,10

Für die Hornblende-Verrechnung wurde dieselbe Hornblende-Analyse wie in den Tauern-Tonalitgraniten verwendet (vgl. S. 60), weil mir keine Hornblende-Analyse aus diesem Raume bekannt war und die optischen Meßergebnisse tatsächlich für sehr nahe Verwandtschaft sprechen.

III. Adamello-Tonalite

Im Gegensatz zu dem Vorkommen bei Lana begegneten hier keine granitischen Typen. Auch Kalifeldspat-führende Tonalite (Adamellite) sind anscheinend selten. Nur eine Probe zeigt solche Zusammensetzung, alle übrigen waren Kalifeldspat-freie Tonalite.

Die Gesteinscharakteristik kann in folgendem Überblick zusammengefaßt werden:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
Plagioklas (An_{86-20}) Quarz Hornblende Biotit Pistazit Chlorit Kalifeldspat Akzessorien: Titanit, Apatit, Ilmenit, Magnetkies, Hämatit, Karbonat, Zirkon, Orthit, Muskowit	Plagioklas (An_{86-60}), $Biotit_a$ Plagioklas (An_{58-37}), $Hornblende_a$ $Hornblende_a$, Plagioklas (An_{37-20}), Quarz Oligoklas, Quarz, $Biotit_n$, Muskowit, Pistazit, Chlorit, Titanit, Erz, $Hornblende_n$ Quarz, Karbonat, Zeolithe, Kalifeldspat	Kr_1 = Fm (während magmat. Hauptkristallisation setzt mechanische Formung ein) Fm → (Kr_2) (mechanische Formung wird von schwacher Restkristallisation überdauert)	Gesamtformel: Kr_1 = = Fm → (Kr_2) (paratektonische Hauptkristallisation mit überdauernder schwacher Restkristallisation)

Es dominieren deformierte Korngefüge. Die Durchbewegung führt häufig zu parallelflächigen Gefügen, die im Handstück und im Aufschluß Gneisstruktur ergeben.

Die Vergleichbarkeit mit den vorangehend beschriebenen periadriatischen Intrusiva ist in diesem Falle von anderen Autoren (F. BECKE, 1892, F. LÖWL, 1893, W. SALOMON, 1897, G. DAL PIAZ, 1931, R. v. KLEBELSBERG, 1935) wiederholt hervorgehoben worden, so daß die folgenden Beschreibungen sich wieder hauptsächlich auf die Vergleichsmöglichkeiten mit den Tauern-Tonalitgraniten und auf neue mineralogische und petrographische Einzelergebnisse beschränken.

Plagioklas

Sie unterscheiden sich nicht von den Plagioklasen der bisher besprochenen Tonalitvorkommen. Es sind typische Plagioklase mit Kerngerüsten oder Kernringen, die von normalzonaren, zum Teil rekurrent zonierten Hüllplagioklasen umschlossen und korrodiert sind (vgl. Abb. 42 und 43).

26 U-Tischmessungen ergaben folgende Grenz- und Mittelwerte für: Kerngerüst An_{86-60} (Mittelwert An_{72}), Hüllplagioklas ohne äußersten Rand An_{58-37} (Mittelwert An_{49}), Hüllplagioklas äußerster Rand An_{37-20} (Mittelwert An_{27}).

In den meisten Schliffen ist in den basischen Gerüstkernen schwache staubförmige Mikrolithenbildung und unterschiedlich starke Zeolithisierung beobachtbar. Günstige Fälle lassen erkennen, daß Serizit, Karbonat und Epidotmineralien an der Durchstäubung beteiligt sind. Nicht selten sind auch dichte Serizitballen und daraus rekristallisierende Muskowite zu sehen (Abb. 43). Die Zeolithisierung verästelt sich baumförmig im Kerngerüst und zeigt in einigen Beispielen in ihrer Häufigkeit Beziehung zu jungen Mylonitisierungszonen. Sichere mineralogische Bestimmung, ob es sich um Zeolithe handelt und um welche, war nicht möglich. Nach Lichtbrechung (niederer als Canadabalsam) und $2\,V\,x = 34°$ scheint mir aber ein Zeolithmineral naheliegend.

Eindeutige Protoklasen an Kerngerüsten und Hüllplagioklasen, von unterschiedlich alten Mineralien verheilt, weisen auf mechanische Beanspruchung während der tonalitischen Hauptkristallisation hin. Als Beispiele seien angeführt zerbrochene Kerngerüste, die vom Hüllplagioklas verheilt sind, zerbrochene Hüllplagioklase mit Kerngerüsten, die von Kalifeldspat oder Pistazit, $Biotit_n$, Muskowit oder sehr häufig von Quarz verkittet sind.

Die Stellung der Plagioklase in der Mineralabfolge ist auf Grund der Basizitätsunterschiede und der langen Zeit, während der Plagioklassubstanz kristallisiert, sehr aufschlußreich. So sind z. B. in $Hornblende_a$ meist nur Kerngerüste und die basischsten Bereiche von Hüllplagioklasen eingeschlossen. Die gleichen Hornblenden werden aber von saurem Hüllplagioklas ihrerseits wieder umschlossen, während schließlich Zerbrechungen an diesem von Mineralien der jungen Restkristallisation verheilt werden.

Diese Beobachtungen verlangen zumindest eine sehr frühe Kristallisation für die basischen Kerne — etwa gleichalt wie die primären Biotite — wenn nicht sogar angenommen werden darf, daß sie bereits als vorimmigrative Festkörper im tonalitischen Magma vorlagen. Sie lassen außerdem erschließen, daß die

Hauptkristallisation des heutigen Gesteines in einer Zeitspanne und einem PT-Milieu stattfand, während dem Plagioklase zwischen An_{58} und An_{20} kristallisierten.

Der scharfe Zonenbau mit Rekurrenzen kennzeichnet unruhige Erstarrungsbedingungen, die geologisch für seichtes Erstarrungsniveau sprechen und mit den Begriffen hochplutonisch, vielleicht sogar subvulkanisch, zu kennzeichnen wären.

Quarz

Übliche primäre Zwickelfüllungen als Einzelkörner oder Großkornaggregate sowie sekundäre Korrosionen an Plagioklas, Biotit und Hornblende lassen wieder zwei verschieden alte Generationen erkennen. Durch das Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation wird die Alterstrennung bestätigt.

Von festigkeitsmechanischem Interesse sind ausgezeichnete Deformationsgefüge.

Bemerkenswert sind außerdem öfter Einschlüsse feinster Rutilnadeln, die auf Grund ihrer Deformationserscheinungen primären Quarz kennzeichnen.

Hornblende

In der Mineralsukzession sind die Hornblenden eindeutig jünger als dunkelrotbraune Biotite und gleichalt bis jünger als die Hüllplagioklase.

Jüngste Hornblendebildung ($Hornblende_n$) ist als Umlagerung an Kornrändern, seltener als schmaler Anwachssaum feststellbar. Wie im Rieserferner- und Lana-Tonalit sind diese jungen Hornblenden durch ihren blaugrünen Pleochroismus parallel z gekennzeichnet. Für die Annahme, daß alle Hornblenden wie in den letztbeschriebenen Vorkommen gemeine Hornblenden mit barroisitischen Rändern sind, spräche wohl der Pleochroismus: x = hellgelbbraun, y = olivgrün, z = braungrün (Kern), blaugrün (Rand). Die 2 V x-Messungen führten aber meist zu anderen Ergebnissen [1]). 9 Messungen (meist 2 Achsenaustritte) am Material vom Nambronetal ergaben für die braungrünen Kerne 62—74° für 2 V x (Mittelwert 68°), für die grünen bis blaugrünen Ränder 52—63° (Mittelwert 59°);

[1]) Messungen von Auslöschungsschiefen z $\wedge$ c zeigten auf Grund der flachen Kurven (E. TRÖGER, 1956, S. 75 und 77) trotz genauester Messungen so große Streuwerte, daß sie für die Bestimmung nicht verwendbar waren.

Abb. 42: Tonalitplagioklas mit schwammartigem Kerngerüst (An_{69}). Solche Kerngerüste werden als Ursache für fleckige Mikrolithenverteilung im Kernbereich von Plagioklasen der Tauerntonalitgranite angesehen (vgl. Abb. 18). Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Abb. 43: Tonalitplagioklas mit ringartigem Kerngerüst (An_{74}). Letzteres ist durch Restkristallisation teilweise zeolithisiert und serizitisiert (vgl. Abb. 16 und 31). Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

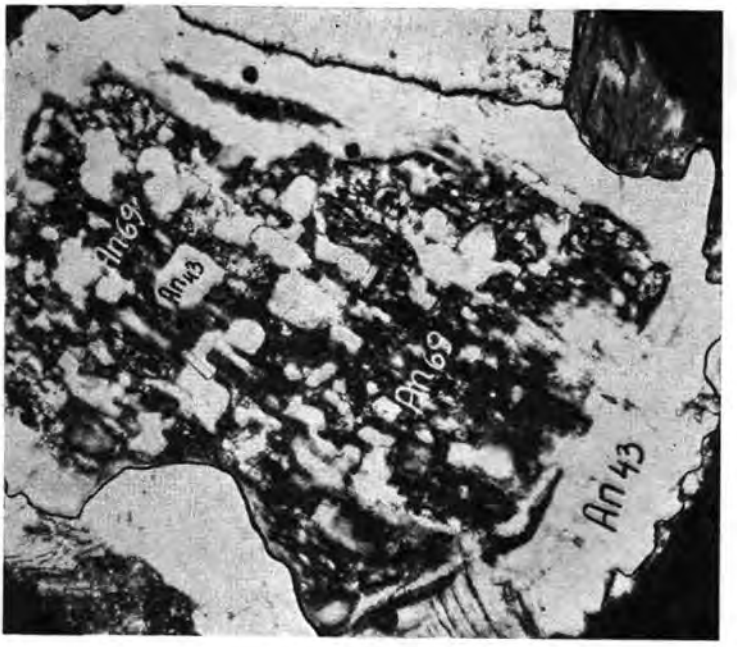
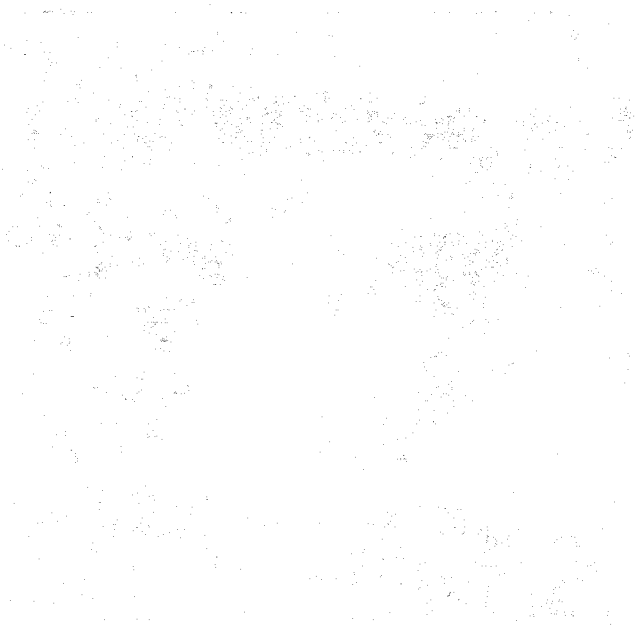


Abb. 42



Abb. 43



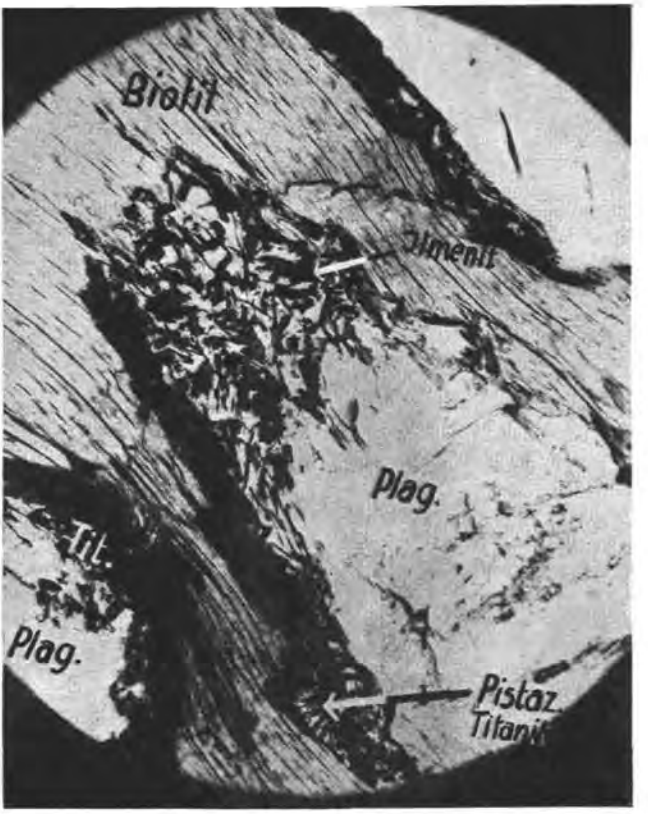


Abb. 44: Plagioklas verdrängt Biotit. Als Reaktionsneubildungen entstehen Pistazit, Titanit und Ilmenit. // Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



14 Hornblenden vom Campo Carlo Magno Pass zeigten für die braungrünen Kerne 57—61° (Mittelwert 58°), die grünen bis blaugrünen Randbereiche 66—68° (Mittelwert 67°). Diese vorläufigen Meßergebnisse sprechen am ehesten für Magnesiohastingsite, wobei die mittleren Fe''Fe'''-Gehalte der Hornblenden vom Campo Carlo Magno im Kern etwa 40% und im Rand ca. 20% betragen, in den Hornblenden des Nambronetales umgekehrt die Kerne 15% Fe''Fe''' und die Ränder 38% Fe''Fe''' enthalten sollten.

Eine mineralgenetische Deutung dafür ist noch nicht möglich, wohl aber scheint mir aus mineralfaciellen Vergleichen mit den Verhältnissen im Rieserferner- und Lana-Tonalit eine engere Verwandtschaft der Magnesiohastingsite mit den alkalireicheren gemeinen Hornblenden naheliegend.

Mit den Hornblenden der Tauern-Tonalitgranite wäre z. B. eine Vergleichbarkeit gegeben, wenn die Annahme zu Recht bestünde, daß aus gleichem tonalitischen Magma bei stärkerem Temperaturgefälle — bzw. geringerer Differentiation — an Stelle von alkalireicheren barroisitischen Hornblenden Magnesiohastingsite entstehen. Das würde heißen, daß mit abnehmender Abkühlungsgeschwindigkeit eine kontinuierliche Hornblendereihe von Magnesiohastingsit über gemeine braungrüne Hornblende zu barroisitischer blaugrüner Hornblende existieren könnte [1]).

Bemerkenswert ist noch die Beobachtung, daß an Stellen, wo Hornblende von Plagioklas verdrängt wird, Pistazite entstehen, womit die in den Tauern-Tonalitgraniten bekannte Pistazitbildung aus Hornblende auch hier ihre Bestätigung findet.

Biotit, Chlorit, Pistazit

Der hypidiomorphe, meist deutlich deformierte $Biotit_a$ ist älter als Quarz, Hüllplagioklas und $Hornblende_a$. Es sind die gleichen Biotite, wie sie im Lana- und Rieserferner-Gebiet beschrieben wurden. Ebenso wie dort, finden sich auch schwache randliche Umlagerungen und Neubildungen von einem nachdeformativen grünlichbraunen $Biotit_n$. Solche Umlagerungen sind häufiger von Titaneisenerzentmischungen begleitet als in den oben genannten Vorkommen. Bei Verdrängungen durch Plagioklas tritt sehr oft Titanit und Pistazit in symplektitischen Reaktionsrinden auf (vgl. Abb. 44).

Die Adamello-Biotite zeigen einwandfrei, daß durch Fe- und Ti-Ausscheidung die gleichen Biotite wie in den Tauern-Tonalitgraniten entstehen; weiterhin, daß bei Gegenwart von Ca (z. B. bei Verdrängung von Biotit durch Hüllplagioklas) Titanit und Pistazit entsteht, wie dies gleichfalls in Tauern-Tonalitgraniten erschlossen wurde.

---

[1]) Anhaltspunkte für eine derartige Vermutung wären in den Lana- und Rieserferner-Intrusiva zu sehen, wo alkalireichere Feldspate für stärkere Differentiation sprechen und dementsprechend nur gemeine Hornblenden mit barroisitischen Rändern zu finden sind.

Als merkwürdige Besonderheit seien kerzenflammenartige Muskowiteinlagerungen im Biotit genannt.

Chloritisierung von Biotit tritt entsprechend der allgemein geringeren Autometamorphose stark zurück. Gelegentlich sind undeformierte Chlorit-„Geldröllchen" zu beobachten und belegen nachdeformatives Alter. Häufig sind anomale violettbraune und entenblaue Interferenzfarben sichtbar.

Pistazitbildung ist gleichfalls der Restkristallisation zuordenbar und bei Verdrängung von Biotit oder Hornblende durch Plagioklas festzustellen. Junges Alter belegen Rupturverheilungen an Plagioklas. Zu bemerken ist noch, daß innerhalb von Pistazitaggregaten vereinzelt wieder die intensiv gelb gefärbten unbekannten Epidotmineralien (vgl. S. 78 und 118) und Orthit festgestellt wurden.

Kalifeldspat

Nur in 2 Schliffen war Kalifeldspat (ungegittert) vorhanden und davon nur in einem Schliff in ausreichender Menge, um das Gestein als Adamellit bezeichnen zu können.

Die U-Tisch-Messungen zeigten interessante Ergebnisse: Die genaue Einmessung von 2 Körnern mit unterschiedlich auslöschendem Rand und Kernbereich, die allmählich ineinander übergehen, ergab, daß die Kornmitte aus Anorthoklas oder Orthoklas besteht (2 Vx 62°, (001)-Pol bei Signatur für Aor; vgl. Stereogramm bei E. TRÖGER, 1956, Beil. 1), der Randbereich aus Mikroklin (2 V x 74°, (001)-Pol auf der Verbindungslinie zwischen Aor und Mikr nahe der Signatur für Mikroklin).

Damit war in einem Korn meßbar nachzuweisen, daß Anorthoklas — oder Orthoklas — sich gegen den Kornrand allmählich in Mikroklin umwandelt[1]).

Diese Umkristallisation kann auf Grund der bekannten Genese des Gesteines als Folge von Temperaturabnahme analog der Basizitätsabnahme bei den Plagioklasen erklärt werden. In Verbindung mit Beobachtungen aus den Tonalitischen Gneisen der Hohen Tauern, wo während der Entstehung von invers-zonaren Plagioklasen umgekehrt Aor/Mikr zu Aor verändert werden (vgl. S. 76), erlaubt dies den Schluß, daß bei Temperaturzunahme die Umsetzung umgekehrt verläuft.

Vergleichen wir mit den Tauern-Tonalitgraniten, so verstehen wir deren Kalifeldspate (Aor/Mikr) als Übergangsglieder einer kontinuierlichen Reihe von Anorthoklas (oder Orthoklas) zu Mikroklin, die sowohl durch langsamere Abkühlung während der Hauptkristallisation als auch durch tauernkristalline Wiedererwärmung aus Anorthoklasen bzw. Orthoklasen entstanden sein können.

---

[1]) Eine röntgenographische Bestätigung der optischen Messungen kann der während der Drucklegung erschienenen Arbeit von J. V. SMITH und I. D. MUIR (vgl. Fußnote S. 52) entnommen werden.

Basische Einschlüsse.

Zwei dunkle Einschlüsse wurden zu Vergleichszwecken untersucht. Sie erwiesen sich als Kalifeldspat-freie und quarzarme Hornblende-Bitotit-Plagioklasgesteine. Nach dem Vergleich von Stoffbestand und Gefüge mit dem umgebenden Tonalit dürfte es sich um ehemalige parallelstruierte basische Gesteine (Amphibolite) handeln.

Fassen wir die wichtigsten Ergebnisse aus den Adamello-Tonaliten zusammen, so ist syntektonische Tonalitimmigration mit schwach überdauernder Autometamorphose kennzeichnend. Zahlreiche Protoklasen sprechen wiederum dafür, daß die basischen Kerngerüste zu den ältesten Kristallisaten gehören bzw. vielleicht sogar magmatisch aufgenommene Ultrabasitplagioklase sein könnten.

Die magmatische Hauptkristallisation erfolgte in einem unstetig periodisch absinkenden Temperaturbereich, während welchem sich saure Labradorite bis Oligoklase bildeten. Die Plagioklasausbildung mit Zonarbau und Rekurrenzen spricht für seichtes Erstarrungsniveau.

Die Vergleichbarkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten ist also in gleicher Weise wie bei den Rieserferner- und Lana-Tonaliten durch den Gesamtstoffbestand, die Mineralausbildung und Umwandlung gegeben. Ebenso besteht eine Vergleichbarkeit in bezug auf Tonalitimmigration und die großtektonische Eingliederung.

Die Tonalitplatznahme ist in beiden Räumen als synorogen zu betrachten. Inwieweit in den Tauerntonalitgraniten auch protoklastische Tektonik existierte, ist nicht mehr nachweisbar, aber bei Berücksichtigung der durchgreifenden alpidischen Metamorphose und Kenntnis der Verhältnisse im Adamellotonalit nicht auszuschließen.

Abschließend werden 1 chemische Analyse und 4 Modalanalysen, die auf Ein-Kation-Oxydprozente umgerechnet wurden, veröffentlicht.

Zur Verrechnung des Biotites wurde die bei TRÖGER (1935, S. 344, C. Nr. 32) angegebene und nachstehend aufgeführte Analyse verwendet.

Biotit in Diorit und Tonalit:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
36,41	1,19	15,39	10,29	11,93	1,92	1,00	6,29	3,88

Für die Hornblendeverrechnung wurde die auf S. 60 angeführte Analyse aus den Hohen Tauern verwendet. Die optischen Bestimmungen erlauben dies vorläufig, bis verwendbare Hornblendeanalysen angefertigt werden.

Chemische Analyse Nr. 6 (C 6)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 584),

Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,

Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

Ein-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	60,92	10.143	57,39	114,78	si_K = 137	si = 199
$AlO_{3/2}$	16,15	3.168	17,93	26,89	al_K = 43	al = 31
TiO_2	0,38	47	0,27	0,54		
$FeO_{3/2}$	2,87	359	2,03	3,04		
FeO	3,73	519	2,94	2,94	fm_K = 22	fm = 32
MnO	0,32	45	0,25	0,25		
MgO	2,88	714	4,04	4,04		
CaO	6,70	1.195	6,76	6,76	c_K = 16	c = 23
BaO	—	—	—	—		
$NaO_{1/2}$	3,12	1.007	5,70	2,85	alk_K = 19	alk = 14
$KO_{1/2}$	1,82	386	2,18	1,09		
ZrO_2	—	—	—	—		
$PO_{5/2}$	0,64	90	0,51	1,27		
CO_2	—	—	—	—		
S	0,10	(31)	(0,17)	—		
H_2O+	0,87	(483)	(2,73)	—		
H_2O-	0,01	—	—	—		
Summe	100,51	17.673	100,00	164,45		
			—O für (OH)	2,73		
			O	161,72		
			(OH)	5,46		
			S^{2-}	0,34		
			Anionen für 100% Kationen	167,52		

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 18 (M 18)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 584),

Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	18,76	SiO_2	57,54	9.580	54,22	108,44	si_K 120	si 174
Plagioklasrand und Mittelzone An_{45} ...	35,84	$AlO_{3/2}$	18,73	3.675	20,80	31,20	al_K 46	al 33
Plagioklaskern An_{65} .	11,85	TiO_2	0,52	65	0,37	0,74		
Biotit (s. S. 165)	23,73	$FeO_{3/2}$	3,33	417	2,36	3,54		
Pistazit 36% Fe-Ep.	5,42	FeO	3,35	466	2,64	2,64	fm_K 21	fm 31
Hornblende (s. S. 60)	2,92	MgO	3,18	789	4,46	4,46		
Apatit	0,52	CaO	7,36	1.312	7,42	7,42	c_K 16	c 24
Titanit.....	0,47	$NaO_{1/2}$	3,08	994	5,63	2,62	alk_K 17	alk 12
Erz (sulf. Fe-Erz; S nicht berechnet) ..	0,36	$KO_{1/2}$	1,60	340	1,92	0,91		
Serizit	0,13	$PO_{5/2}$	0,22	31	0,18	0,45		
Zirkon	Sp	CO_2	—	—	—	—		
		ZrO_2	Sp	—	—			
		H_2O+	1,09	(605)	(2,19)			
Summe ...	100,00		100,00	17.669	100,00	162,42		
					—O für (OH)	2,19		
					O	160,23		
					(OH)	4,38		
					Anionen für 100% Kationen	164,61		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,812.

Aus Handstück bestimmt: 2,801.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 19 (M 19)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 585, Schliff II),
Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,
Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	28,67	SiO_2	63,39	10.554	59,86	119,72	si_K 151	si 218
Plagioklasrand An_{32} .	9,63	$AlO_3/_2$	16,15	3.168	17,97	26,95	al_K 45	al 33
Plagioklas-Mittelzone An_{50} ...	23,26	TiO_2	0,36	45	0,25	0,50		
Plagioklaskern An_{75} ..	7,09	$FeO_3/_2$	2,08	260	1,47	2,20		
Biotit (s. S. 165)	14,02	FeO	3,06	426	2,42	2,42	fm_K 21	fm 31
Hornblende (s. S. 60)	12,46	MnO	—	—	—	—		
Serizit	0,77	MgO	3,17	786	4,46	4,46		
Pistazit 28% Fe-Ep..	3,22	CaO	6,59	1.175	6,66	6,66	c_K 17	c 24
Apatit	0,43	$NaO_1/_2$	3,00	966	5,48	2,74	alk_K 17	alk 12
Titanit.....	0,13	$KO_1/_2$	1,07	227	1,29	0,65		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,32	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_5/_2$	0,18	25	0,14	0,35		
		H_2O+	0,95	(527)	(2,99)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.632	100,00	166,65		
					—O für (OH)	2,99		
					O	163,66		
					(OH)	5,98		
				Anionen für 100% Kationen		169,64		

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,798.
Aus Handstück bestimmt: 2,785.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 20 (M 20)

Gestein: Kleinkörniger Tonalit (Handstück Nr. 593),

Ort: Adamellogebiet, Nambronetal,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	19,09	SiO_2	57,41	9.559	53,96	107,92	si_K 118	si 169
Plagioklasrand und Mittelzone An_{43}....	28,03	$AlO_3/_2$	17,32	3.398	19,18	28,77	al_K 42	al 31
Plagioklaskern An_{67} ..	7,38	TiO_2	0,55	69	0,39	0,78		
Biotit (s. S. 165)	14,82	$FeO_3/_2$	1,96	245	1,38	2,07		
Hornblende (s. S. 60)	21,74	FeO	4,88	679	3,84	3,84	fm_K 25	fm 33
Pistazit 20% Fe-Ep. .	7,90	MgO	4,38	1.086	6,13	6,13		
Apatit	0,18	CaO	7,98	1.423	8,03	8,03	c_K 18	c 25
Titanit.....	0,18	$NaO_1/_2$	3,17	1.023	5,78	2,89		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,68	$KO_1/_2$	1,04	221	1,25	0,63	alk_K 15	alk 11
		ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_5/_2$	0,08	11	0,06	0,15		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	1,23	(682)	(3,85)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.714	100,00	161,21		
					—O für (OH)	3,85		
					O	157,36		
					(OH)	7,70		
					Anionen für 100% Kationen	165,06		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,876.

Aus Handstück bestimmt: 2,824.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 21 (M 21)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 600),

Ort: Adamellogebiet, Nambronetal,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
Quarz	24,71	SiO_2	62,82	10.459	58,93	117,86	si_K 145	si 217
Plagioklasrand und Mittelzone An_{43}....	33,75	$AlO_{3/2}$	17,94	3.520	19,83	29,74	al_K 49	al 36
Plagioklaskern An_{65} ..	12,43	TiO_2	0,32	40	0,23	0,46		
Kalifeldspat Ab_{30}	3,49	$FeO_{3/2}$	1,79	224	1,26	1,89		
Biotit (s. S. 165)	12,16	FeO	2,30	320	1,80	1,80	fm_K 16	fm 24
Pistazit 15% Fe-Ep. .	5,04	MgO	2,40	595	3,35	3,35		
Hornblende (s. S. 60)	7,93	CaO	7,08	1.262	7,11	7,11	c_K 17	c 26
Apatit	0,22	$NaO_{1/2}$	3,27	1.055	5,95	2,97	alk_K 18	alk 14
Titanit.....	0,14	$KO_{1/2}$	1,23	261	1,47	0,74		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,13	ZrO_2	Sp	—	—	—		
		$PO_{5/2}$	0,09	13	0,07	0,17		
		CO_2	—	—	—	—		
		H_2O+	0,76	(422)	(2,38)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.749	100,00	166,09		
					—O für (OH)	2,38		
					O	163,71		
					(OH)	4,76		
					Anionen für 100% Kationen	168,47		

Spezifisches Gewicht:

Aus Dünnschliff errechnet: 2,777.

Aus Handstück bestimmt: 2,747.

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den periadriatischen Tonaliten und Graniten

Aus den Untersuchungen der drei Vorkommen periadriatischer Granite und Tonalite (Rieserferner, Lana, Adamello) erwies sich deren petrogenetische Zusammengehörigkeit zu einem Gesteinsstamm tonalitischer und granitischer Gesteine. Ein gemeinsames Schema der Mineralsukzession und des Verhältnisses zwischen Kristallisation und mechanischer Formung läßt sich aufstellen:

Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)	
Plagioklas (An_{85-60}), (?) $Biotit_a$ (dunkelrotbraun)	$Kr_1 \overset{(\rightarrow)}{=\!=} Fm$ (prä- und paratektonische Hauptkristallisation)	Gesamtformel $Kr_1 = Fm \rightarrow (Kr_2)$ (protoklastische Hauptkristallisation mit schwacher Restkristallisation)
Plagioklas (An_{60-35}), $Biotit_a$ (dunkelrotbraun), $Hornblende_a$ (braungrün)		
Plagioklas (An_{35-20}), $Kalifeldspat_a$ (Aor oder Or und Aor/Mikr), Quarz		
Oligoklas, Pistazit, Titanit, Chlorit, Biotit (grünbraun), Hornblende (blaugrün)	(Kr_2) (schwache nachtektonische Restkristallisation)	
Albit, $Kalifeldspat_n$ (Mikroklin und Aor/Mikr), $Quarz_n$		
Karbonat, Zeolithe (?)		

Wir erkennen eine magmatische Hauptkristallisation (Kr_1) und eine nachtektonische Sekundärkristallisation (Kr_2).

Die Hauptkristallisation ist vorwiegend protoklastisch und spricht für syntektonische Platznahme der Intrusivmassen. Es existieren nur untergeordnet jüngere mechanische Gefügeverformungen merklicher Intensität. Die Kristallisationsbedingungen während der Hauptkristallisation sind durch hohes Erstarrungsniveau als hochplutonisch bzw. sogar subvulkanisch zu kennzeichnen. Sie ereigneten sich in einem Bildungsmilieu, wo Labrador bis Oligoklas entstehen kann. Nach allen Beobachtungen scheint es möglich, daß die heute erkennbaren basischen Plagioklaskerne bereits als Festkörper im intrudierenden (aufsteigenden) Magma vorlagen.

Zusammenvorkommen von Tonaliten, Adamelliten und Biotitgraniten charakterisiert die periadriatische Intrusivprovinz und erklärt sich nach Dünnschliffbefunden als Folge vorintrusiver

stofflicher Unterschiede im Magma, die sowohl auf magmatische Differentiation in der Tiefe als auch auf vorpalingen unterschiedliche Gesteinszusammensetzung zurückgeführt werden kann.

Als physiographische Charakteristika sind für tonalitische Gesteinstypen resorbierte Plagioklaskerne zu nennen, die durch den umhüllenden Plagioklas zu schwammigen Gerüsten oder Ringen korrodiert wurden. In den saureren (!) granitischen Gesteinstypen fehlen derartige Kerne; es existieren dort nur mehr Plagioklase von der Basizität und Ausbildung der Hüllplagioklase in den Normaltonaliten.

Die Biotite der Hauptkristallisation sind durch Fe- und Ti-Gehalt dunkelrotbraun, die Hornblenden braun- bis blaugrün. Letztere wurden als gemeine Hornblenden und als Magnesiohastingsite gemessen. Zwischen beiden scheinen durch unterschiedliche Erstarrungsbedingungen genetische Beziehungen zu bestehen.

Quarze sind als zwickelfüllende Großkörner oder Großkornaggregate vertreten.

Kalifeldspate sind für Normaltonalite nicht typisch, jedoch in Adamelliten und Biotitgraniten reichlich vertreten und je nach Differentiationsmöglichkeiten als Or- oder Aor/Mikr primär kristallisiert.

Die Sekundärkristallisation ist mit wenigen Ausnahmen nachtektonisch als beginnende Umlagerung und Regeneration der protoklastischen bis kataklastischen Hauptkristallisationsparagenese feststellbar. Sie wird als Restkristallisation durch Autometamorphose gedeutet, wofür die Beobachtung spricht, daß sie in den sauren Gesteinstypen am stärksten ist. Ihre mineralogischen Umsetzungen sind folgende: Dunkelrotbraune Biotite werden randlich und in Rupturen zu grünbraunen Biotiten — bei Neubildung von Ilmenit, Titanit und Pistazit. Braungrüne Hornblende bildet dieselbe Paragenese aus Ilmenit, Titanit und Pistazit, wenn sie von jungem Oligoklas verdrängt wird; andernfalls zeigt sie blaugrüne Anwachssäume von barroisitischer Hornblende. Orthoklase werden zu Aor/Mikr, primäre Aor/Mikr zu Mikroklin umgewandelt. Die letztgenannten Umwandlungen sind prinzipiell mit Basizitätsunterschieden bei Plagioklasen im fallenden Temperaturbereich zu vergleichen.

Die Rotfärbung der Kalifeldspate in den granitischen Gesteinstypen wird ebenfalls auf autometamorphe Einflüsse zurückgeführt. Oligoklas-Remobilisation ist nur für tonalitische Typen zu nennen, Albitneubildung für Granite. Pistazit, Titanit, Chlorit, Quarz, Karbonat und Zeolithbildung ist mehr oder weniger in allen Gesteinsarten zu finden.

Die Restkristallisation erzeugt in den Plagioklaskernen feinste Mikrolithen (Serizit, Klinozoisit, Karbonat) und teilweise Zeolithisierung (?) unter strenger Abbildung der basischen Plagioklasbereiche. Es entstehen dadurch gefüllte Kerngerüste (im Sinne von F. Becke, 1894) und Kernringe, die einmal beweisen, daß hier inhomogene Mikrolithenanordnung die Abbildung ehemaliger basischer Bereiche oder Zonen ist und die zum anderen die gewünschte genetische Verbindung zu gleichartig gefüllten Plagioklasen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern herstellen.

Als Fremdeinschlüsse der Gesteine sind Amphibolite, Biotitgneise, lichte Gneise und basische Tonalite bestimmt worden.

D. Petrogenetischer Vergleich der periadriatischen Intrusiva mit den Tauern-Tonalitgraniten und dessen geologische Auswertung

Stellen wird die Ergebnisse aus den periadriatischen Intrusiva den Ergebnissen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern gegenüber, so läßt sich die Verwandtschaft der beiden Tonalit-Granit-Provinzen wiederum übersichtlich durch schematische Darstellungen erkennen. Die beiden Schemata von Abb. 45 zeigen die zeitliche Beziehung zwischen Mineralisationsfolge und Tektonik.

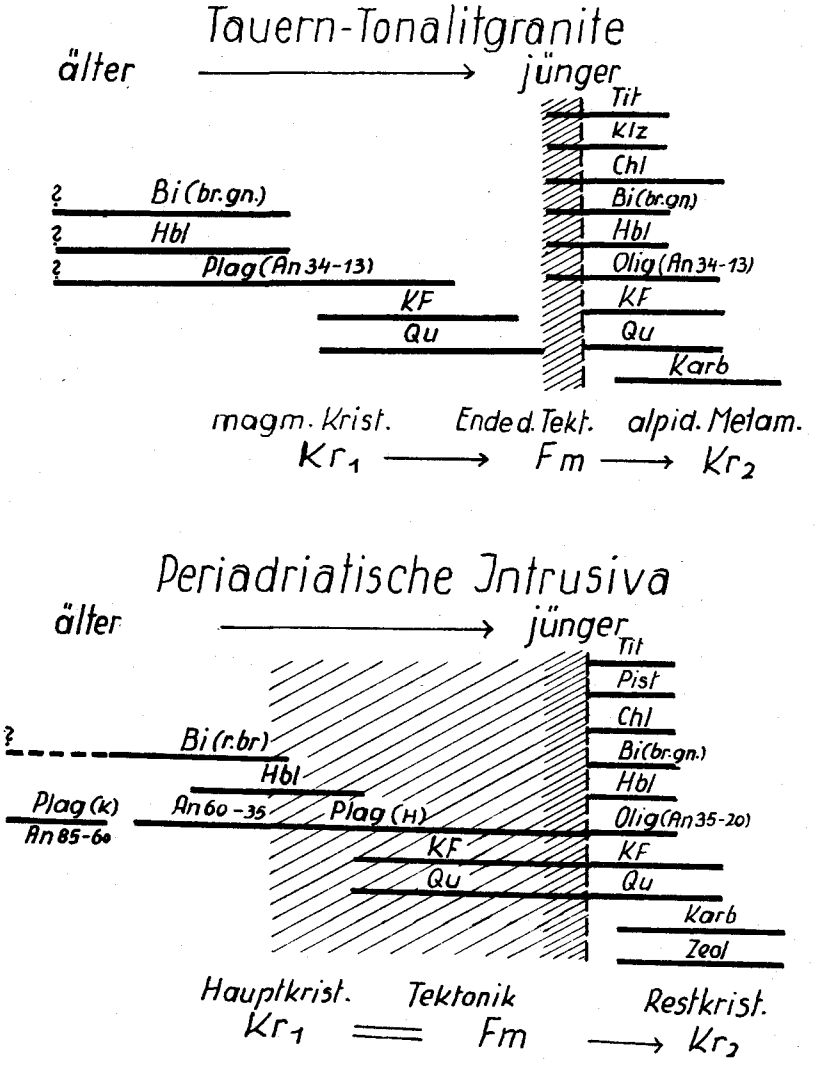


Abb. 45.

Man erkennt aus dieser Darstellung, daß nicht nur Ähnlichkeiten in groben Zügen, sondern Vergleichbarkeit bis in die Details vorliegt. Um Wiederholungen zu vermeiden, beschränke ich mich auf die Besprechung der Ungleichheiten, wie sie im Diagramm erscheinen.

Die auffallendste Ungleichheit liegt in der Deutung der sekundären Kristallisation (Kr_2). Trotz qualitativer mineralogischer Übereinstimmung und der gleichen Stellung zur Tektonik ist diese in den Periadriatica als Restkristallisation zu verstehen, in den Tauern hingegen als Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation). So wunschgemäß es für unser Konzept wäre, die Restkristallisation der Periadriatica als schwache Tauernkristallisation zu bezeichnen, so widerspricht dem aber hauptsächlich die Tatsache, daß eine zweitstufige mineralfacielle Umlagerung in so geringfügigem Ausmaße nicht durch Regionalmetamorphose vorstellbar ist. Außerdem ist eine Abhängigkeit zwischen der Intensität der Restkristallisation und dem Grade magmatischer Differentiation des Gesteines erkennbar, u. zw. derart, daß in sauren Gesteinstypen die sekundäre Umlagerung wesentlich stärker ausgeprägt ist als in Normaltonaliten.

Eine Vergleichbarkeit der beiden Sekundärkristallisationen wäre eher konstruierbar, wenn man die Tauernkristallisation als Summierung von früherer, anfänglicher Restkristallisation mit gleichstufiger nachfolgender Regionalmetamorphose betrachtet. Für unsere Fragestellung ist aber bereits das Ergebnis ausreichend, daß die sekundären Umlagerungen in den Tauern-Tonalitgraniten die gleichen sind, wie sie sich aus dem primären Stoffbestand der periadriatischen Tonalite durch die Restkristallisation bilden.

Betrachten wir die magmatischen Kristallisationen (Kr_1) in beiden Gesteinsbereichen, so ergeben sich, abgesehen von einer längeren Hornblendekristallisation in den periadriatischen Intrusiva, anscheinend größere Unterschiede in der Plagioklasausbildung. Die Plagioklase in den Tauern-Tonalitgraniten haben eine Zusammensetzung von An_{34-13}, zeigen schwachen Zonarbau und starke Mikrolithenbildung; jene der Periadriatica An_{85}–An_{20} mit starkem Zonarbau und schwacher Mikrolithenbildung.

Der Schlüssel zur Lösung dieser Unkonformität liegt im Mikrolithenproblem. Es ergab sich aus zahlreichen Beispielen, daß

1. die Mikrolithenbildung eine sekundäre Umlagerung durch Metamorphose ist;

2. die Mikrolithenanordnung in den untersuchten Gesteinen ehemalige Basizitätsinhomogenitäten abbildet und

3. daß die Mikrolithen auf den ursprünglichen Plagioklas zurückrechenbar sind.

Die vielen daraufhin beurteilten Mikrolithen-Anordnungen in den Tonalitgraniten der Hohen Tauern weisen auf basische Inhomogenitäten in Form von Kernen oder Ringen hin, wie sie die periadriatischen Tonalit-Plagioklase heute noch besitzen. Die Zurückrechnung der Füllung ergab Basizitätswerte, die ebenfalls jenen der periadriatischen Tonalitplagioklase entsprechen. Schließlich liegen zahlreiche Beobachtungen vor, die zeigen, daß in den Kerngerüsten und Kernringen der periadriatischen Intrusiva bei stärkerer Autometamorphose vergleichbare Mikrolithenfüllungen entstehen, wie sie die Tauern-Tonalitgranite überall aufweisen.

Diese Argumente führten zu der Schlußfolgerung, daß die heute vorliegenden gefüllten und versauerten Plagioklase der Tauern-Tonalitgranite ehemals Tonalitplagioklase gleicher Ausbildung und Basizität waren, wie sie heute in den periadriatischen Tonaliten existieren.

Die entscheidende Ursache der Plagioklas-Ummineralisierung in den Tauerntonaliten war die alpidische Metamorphose, deren Mineralumlagerung und -neubildung außerhalb der Plagioklase in genauer mineralfacieller Übereinstimmung mit der Mikrolithenart und dem entmischten Plagioklas steht. Wir erhalten somit gerade durch die Unterschiede in der heutigen Plagioklasausbildung beider Intrusivregionen die besten Beweise für deren genetische Zusammengehörigkeit.

Eine ähnliche Ungleichheit zeigt sich bei den Biotiten, die in den Periadriatica dunkelrotbraun, in den Tauern-Tonalitgraniten grünlichbraun sind. Letztere sind aber stets von reichlich Titanit und Pistazit begleitet. Sie sind wiederum als metamorphe Umlagerungen bzw. Entmischungsbildungen ehemals FeTi-reicherer Biotite zu erklären. Ursprünglich ionarsilikatisch gebundenes Eisen und Titan wird bei der Metamorphose (der Tauernkristallisation) in Gegenwart von Calcium zum Teil als Pistazit und Titanit fixiert. Gleichartige Umlagerungen sind in Anfängen auch an den periadriatischen Biotiten feststellbar. Diese Ummineralisierungen fügen sich also gut zu den Ergebnissen bei den Plagioklasen, wenn angenommen wird, daß vor-tauernkristallin in den Tauerntonaliten gleiche Biotite vorlagen, wie sie heute noch in den Periadriatica zu finden sind, wo entsprechende Umwandlungen meist nur in ersten Ansätzen erkennbar sind.

Schließlich ist noch eine Unstimmigkeit in der Stellung der Tektonik (Fm) zu den Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu vermerken. Im Schema für die Tauern-Tonalitgranite ist nur das Ende der tektonischen Beanspruchung gezeichnet und dieses übergreift zum Teil die Paragenese der Tauernkristallisation. In den Periadriatica hingegen ist die mechanische Formung überwiegend parakristallin zu Kr_1 und präkristallin zu Kr_2.

Der Unterschied ist aus den sichtbaren Merkmalen bedingt. In den Tauern-Tonalitgraniten greift die alpidische Metamorphose so stark durch, daß nicht mehr unterscheidbar ist, ob neben den kristalloblastischen Regenerationen des Mineralaltbestandes auch Protoklasen existieren. Letzteres ist durchaus denkbar und könnte in der teilweisen Überlagerung von Formung und Kristallisation unterzubringen sein. Dann wäre an der Tauernkristallisation eine tonalitische Restkristallisation beteiligt und die Vergleichbarkeit wäre eine vollständige. Derartige Überlegungen bleiben aber Spekulationen, die vorerst nicht erweisbar sind. Für unsere Fragestellung genügt die Feststellung, daß die petrographischen Befunde für die Tauerntonalite zumindest eine (alpidische) magmatische Platznahme unmittelbar vor den letzten Großbewegungsvorgängen erschließen lassen.

Nach den petrographischen Befunden ist schließlich noch die petrochemische Seite durch Gegenüberstellung der Analysenergebnisse aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Massen zu diskutieren. Die

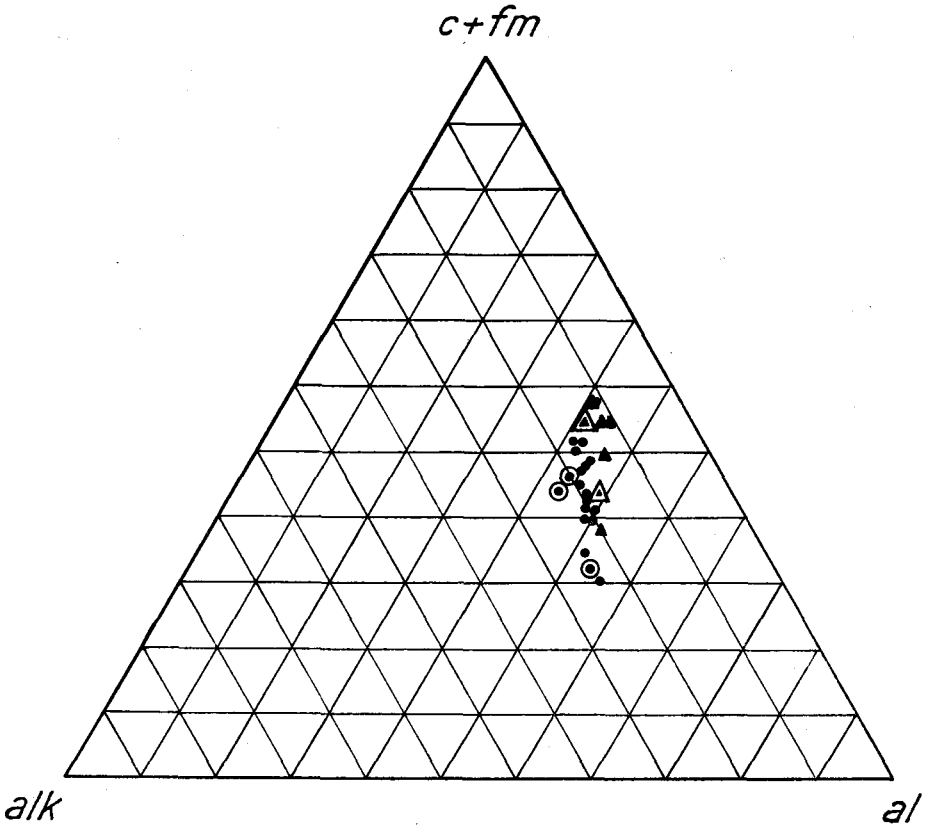


Abb. 46: 5 chemische und 21 Modalanalysen aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Intrusiva als Niggli-Werte im c+fm-, alk-, al-Dreieck dargestellt.

Erläuterung:

● Modal- ⊙ chemische } Analysen aus den Tauern-Tonalitgraniten.

▲ Modal- ◬ chemische } Analysen aus den Periadriatischen Intrusiva.

Abb. 46 und 47 zeigen diese Gegenüberstellung im c+fm, al und alk-Dreieck für Niggli-Werte und für eine analoge Gruppierung der Ein-Kation-Prozente (nach P. ESKOLA). Beide Dreiecke lassen zwischen den zwei Intrusivprovinzen eine enge stoffliche Verwandtschaft ablesen.

Setzt man voraus, daß die analysierten Proben einen repräsentativen chemischen Durchschnitt für Tauern-Tonalitgranite und periadriatische Tonalite vermitteln, so zeigt sich ein Unterschied darin, daß die periadriatischen Tonalite öfter mehr c+fm und etwas weniger alk als die Tauern-Tonalitgranite besitzen. Dieser Unterschied kommt in den Darstellungen bezeichnenderweise so zum Ausdruck, daß eine charakteristische Streuung in den Tauerntonaliten gleichsinnig in den Periadriatica fortgesetzt wird. Man kann daraus zunächst gleichartige stoffliche Differenzierung in den

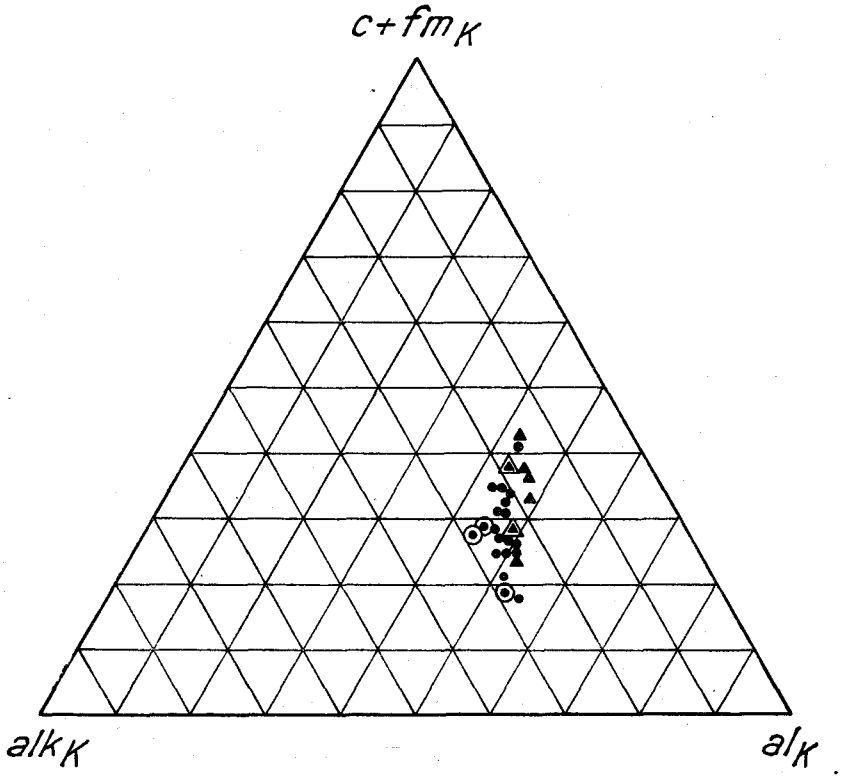


Abb. 47: 5 chemische und 21 Modalanalysen aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Intrusiva als Ein-Kation-Oxyd-Prozente (Eskola) verrechnet und analog den Niggli-Werten gruppiert (das tiefgestellte K kennzeichnet sie als Kation-Oxyd-Prozente).

Erläuterung:

● Modal- ⊙ chemische } Analysen aus den Tauern-Tonalitgraniten.

▲ Modal- ⟁ chemische } Analysen aus den Periadriatischen Intrusiva.

beiden Provinzen erkennen, im weiteren aber stärkere Differentiationsvorgänge in den Tauern erschließen.

In Abb. 48 sind die einzelnen Analysen nach ihren Herkunftsbereichen geordnet. Es wurden wieder Ein-Kation-Oxyd-Prozente in Gruppen analog den Niggli-Werten zusammengefaßt, was durch ein tiefgestelltes K nach der Signatur gekennzeichnet ist. (Die Verbindungslinien der Analysenpunkte sind nur der besseren Übersicht wegen gezogen; sie gelten nicht etwa als Kennkurven.)

Diese Aufstellung von Abb. 48 demonstriert in erster Linie die stoffliche Vergleichbarkeit der Tauern-Tonalitgranite untereinander, im weiteren aber auch deren enge stoffliche Beziehung zu den periadriatischen Tonaliten. Es kommt dabei besonders deutlich die Konstanz des Aluminiums zum

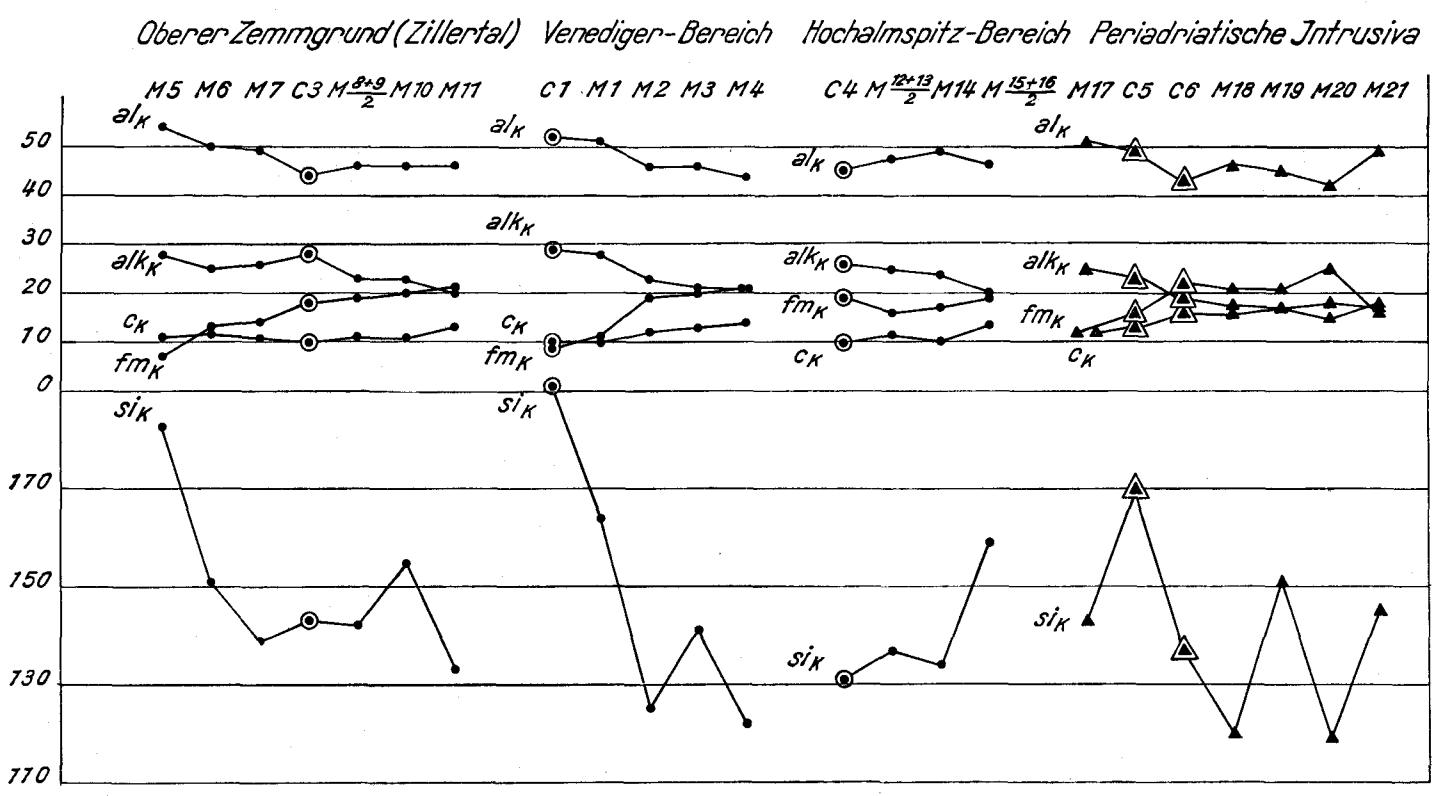


Abb. 48: 5 chemische und 21 Modalanalysen als Ein-Kation-Oxyd-Prozente verrechnet und zu Gruppen analog den Niggli-Werten zusammengefaßt. Diese Darstellung soll u. a. die Vergleichbarkeit der einzelnen Tonalitgranit-Bereiche untereinander und mit den periadriatischen Intrusiva zeigen (Signatur-Erläuterungen s. Abb. 46).

Ausdruck, was für die auf Seite 44 durchgeführte Feldspatrückrechnung von großer Wichtigkeit ist. Die Schwankungen des si_K-Gehaltes zeigen in allen Fällen eine auffallend schlechte Abhängigkeit vom $c+fm_K$-Gehalt.

Aus den rein chemischen Befunden ist natürlich nicht ablesbar, ob es sich um magmatische oder metamorphe Differentiation handelt. Nehmen wir aber die mikroskopischen Ergebnisse zu Hilfe, so darf als nachgewiesen gelten, daß in der periadriatischen Provinz vorwiegend magmatische, in den Tauern magmatische und metamorphe Stoffdifferenzierungen maßgeblich waren. Es ergibt sich daher die Schlußfolgerung, daß die Tonalitgranite der Tauern schon vorimmigrativ zum Teil zu Granit differenziert waren (analog den Biotitgraniten in den periadriatischen Massen) und durch die alpidische Metamorphose nochmals ärmer an Ca, Fe und Mg und reicher an Na und K wurden.

Der schwache Alkaliüberschuß der heutigen Tauern-Tonalitgranite kann somit als geringfügige Zufuhr aus der Tiefe während der Tauernkristallisation verstanden werden. Die wahrscheinliche Zweiaktigkeit der Stoffmobilisation zu alpidischer Zeit — wobei ich dem 1. Akt der magmatischen Differentiation größere Bedeutung beilegen möchte als dem 2. Akt der tauernkristallinen Mobilisation — kann für die Beurteilung der alpinen Metallogenese noch sehr interessant werden.

Aus der Diskussion der beiden Kristallisations-Deformationsdiagramme und dem Vergleich der chemischen Stoffbestände ergibt sich eine so weitgehende Übereinstimmung der Petrogenese, daß diese bei der geringen räumlichen Entfernung der beiden Intrusivregionen für die immer noch umstrittene Altersfrage der Tauern-Tonalitgranite von entscheidender Bedeutung ist. Zusammen mit den feldgeologischen Befunden im Großvenediger-Bereich, im Oberen Zemmgrund und im Hochalmgebiet erscheint mir folgendes Endergebnis hinreichend bewiesen:

Die heutigen Tauern-Tonalitgranite sind immigrative Magmatite. Sie sind vor oder während der laramischen Bewegungsphase eingedrungen und als Tonalite, Adamellite und Granitite in hohem Krustenniveau relativ schnell auskristallisiert. Nach Abstammung und Herkunft sind sie mit den periadriatischen Intrusiva zu identifizieren und mit diesen zu einem einheitlichen Gesteinsstamm der alpidischen Tonalite und Granite zusammenzufassen. Diese alpidischen Tonalite und Granite müssen nach Stoff und Alter von den (früh- oder wahrscheinlich präalpidischen) Augen- und Flasergranitgneisen abgetrennt werden und sind in ihrer typischen stofflichen Variationsbreite repräsentativ für den alpidischen Plutonismus in den Ostalpen und wahrscheinlich auch in anderen alpinen Bereichen.

Die Entstehung des tonalitisch-granitischen Magmas ist letzten Endes sowohl durch Palingenese aus Biotit-Plagioklas-Gneisen und Metabasiten in großen Tiefen als auch durch magmatische Differentiation hybrider gabbroider Schmelzen denkbar. Ebenso vorstellbar ist die Vermengung beider Entstehungsmöglichkeiten.

Diese Schlußfolgerungen ziehen mancherlei Konsequenzen für die Ostalpen (z. T. wahrscheinlich auch für die Westalpen), insbesondere aber für die Tauerngeologie nach sich, von denen einige aufgezählt seien:

1. Es existiert ein gesteinsmäßig definierbarer kretazisch-tertiärer Plutonismus in den Ostalpen. Die sogenannten „Zentralgranite" oder „Zentralgneise" sind daher aufzuteilen in alpidische und wahrscheinlich voralpidische Massengesteine.

2. Da außer der zeitlichen Trennbarkeit auch ein stofflicher und gefügemäßiger Unterschied besteht, ist die Zusammenfassung dieser Gesteine unter dem Sammelbegriff „Zentralgranit" oder „Zentralgneis" unzweckmäßig und überholt. Stattdessen werden die Begriffe Tonalitgranit (bzw. Tonalitgranitgneis) für die jungen (alpidischen) intermediären bis sauren Massengesteine und Augen- und Flasergranit (bzw. Augen- und Flasergranitgneis) für die älteren (früh- oder voralpidischen) normalgranitischen Intrusiva vorgeschlagen.

3. Der immigrative alpidische Plutonismus ist zumindest im westlichen Teil der Hohen Tauern relativ autochthon, was im Gesamtbild der Tauerntektonik zu berücksichtigen wäre. Die Ausführungen von B. SANDER (1921) und die Modellvorstellung zum Ostalpenbau von E. CLAR (1952) werden dieser Tatsache am ehesten gerecht.

4. Die Existenz alpidischer Plutonite in den Hohen Tauern unterstützt die Annahme von F. ANGEL und F. HERITSCH (1931) und von K. METZ und H. HELFRICH (1953), wonach es in den Ostalpen auch außerhalb der Hohen Tauern alpidische Granite gibt (z. B. Acherkogel- und Winnebach-Granit im Ötztal und Teile der Bösenstein- und Sekkauer Granite in der westlichen Steiermark).

5. Die zeitliche Unterscheidung zweier plutonischer Großereignisse ist von Wichtigkeit für die alpine Metallogenese, wie nachfolgende Ausführungen darlegen sollen.

6. Eigene Geländekenntnisse und Beobachtungen in den „zentralen Massiven" der Westalpen machen es wahrscheinlich, daß die Ergebnisse auch für diese Bereiche interessante Vergleichsmöglichkeiten eröffnen.

E. Beziehungen dieser Untersuchungsergebnisse zur derzeitigen Beurteilung der Metallogenese in den Ostalpen

Es sei mir gestattet, bezüglich der wissenschaftlichen Untersuchungsgeschichte über die ostalpine Metallogenese auf die Literaturverzeichnisse der im folgenden angeführten Arbeiten zu verweisen und mich hier auf eine kurze Darstellung des derzeitigen Standes und dessen Beziehungen zu den eigenen Untersuchungsergebnissen zu beschränken.

W. PETRASCHECK sen. (1926, 1932, 1945) und W. E. PETRASCHECK jun. (1942, 1944, 1953, 1955) verstehen die alpidische Vererzung als Ausstrahlungen eines Plutonismus unter der heutigen Hauptachse der Ostalpen. Die Beziehung der Lagerstättenbildung zur Tektonik wird als para- bis posttektonisch gedeutet, wobei in diesem Zusammenhang unter Tektonik die Hauptbewegungsphase im Sinne der Deckenlehre — der Vormarsch

der ostalpinen und penninischen Decken — gemeint ist. Daraus resultiert die Altersfestlegung der Vererzung nach unten als oberoligozän. Nach oben ist die Vererzung aus dem Verhältnis zur miozänen Braunkohle mit untermiozän festgelegt. Innerhalb der gesamten alpidischen Metallisation wird außerdem zwischen einer älteren und einer jüngeren Vererzung unterschieden. Die genetische Gesamtkonzeption eines ausgedehnten Plutonbereiches unter der Achse der Zentralalpen und die Altersdatierung mit Hilfe der regionalen Tektonik machen es für die oben genannten Autoren wahrscheinlich, daß der Plutonbereich unter den Zentralalpen ursächlich mit den miozänen Andesiteruptionen am östlichen Alpensüdrand und vielleicht auch mit dem Tonalitplutonismus entlang der insubrischen Zone im Zusammenhang steht. Die Erzarmut im Bereich der periadriatischen Intrusiva wird damit zu erklären versucht, daß die Hauptmetallmengen unter der Tauernkuppel differenzierten.

In der jüngsten Arbeit von W. E. PETRASCHECK (1955) wird die Mitbeteiligung regionalmetamorpher Lösungstransporte an der altalpinen Vererzung stärker hervorgehoben und palingene Magmenbildung neben juveniler magmatischer Zufuhr aus der Tiefe im alpinen Bereich eingeräumt.

E. CLAR (1933 mit O. FRIEDRICH; 1945; 1953), F. ANGEL (1939 a und b) und zum Teil auch O. FRIEDRICH (1937, 1951, 1953, 1956) sehen in erster Linie stoffliche Umlagerung und Lösungstransport durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) als Ursache der Vererzung. Die mineralfacielle Übereinstimmung zwischen Gangart der Lagerstätten und Mineralbestand der tauernkristallinen Hüllgesteine wird als wichtiges Argument dafür angeführt, ebenso Übergänge von der Vererzungsparagenese zur Paragenese der alpinen Kluftmineralisation. Die großen Abstände der Metallzonen und die hohen Teufenunterschiede werden als Ausdruck eines geringen Temperaturgradienten verstanden, welcher typisch für regionalmetamorphe Vorgänge sei.

Bezüglich der Altersfestsetzung stützt sich E. CLAR (1953) wieder auf das Verhältnis Tektonik zu Lagerstättenbildung und auf H. P. CORNELIUS (1940), wonach die laramische Bewegungsepoche als Hauptbewegungsphase in den Ostalpen anzusehen ist. E. CLAR gelangt zu einer zeitlichen Einstufung der Metallogenese in die Zeitspanne von Eozän bis zum Oligozän. Bei Besprechung des möglichen Magmatismus für die Vererzung würden sich nach E. CLAR (1953) die periadriatischen Intrusiva zeitlich, stofflich und in ihrer Stellung zur Tektonik eignen, nicht aber in der räumlichen Lage, weil sie zu exzentrisch zur metallogenetischen Zonenabfolge liegen. Bezüglich der Andesite und Dazite irritiert E. CLAR, daß die produktive Vererzung nicht in deren Ausbruchsgebiet, sondern unter der Tauernachse liegt, in diesem Gebiet aber kein derartiger Magmatismus vorliege.

Innerhalb der „Tauernzentralgneise" vermutet CLAR (1953) vormesozoische Granite und alpidische Migmatite sowie Granitisationsprodukte, welche durch alpidische Metamorphose im Zusammenhang mit Tiefenversenkung während der alpidischen Bewegungsvorgänge im Sinne von B. SANDER (1921) in einer Zentralgneisfacies (CH. EXNER, 1949) zu vereinen wären. Dieses sich in die Tiefe erstreckende, epizonalmetamorphe bis anatektische Bildungsmilieu wird in Verbindung mit einer großtektonischen Konzeption als sialischer Tiefenwulst gekennzeichnet und soll auch die Quelle der vererzenden Lösungen sein. Auf diese Weise werden

transformative wie auch magmatische Ursachen für die Vererzung zusammengefaßt. Juveniler Magmatismus wird nicht benötigt.

O. FRIEDRICH (1956) gelangt durch die Untersuchung der Erzlagerstätten in der Kreuzeckgruppe zu dem Ergebnis, daß diese Lagerstätten — ihrer Paragenese nach — dem periadriatischen Plutonismus zuzuordnen sind; sie zeigten aber trotzdem deutlich eine gewisse chemische Blutsverwandtschaft mit den eigentlichen Tauernerzen (l. c., S. 65), die als Produkte der Tauernkristallisation angesehen werden. Wenn ich die weiteren vorsichtigen Formulierungen richtig interpretiere, leitet O. FRIEDRICH davon die Möglichkeit ab, daß zwischen „spätalpidischem Magmatismus des Rieserferner-Tonalites" und der Tauernkristallisation ein ursächlicher Zusammenhang bestehen könnte, sofern ersterer ein palingener Magmatismus ist.

In bezug auf meine Feststellungen hinsichtlich der Vergleichbarkeit zwischen periadriatischer Restkristallisation und der regionalen Tauernkristallisation scheint hier von der Erzpetrographie eine interessante Parallele gegeben zu sein, die sich u. U. in die geologisch-petrographischen Schlußfolgerungen dieser Arbeit einordnet.

Meine Ergebnisse, die zu diesem Fragenkomplex von Interesse sind, seien nachfolgend aufgezählt:

1. Es existieren in den Hohen Tauern (Hochalm-Massiv, Großvenediger-Massiv, Zillertaler-Massiv) alpidische Intrusivmassen (laramisch oder vorlaramisch) gleichen Stammes wie die periadriatischen Tonalite und Granitite.

2. Diese Intrusivmassen umfassen aber nur etwa ein Drittel der sichtbaren granitischen Massen im Tauernzentral. Es überwiegen in den Hohen Tauern die als vor-(oder früh-)alpidisch eingestuften Augen- und Flasergranitgneise.

3. Die alpidische Metamorphose erfaßte beide Intrusivmassen durch stoffliche Umlagerung, während welcher Fe, Mg und Ca teilweise abgeführt und in beschränktem Maße Na und K aus tieferen Bereichen zugeführt wird (für andere Metalle steht eine nähere Untersuchung aus).

4. Die Feststellung, daß die magmatische Restkristallisation der periadriatischen Tonalite gleicher Art wie die Tauernkristallisation ist, kann als Hinweis für ebensolche magmatische Restkristallisation im tiefgelegenen Herd der Tauern-Tonalite angesehen werden. Diese Restlösungen müßten im aufgeschlossenen Niveau eine gleiche Mineralisation als jene der Tauernkristallisation erzeugen. Damit ergibt sich meiner Meinung nach eine Schwierigkeit in der Unterscheidung, ob die Lösungen tauernkristalliner oder magmatischer Herkunft sind. Mir scheinen aus quantitativen Überlegungen letztere eine wichtigere Quelle für die alpidische Vererzung zu sein als es die sekundären Stoffumlagerungen durch Regionalmetamorphose sind [1]).

5. Tauernkristalline Mineralneubildungen wurden als Schwermineralien im mittleren Oligozän (Rupel) der bayrischen Molasse nachgewiesen

---

[1]) Die in meinem vorläufigen Bericht (Anzeiger der österr. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Jg. 1956, Nr. 1) angedeutete Möglichkeit, daß die alpidische Vererzung in der Mehrzahl der Fälle nur mehr eine Regeneration wäre, ist mit der Erkenntnis über die Ausdehnung des alpidischen Plutonismus entsprechend einzuschränken.

(H. FÜCHTBAUER, 1958), weshalb eine miozäne Einstufung der Vererzung nur schwierig oder gar nicht mit der Tauernkristallisation in Verbindung gebracht werden kann.

6. Es existierten in den heutigen granitnahen Schieferhüllgesteinen wahrscheinlich bereits voralpidische Metamorphite in Amphibolit- bis Grünschieferfacies. Diese Gesteine scheiden für größere Stoffmobilisationen während der gleichstufigen alpidischen Regionalmetamorphose aus. Dafür kommen in erster Linie die alpidischen magmatischen Massen und die sicher nachvariskischen Gesteine in Frage.

7. Vom regionalpetrologischen Standpunkt ist metamorphe Stoffdifferenzierung auch in voralpidischer Zeit, z. B. während der variskischen Orogenese, nicht auszuschließen, kann aber nur paläozoische Gesteine vererzt haben.

8. Zur Frage, ob der alpidische Magmatismus juvenil, palingen oder ein Gemenge aus beiden ist, kann keine Entscheidung getroffen werden. Magmatische Massen mit solcher Zusammensetzung und Ausbildung können sowohl durch Vermengung juvenil-gabbroider Magmen mit palingengranitoidem Substrat entstehen als auch nur palingen aus Biotit-Plagioklas-Gneisen, Metabasiten und voralpidischen Normalgraniten. Die Existenz korrodierter Plagioklaskerne (An_{80-60}) spricht in beiden Fällen wahrscheinlich für Beteiligung „gabbroider Substanz".

9. Nach der Feldspatausbildung (gleich basische Plagioklaskerne) und Pauschalchemismus ist ein gemeinsamer Ursprung für Tonalite bis Granitite und Andesite bis Rhyolithe in den Alpen, den Karpathen und im Balkangebirge möglich. Trotz zeitlicher Unterschiede zwischen den einzelnen magmatischen Ereignissen ist bei Berücksichtigung des mehraktigen alpidischen Geschehens eine genetische Beziehung sogar naheliegend.

Es widersprechen die Ergebnisse meiner Untersuchungen weder einer juvenil- oder palingen-magmatischen noch einer transformativen Metallherkunft. Aus quantitativen Gesichtspunkten ist aber der Vorzug einer Differentiation aus magmatisch teilbeweglichen Massen zu geben.

Hinsichtlich der unitarisch alpidischen Einstufung der weitaus meisten ostalpinen Lagerstätten weist die wahrscheinliche Existenz ausgedehnter voralpidischer Granite und ebensolcher regionalmetamorpher Gesteinsveränderungen zwangsläufig auf die Frage: Wo sind die Lagerstätten dieser älteren Orogenesen? Zum Beispiel die der variskischen, welche in ihrer axialen Erstreckung wahrscheinlich teilweise der heutigen Tauernachse parallel verlief? Solche Lagerstätten müßten in den vortriadischen Gesteinsserien nördlich und südlich der Hohen Tauern zu suchen sein und wohl in einer der alpidischen Metallprovinz konformen Zonenabfolge liegen. Dafür ist Voraussetzung, daß man nicht der allzu programmatischen Darstellung der Deckenlehre hinsichtlich der extremen Allochthonie der nördlichen Grauwackenzone folgt, wozu auch keine zwingenden Beweise vorliegen. LEITMEIER (1953) kommt von allgemeinen Überlegungen her zu der Auffassung, daß es auch variskische Vererzungen in den Hohen Tauern geben sollte. Man wird dann insbesondere innerhalb der jetzt überwiegend als alpidisch deklarierten Grauwackenlagerstätten auch voralpidische vermuten dürfen. In diese Richtung mögen die Ergebnisse gefügeanalytischer Untersuchungen

des Verfassers (F. KARL, 1953) an der Mitterberger Lagerstätte weisen. Weiter wäre prüfenswert, inwieweit junge, z. B. alpidische Wiederbelebung älterer Gangspalten im Sinne einer Regeneration (H. SCHNEIDERHÖHN, 1952) die zeitliche Einstufung vielfach irregeführt haben. Endgültige Aussagen verlangten eingehende und mit modernen Methoden ausgeführte Untersuchungen vieler alpiner Lagerstätten.

Eine Verneinung oder Außerachtlassung dieser Frage nach voralpidischen Lagerstätten innerhalb der sogenannten alpidischen Metallprovinz, wie es aus dem bisherigen Stand der Untersuchung über die ostalpine Vererzung gewöhnlich zum Ausdruck kommt, ist unbefriedigend [1]). Eine Bejahung dieser Möglichkeit muß zwangsläufig zur neuen Bestandaufnahme aller alpidisch eingestuften Lagerstätten und möglicherweise zu starken Abstrichen in der alpidischen Metallprovinz führen.

Die problematische Stellung der alpinen Kieslagerstätten, der Magnesitlagerstätten und nicht zuletzt die lebhafte Diskussion über die kalkalpinen Bleizinkerze (vgl. neuerdings A. PILGER und R. SCHÖNENBERG, 1958 und O. SCHULZ 1958), sowie die obigen Ausführungen scheinen sehr dafür zu sprechen, daß das Gesamtbild der ostalpinen Erzverteilung die Summe verschiedenartiger und verschiedenaltriger geologischer Ereignisse ist, was durch die derzeitige genetisch zusammenfassende Darstellung oft zu wenig gewürdigt wird.

F. Zusammenfassung

Durch feldgeologische und mikroskopische Untersuchungen sowie vergleichende chemische Betrachtungen wurde unter Mitverwertung der einschlägigen Literatur mit hoher Wahrscheinlichkeit nachgewiesen, daß es innerhalb der zentralen granitischen Massen der Hohen Tauern Intrusiva alpidischen Alters gibt, die sich von älteren Granitmassen nach Stoff und Gefüge unterscheiden lassen.

Nach mehrjährigen Kartierungsarbeiten im Großvenediger-Bereich (mittlere Hohe Tauern) stand fest, daß es dort zwei regional unterscheidbare granitische Gesteinsgruppen gibt: die normalgranitischen „Augen- und Flasergranitgneise" und die quarzdioritischen bis Tonalit-ähnlichen „Tonalitgranite". Aus dem Verhältnis zu den letzten großtektonischen Ereignissen und aus Beobachtungen am Kontakt beider Typen erwies sich ein relativer Altersunterschied derart, daß die Tonalitgranite jünger als die Augen- und Flasergranitgneise sind. Für die Tonalitgranite war die immigrative Platznahme unmittelbar vor der letzten (alpidischen) Gesteinsdurchbewegung festzulegen. In diesem Zusammenhange wurde erstmalig eine Kartenskizze und ein Tauern-Querprofil aus den neuen Kartierungen zusammen mit O. SCHMIDEGG vom Großvenediger-Bereich veröffentlicht. Vergleichsbegehungen in den grani-

[1]) Diskutabel wäre allerdings eine derartige Verneinung, wenn sie auf der Möglichkeit fußt, daß ganz allgemein saure bis normalgranitische Massen (in unserem Falle die wahrscheinlich voralpidischen Augen- und Flasergranite) als Metallisationsursprung für ausgedehnte Cu-, Fe-, Ni-, Co-, Ag- und Sb-Erzlagerstättenbildung nicht in Betracht kommen. Diese Möglichkeit wäre nach Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. H. Borchert sehr prüfenswert. S'e begegnete dem Verfasser erstmalig 1956 bei einer petrotektonischen Untersuchung der Kieslagerstätten von Vigsnes/Karmöy (Norwegen).

tischen Kernbereichen des Tauern-Westendes (Zillertaler-Alpen) und Tauern-Ostendes (Hochalm-Ankogelgruppe) sowie z. T. die Literatur aus diesen Gebieten bestätigten die Ergebnisse aus dem Großvenedigerbereich, so daß eine regionale Gliederung der „Zentralgranitgneise" in alpidische und früh- oder voralpidische für die Hohen Tauern gerechtfertigt erscheint.

Die feldgeologischen Ergebnisse wurden durch eingehende mikroskopische Untersuchungen an Graniten des Großvenedigers und am Vergleichsmaterial vom oberen Zemmgrund (Zillertaler Alpen) und vom Hochalm-Ankogel fundiert.

Im einzelnen wurde dabei gezeigt:

1. In den drei genannten Räumen existieren nach dem Mineralbestand, nach erschließbaren Mineralumwandlungen sowie nach Gefüge und Chemismus die gleichen granitischen bis tonalitischen Gesteine. U. zw.:

„Tonalitgranite" als Sammelbegriff für Biotitgranite und tonalitähnliche Quarzdiorite, die durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation nach B. SANDER, 1911) aus ehemaligen immigrativen Biotit-Graniten, Adamelliten und Tonaliten entstanden sind.

„Tonalitische Gneise" als Metatexite des Altkristallins (Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolitgneise) im Grenzbereich gegen die Tonalitgranite. Sie wurden nachträglich noch durch Tauernkristallisation verändert.

„Augen- und Flasergranitgneise" als tauernkristallin veränderte, saure bis normalgranitische tektonoblastische Magmatite und Granitisate.

2. Aus dem Verhältnis der letzten mechanischen Gesteinsformung (Fm) zu den Kristallisationen (Kr_1 und Kr_2), sowie durch Zurückrechnung der heutigen Plagioklase samt Mikrolithen-Füllung auf vormetamorphe Plagioklase ließ sich bei den genannten Gesteinsgruppen der vortektonische Mineralbestand erschließen und vom nachtektonischen sekundären Mineralbestand der Tauernkristallisation abtrennen.

3. In der Frage zur Bildung der Plagioklasmikrolithen wurde entgegen der Hypothese der Piezokristallisation (E. WEINSCHENK, 1894, E. CHRISTA, 1931) sekundäre Entstehung durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) nachgewiesen. Die Abbildung ehemaligen Zonarbaues oder charakteristisch begrenzter basischer Bereiche in den Plagioklasen beweist dies.

4. Derartig „gefüllte Plagioklase" erbrachten außerdem ein wichtiges Argument für die Vergleichbarkeit von Tauern-Tonalitgraniten mit Tonaliten des periadriatischen Intrusivbogens.

5. Durch die Tauernkristallisation wurden in analoger Weise wie bei den Plagioklasen primärmagmatische FeTi-reichere Biotite und Hornblenden zu FeTi-ärmeren Varietäten mit Pistazit und Titanit entmischt. Umgelagerte Plagioklase (Oligoklas mit Klinozoisit und Serizitmikrolithen) sowie FeTi-ärmere Biotite und Hornblenden mit Pistazit und Titanit bilden die typische Mineralfacies der Tauernkristallisation im zentralen Tauernbereich.

6. Die Rekonstruktion des vortauernkristallinen Mineralbestandes in den Tonalitgraniten, insbesondere der Rückschluß aus der Mikrolithenanordnung auf stark zonare Plagioklase, führte zum Schluß, daß die alpi-

dischen Magmatite in relativ hohes Krustenniveau intrudierten und unter hochplutonischen Bedingungen erstarrten. Im Anschluß daran setzte mit der Gesteinsdurchbewegung die Tauernkristallisation ein, die das Temperaturmilieu für Epidot-Amphibolitfacies (Prasinit-Unterfacies IV/1 nach F. ANGEL, 1940) erreichte und auf Versenkung bzw. mächtigere Überdeckung der intrudierten und erstarrten Massen schließen läßt.

7. Die den Tonalitgranit kennzeichnenden basischen Putzen wurden als allothigene Komponenten des Altkristallins (Biotit-Plagioklasgneise und Amphibolitgneise) erkannt, welche früher oder später in das tonalitische bis granitische Magma aufgenommen und entsprechend verändert wurden.

8. Durch eingehende Untersuchungen metamorpher Vorgänge in den metatekten Tonalitischen Gneisen war deren Paragesteinsnatur nachzuweisen; im weiteren auch, daß während der Tauernkristallisation ein Temperaturanstieg und eine entsprechende Veränderung der Mineralfacies von Albit-Chloritparagenese zu Oligoklas-Amphibol-Paragenese zu verzeichnen war. In diesem Zusammenhang ließ sich außerdem nachweisen, daß von den Kalifeldspatarten der Mikroklin zur Albit-Chlorit-Paragenese gehört, der Anorthoklas (bzw. Orthoklas) zur Oligoklas-Amphibol-Vergesellschaftung, womit erstmalig gezeigt wurde, daß auch die Kalifeldspate neben den Plagioklasen für die Charakterisierung der Mineralfacies als kritische Mineralien große Bedeutung haben.

9. Das relative Altersverhältnis zwischen den tauernkristallinen Mineralneubildungen und der letzten Gesteinsdurchbewegung gestatteten auf Grund von Überlegungen von H. P. CORNELIUS (1940) und jüngsten Ergebnissen der Sedimentpetrographie (H. FÜCHTBAUER, 1958) das Alter der Tauernkristallisation zwischen Alttertiär und unterem Oligozän einzuengen. Gleichzeitig damit ließ sich die Intrusion der heutigen Tonalitgranite als vorlaramisch festlegen. Bei Mitverwertung der Feldergebnisse, wonach die magmatische Platznahme teilweise noch synorogen zu den letzten großtektonischen Ereignissen geschah, besagt dies, daß die magmatische Immigration wahrscheinlich unmittelbar vor — z. T. noch während — der laramischen Phase erfolgte, also in die Wende Kreide/Tertiär zu stellen ist.

10. Diese Ergebnisse über die Altersbeziehungen wurden noch weiter erhärtet durch einen petrologischen Vergleich der Tauern-Tonalitgranite mit den benachbarten, sicher alpidischen Tonaliten und Graniten des periadriatischen Intrusivbogens. Zu dem Zwecke wurden der Tonalit des Rieserferner Massives, der Tonalit von Lana (bei Meran) und Tonalite aus dem Adamellogebiet (Campo Carlo Magno, Nambronetal) eingehender mikroskopisch und chemisch charakterisiert.

Folgende Befunde konnten daraus abgeleitet werden:

a) Es existieren innerhalb der periadriatischen Intrusiva Tonalite, Adamellite und Granitite, die einem gemeinsamen Bildungsvorgang (magmatische Differentiation oder palingene Vermengung und Differentiation oder beides zusammen) ihre Entstehung verdanken.

b) Aus dem Mineralbestand ist eine magmatische Hauptkristallisation von einer schwachen Sekundärkristallisation zu unterscheiden. Erstere ist durch Zonar-Plagioklase von Bytownit bis Andesin, FeTi-reiche Biotite und in den sauren Typen durch Orthoklas bis Anorthoklas/Mikroklin gekennzeichnet. Die Sekundärkristallisation besteht unter anderem aus Oligoklas, FeTi-ärmerem Biotit, barroisitischer Hornblende, Pistazit, Titanit und Anorthoklas/Mikroklin bis Mikroklin.

c) Bei den Plagioklasen wurde der scharfe Zonarbau mit Rekurrenzen und die zu „Gerüstkernen" (F. BECKE, 1894) oder Kernringen korrodierten basischen Kerne als Hinweis für hochplutonisches, möglicherweise sogar subvulkanisches Erstarrungsmilieu gedeutet.

d) Weitverbreitete Protoklasen an Plagioklaskernen und Hüllplagioklasen um die Kerne belegen syntektonische Intrusion. Die starken Korrosionen an basischen Kernen sprechen für deren Existenz als Festkörper im intrudierenden Magma.

e) Korrodierte Plagioklaskerne zeigen besonders in saueren Gesteinstypen, wie z. B. im Adamellit und Granit von Lana, durch sekundärmetamorphe Beeinflussung Anfänge von Mikrolithenfüllung, die nach Mineralart und charakteristischer Anordnung als Entmischung und Abbildung der basischen Kerne die Verbindung zu den gefüllten Kernen und Kernringen in den Plagioklasen der Tauern-Tonalitgranite herstellen.

f) Die unterschiedlich deutliche sekundäre Kristallisation wurde auf Grund stärkerer Verbreitung in saueren Gesteinstypen als Folge einer Autometamorphose gedeutet.

g) Die autometamorphe Paragenese ist die gleiche, wie sie in den Tauern-Tonalitgraniten durch die regionalmetamorphe, alpidische Tauernkristallisation entsteht. Diese Tatsache wird als Hinweis gewertet, daß in den Tauern vor der alpidischen Metamorphose Tonalite bis Biotitgranite gleicher Art wie in den Periadriatica vorgelegen haben.

11. Die Gegenüberstellung der mikroskopischen Befunde aus den Gesteinen der Ordnung „Periadriatica" und der Ordnung „Tauern-Tonalitgranite" zeigte bezüglich des primärmagmatischen Mineralbestandes und Gefüges weitgehende Übereinstimmung. Ein Vergleich von 5 chemischen und 21 verrechneten Modalanalysen erbrachte das gleiche Resultat für den quantitativen Stoffbestand. Geringe Differenzen im Verhältnis alk : c+fm wurden durch schwache Alkalizufuhr und c+fm-Abfuhr während der alpidischen Metamorphose im Tauern-Hauptkamm erklärt.

12. Die Vergleichbarkeit ist wahrscheinlich auch in der zeitlichen Stellung der Intrusionen zur Tektonik gegeben.

Ungleichheit besteht nur darin, daß in den Intrusiva von Lana und den Tonaliten vom Adamello mit Sicherheit die Tauernkristallisation fehlt. Es existiert stattdessen eine mineralparagenetisch vergleichbare, schwache Restkristallisation, die ihresgleichen in den Tauern-Tonalitgraniten haben könnte, aber durch die nachfolgende Tauernkristallisation nicht mehr nachweisbar ist.

13. Die weitgehende Übereinstimmung der Petrogenese in den beiden eng benachbarten Intrusivprovinzen wurde als entscheidendes Argument für die Zusammenfassung der Tauern-Tonalitgranite und Periadriatica zu einem „Tonalit-

Granit-Stamm" und damit für die alpidische Altersdatierung der Tauern-Tonalitgranite angesehen. Entsprechend diesem Befunde sind die Augen- und Flasergranitgneise zumindest frühalpidisch, wahrscheinlich aber voralpidisch, einzustufen.

14. Der so lange für die gesamten Tauerngranite verwendete Sammelbegriff „Zentralgranitgneis" (oder „Zentralgneis") ist daher aus stofflichen wie genetischen Gründen als überholt zu betrachten.

15. Vergleichsmöglichkeiten mit anderen alpinen Bereichen können nunmehr prüfen, inwieweit überhaupt Tonalit-Granit-Magmatismus den alpidischen Plutonismus repräsentiert und die Normalgranite in der Ausbildung als Augen- und Flasergranitgneise einer älteren orogen-magmatischen Epoche angehören.

16. Die Existenz eines alpidischen Magmatismus in den Ostalpen neben verbreiteten, wahrscheinlich voralpidischen sauren Magmatiten ergab neue Aspekte und Anregungen zur Überprüfung der bisher verbreiteten Ansichten über die Metallogenese in den Ostalpen, unter anderem zur Frage nach einer voralpidischen — z. B. variskischen — Metallisation, weiters über die Herkunft der Metallösungen in den Ostalpen sowie über den genetischen Zusammenhang zwischen alpiner Vererzung und Vererzung der Karpathen und des Balkangebirges.

G. Literaturverzeichnis

AMSTUTZ, G. C.: „Granitisation" und Minerallagerstätten, N. Jb. f. Min. M. H., H. 1, Jg. 1957, S. 1—24.

ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Bd. **67**, 1930, S. 36—52.

ANGEL, F. und HERITSCH, F.: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Centralblatt f. Min. Geol. usw., 1931, S. 516—527.

ANGEL, F. und STABER, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min. Petr. Mitt., Bd. **49**, H. 2 u. 3, 1957, S. 117—167.

ANGEL, F.: Unser Erzberg. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Bd. **75**, 1939 a, S. 227.

ANGEL, F.: Lehrfahrt auf den Steirischen Erzberg. Fortschr. Min. Krist., Bd. **23**, 1939 b, S. 54.

ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jb. d. Univ., Graz, 1940, S. 251—304.

ANGEL, F. und STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wiss. Alpenvereinshefte, H. 13, Univ. Verlag Wagner, Innsbruck 1952, S. 1—102.

ANGEL, F.: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Jb. Geol. B. A. Wien, Bd. **97**, 1954, S. 1—16.

BARTH, T. F. W.: Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations. Journal of Geology, **56**, 1948, S. 50—60.

BEARTH, P.: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Bern 1952.

BEARTH, P.: Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schw. Min.-Petr. Mitt., Bd. **32**, 1952, S. 338—347.

BECKE, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. Min. Petr. Mitt., N. F. 12, 1892, S. 379—432.

BECKE, F.: Die kristallinen Schiefer der Alpen (Vortragsbericht). Tscherm. Min. Petr. Mitt., **21**, 1902.

BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, **75**, 1. Teil, 1903.

BECKE, F. und UHLIG, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 1906, S. 1695—1721.

BECKE, F.: Aufnahmsbericht im Hochalmmassiv. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **117,** 1908.

BECKE, F.: Aufnahmsbericht im Hochalmmassiv. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **118,** 1909.

BECKE, F.: Intrusivgesteine der Ostalpen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **31,** 1912, S. 545—558.

BECKE, F.: IV. Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 75/1, 1913, S. 153—229.

BECKE, F.: Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **36,** H. 1 u. 2, 1923, S. 25—41.

BIANCHI, A.: Studi petrografici sell Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10,** Padova 1934.

BORCHERT, H. und TRÖGER, E.: Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten. Gerlands Beitr. z. Geophys., **62,** 1950, S. 101—126.

BORCHERT, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. N. Jb. f. Min. Abh., Bd. **91,** 1957, S. 541—572.

BRAITSCH, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. Abh. Hess. Landesamt Bodenforschung, Bd. **18,** 1957, S. 21—72.

CATHREIN, A.: Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. N. Jb. f. Min., Bd. **I,** 1890, S. 71—82.

CHRISTA, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. d. B. A. Wien, H. 3 u. 4, 1931, S. 533—635.

CLAR, E. und FRIEDRICH, O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. prakt. Geol., **41,** 1933.

CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. Geol. B. A. Wien, 1945, S. 29 ff.

CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, 1953, S. 93—104.

CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rundsch. 1953, S. 107—127.

CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schw. Min. Petr. Mitt., **15,** 1935, S. 4—30.

CORNELIUS, H. P.: Referat über Bianchi und Dal Piaz. Verh. Geol. B. A. Wien, 1936, S. 143—148.

CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. **92,** H. 4 u. 5, 1940, S. 270—312.

CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie des oberen Felber u. Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber. Reichst. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, H. 1 u. 2, 1941, S. 1—7.

CORNELIUS, H. P.: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. Petr. Mitt., **54,** 1942, S. 178 ff.

CORNELIUS, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitz.-Ber. d. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. **158,** H. 7 u. 8, 1949, S. 543—570.

DAL PIAZ, G.: Sull' andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di Monte Croce, Ivigna, Bressanone R. Acc. Lincei, Roma 1931.

DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **10,** Padova 1934.

DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie II, 2. Abt., Dresden u. Leipzig 1917.

DRESCHER, F. K.: Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. Chemie d. Erde, **15,** 1945, S. 299—324.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. Chemie d. Erde, **15,** 1945, S. 283—295.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph (mit Beispielen aus Schwarzwald, Odenwald und Alpen). Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. **100,** 1948, S. 204—212.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelbg. Beitr. z. Min. u. Petr., **2,** 1950, S. 334—377.

ESKOLA, P.: A Proposal for the Presentation of Rock Analyses in Ionic Percentage. Ann. Acat. Scient. Fenn., **28**, 1954.

EXNER, CH.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tscherm. Min. Petr. Mitt. (III. F.), Bd. I, H. 3, 1949, S. 197—284

EXNER, CH.: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, V. Teil). Tscherm. Min. Petr. Mitt., (III. F.), Bd. **2**, H. 3, 1951, S. 355—374.

EXNER, CH.: Aufnahmsbericht 1953. Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, 1954.

EXNER, CH.: Gneisgranitkerne und Schieferserien der Tauern um Mallnitz. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953, S. 171—175.

EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Verlag Geol. d. B. A. Wien 1957, S. 1—168.

FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. Jb. Geol. B. A. Wien, H. 1, 1953, S. 143—192.

FRASL, G.: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). Anz. österr. Ak. d. Wiss., Wien 1953.

FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise in Österreich. Jb. Geol. B. A. Wien, 1954.

FRASL, G.: Aufnahmsbericht 1954. Verh. Geol. B. A., H. 1, 1955, S. 22—26.

FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. Johanneum, Graz, Min. Mitt., Blatt 2, 1957, S. 41—63.

FRIEDRICH O.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Zeitschr. Berg.-Hütt.-Sal.-Wesen, **85**, 1937.

FRIEDRICH, O.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnesite und Talklagerstätten. Radex Rundschau, H. 7, 1951, S. 281—298.

FRIEDRICH, O.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rundschau, H. 7/8, 1953, S. 371—407.

FRIEDRICH, O.: Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe. Carinthia II, 20. Sonderheft, Klagenfurt 1956, S. 49—67.

FRIEDRICH, O.: Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., **89**, H. 5, 1937, S. 281—283.

FÜCHTBAUER, H.: Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der süddeutschen Vorlandsmolasse. Im Druck bei Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.

GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Videnskaps selskapets Skrifter, Kristiania, Nr. 10, 1920.

HABERLANDT, H. und SCHIENER, A.: Die Mineral- und Elementvergesellschaftung, des Zentralgneisgebietes von Badgastein. Tscherm. Min. Petr. Mitt. (III. F.), Bd. II, 1951, S. 275 ff.

KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). N. Jb. Min. Abh., Bd. **85**, H. 2, 1953, S. 203—246.

KARL, F.: Aufnahmsberichte 1952—1956. Verhandlungen Geol. B. A. Wien, H. 1, 1953—1957.

KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. Geol. B. A. Wien, 1954, S. 133—152.

KARL, F.: Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., (III. F.), Bd. **IV**, H. 1—4, 1954, S. 320—328.

KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nößlachkonglomerates (Tirol). Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien, **48**, 1955, S. 71—87.

KARL, F.: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem. Anz. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Nr. 1, 1956, S. 1—4.

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

KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., (III. F.), Bd. I, 1948, S. 51 ff.

KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters). Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **141**, 1932, S. 39—66.

KOSSMAT, F.: Die Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rundsch., **15**, 1924, S. 255—280.

KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen, I. und II. Teil, 1951.

KRAUS, E.: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. Mitt. Geol. Gesellsch. Wien, **47**, 1956, S. 141—157.

LEITMEIER, H.: Aus Predazzo II (Schluß). Min.-Petr. Mitt., **52**, H. 6, 1941, S. 283 bis 314.

LEITMEIER, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiet des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Min.-Petr. Mitt., **53**, H. 6, 1942, S. 271—329.

LEITMEIER, H.: Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., (III. F.), Bd. I, H. 4, 1950, S. 390—413.

LEITMEIER, H.: Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. Kober-Festschrift 1953. Skizzen z. Antlitz d. Erde, Geol. Arbeiten, Univ. Wien.

LEITMEIER, H.: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? Jb. Geol. B. A. Wien, H. 1, 1955, S. 33—66.

LEITMEIER, H.: Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einigen Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenanalysen zu ihrer Lösung. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., (III. F.), Bd. V, H. 4, 1956, S. 303—334.

LÖWL, F.: Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermanns Mitt., 1893.

MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. N. Jb. Min. Abh., Bd. **85**, H. 1, 1953, S. 59—140.

MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Min. Abh., Bd. **90**, H. 1, 1957, S. 39—90.

METZ, K. (mit H. HELFRICH): Mitt. des Naturwiss. Vereins f. Steiermark, Bd. **83**, Graz 1953.

NOA, W.: Plagioklasumrechnungen am Beispiel eines Gesteinsvergleiches zwischen Tonalitgraniten und Tonaliten in den Ostalpen. Mineralogische Meldearbeit, Bergakademie Clausthal, unveröffentlicht.

OFTEDAHL, CHR.: Studies on the igneons rock complex of the Oslo region; IX. The Feldspars Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademie i Oslo; I. Math.-Naturv. Kl., Nr. 3, 1948, S. 1—71.

PAULITSCH, P.: Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe. Min.-Petr. Mitt., (III. F.), Bd. I, 1948, S. 14—18.

PETRASCHECK, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes Rendus XIV. Congrés Géol. Int., Madrid 1926.

PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **141**, 1932, S. 159 ff.

PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. Jb. Geol. d. B. A. Wien, 1945, S. 129 bis 149.

PETRASCHECK, W. E.: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Südkarpathen und Balkaniden. Fortschr. d. Geol., **14**, H. 47, 1942, S. 132—181.

PETRASCHECK, W. E.: Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. Geol. Rundsch., **34**, 1944, S. 38—54.

PETRASCHECK, W. E.: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. Sitz.-Ber. d. österr. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **164**, 3. H., 1953, S. 109—130.

PETRASCHECK, W. E.: Magmatismus und Metallogenese in Südosteuropa. Geol. Rundsch., **42**, 1953, S. 128—143.

PHILIPSBORN, H. v.: Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Ak. Verlagsanst. Leipzig 1933.

PILGER, A. und SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaleralpen (Kärnten). Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch., Bd. **110**, 1. Teil, 1958, S. 205—215.

PREY, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Gesellsch. Wien, **29**, (F. E. Sueß-Festschrift), 1936, S. 429—454.

REIN, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. N. Jb. f. Min., Abh., Bd. **84**, 1952, S. 365 bis 435.

SALOMON, W.: Über das Alter der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Extrait des Eglogae geologicae Helvetiae, Vol. V, Nr. 1, S. 33—38.

SALOMON, W.: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen. Verl. Alfred Hölder, Wien 1897.

SALOMON, W.: Neue Beobachtungen aus dem Gebiet des Adamello und des St. Gotthard. Sitz.-Ber. preuß. Ak. d. Wiss., 1899.

SANDER, B.: Geologische Beschreibung des Brixner Granits. Jb. k. k. geol. Reichsanst., Bd. **56**, H. 3 u. 4, 1906, S. 707—744.

SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, I. Bericht. Denkschr. d. kais. Ak. d. Wiss. Wien, **82**, 1911, S. 257—319.

SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. k. k. geol. Reichsanst., H. 2, 1912, S. 219—288.

SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen, II. Ostalpin und Lepontin. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1916, S. 223—231.

SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen, I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. Verh. d. k. k. Reichsanst., 1916, S. 206—215.

SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. Jb. Geol. Staatsanst., Bd. **70**, H. 3 u. 4, 1920, S. 273—296.

SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst. Wien, H. 3 u. 4, 1921, S. 173—224.

SANDER, B.: Zur petrographisch-tektonischen Analyse I.—III. Teil. Jb. Geol. B. A. Wien Bd. **74, 75, 76,** 1923, 1925, 1926.

SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixner und Meraner Gebietes. Schlern-Schriften 16, Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1929, S. 1—111.

SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine, Springer, Wien 1930.

SANDER, B.: Über Flächen- und Achsengefüge, Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch. Zweigst. Wien 1942.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Teil I u. Teil II. Springer, Wien 1948, 1950.

SCHARBERT, H. G.: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). N. Jb. f. Min. Abh., Bd. **90**, H. 2, 1957, S. 135—202.

SCHEUMANN, K. H.: Metatexis und Metablastesis. Min. u. Petr. Mitt., Bd. **48**, 1937.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsberichte 1954—1956. Verh. Geol. B. A. Wien, 1955 bis 1957.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Mh. N. Jb. f. Min. 1952, S. 47—89.

SCHÖNENBERG, R.: Plutonismus und Metallisation in der Zipser-Zone (Karpathen). Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. **99**, 1947, S. 175—189.

SCHULZ, O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max), als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. Der Karinthin, Folge 37, 1. 10. 1958, S. 277—278.

SEDERHOLM, J. J.: On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pellinge Region. — Bull. Comm. géol. Finl., **58**, 1923, S. 153. Part II. The Region around the Bärösundsfjärd W of Helsingfors and neighbouring Areas. Ebenda, **77**, 1926, S. 143. Part III. The åland Islands. Ebenda, **107**, 1934, S. 68.

STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. preuß. Ak. d. Wiss., Nr. 19, 1940.

STILLE, H.: Das Leitmotiv der geotektonischen Entwicklung. Vorträge d. Ak. d. Wiss., H. 32, Berlin 1949.

TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.

TRÖGER, E.: Optische Bestimmung gesteinsbildender Mineralien. E. SCHWEIZERBART, Stuttgart 1956.

TSCHERMAK, G.: Einige Pseudomorphosen. Sitz-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, **46**, 1862.

WEBER, F.: Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min.-Petr. Mitt., **53**, H. 1 u. 2, 1942, S. 1—23.

WEGMANN, E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch., **26**, 1935, S. 305—350.

WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Groß-Venedigerstockes II. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., **XVIII.** Bd., III. Abt., 1894, S. 717—746.

WEINSCHENK, E.: Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Minerallagerstätten". Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. **26**, 1896, S. 337—385.

WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Groß-Venedigerstockes III. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., **XXII.** Bd., Abt. II, 1903, S. 263—340.

WEISSENBACH, N.: Umrechnung von Modalanalysen am Beispiel eines Gesteinsvergleiches zwischen Tonalitgraniten der Hohen Tauern und periadriatischen Tonaliten. Meldearbeit am Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal. Unveröffentlicht.

WINKLER, H.: Geologische Probleme in den östlichen Hohen Tauern, 1. Teil. Jb. Geol. B. A. Wien, 1926, Bd. **76**, S. 245—322.

Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen

Von ERICH SPENGLER *)

III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen

Mit einer paläogeographischen Karte 1 : 210.000 (Tafel IV) und 5 Textabbildungen

Dem Andenken OTTO AMPFERERS gewidmet

Inhalt

	Seite
Vorbemerkungen	194
Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums	195
Die Ablagerungsräume der Reichraminger und Ternberger Zone zwischen dem Almtale und der Gosauzone Großraming—St. Gallen	195
Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgsdecke östlich vom Traunsee	203
Die Frage der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten	210
Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges	216
Der Ablagerungsraum der Warscheneckgruppe und des Lawinenstein-Grasberg-Gebietes	219
Der Ablagerungsraum der östlichen Dachsteingruppe	222
Die Ablagerungsräume der Hallstätter Zone südlich des Toten Gebirges und des Bosruck	223
Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens	229
Der Ablagerungsraum der Gesäuseberge	231
Der Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle	237
Der Ablagerungsraum der Weyerer Bögen	240
Der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke	242
Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke	251
Der Ablagerungsraum der Annaberger Decke	261
Der Ablagerungsraum der Reisalpendecke und der Zwischenschuppen	266
Der Ablagerungsraum der Ötscherdecke	268
1. Der Raum zwischen Hieflau und Mariazell	268
2. Der Ablagerungsraum der Unterbergdecke	272
3. Der Ablagerungsraum der Göllerdecke	273
4. Der südlich der Puchberg—Mariazeller Linie gelegene Raum	277
Der Ablagerungsraum der Schneebergdecke	278
Der Ablagerungsraum der Hohen Wand und des Südrahmens des Gosaubeckens der Neuen Welt	281
Der Ablagerungsraum des zwischen dem Triestingtal und dem Wiener Becken gelegenen Teiles der Ötscherdecke (und der in dieser eingeschnittenen Fenster)	285
Der Ablagerungsraum der juvavischen Deckschollen zwischen dem Quertal der Enns und dem Wiener Becken	289

*) Adresse des Verfassers: Wiesbaden, Dotzheimerstr. 119 a

Seite

Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale 291
Ergebnisse 294
1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen 294
2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese 299
3. Die orogenetische Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges 303
4. Der Übergang aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung 303
Rückblick auf die ganze Arbeit (I.—III. Teil)
1. Die Schwierigkeiten bei der Konstruktion der Karte 304
2. Hauptergebnisse der Arbeit 306
Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums 308

Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungsraumes der Trias- bis Neokomsedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung der Falten konstruiert wurde. Westgrenze: Westrand der Spezialkartenblätter Kirchdorf, Liezen und Gröbming—St. Nicolai, Ostgrenze: Wiener Becken. In den Vorbemerkungen wird vor allem auf einige Schwierigkeiten der Abwicklung hingewiesen, die sich im Ostteil der Kalkalpen bemerkbar machen. Der Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Hierauf wird versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale darzustellen. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum bis gegen Ende des Neokoms im Ostabschnitt der Kalkalpen etwa dreimal so breit war wie die heutige Kalkalpenbreite. Es wird gezeigt, wie sich in den einzelnen orogenetischen Phasen die Breite der Kalkalpen schrittweise verkleinert hat. In dem Raume zwischen der Gosauzone Großraming—St. Gallen und dem Wiener Becken ist durch die Orogenese in der Längsrichtung eine Verkürzung von etwa 20% eingetreten. Hierauf wird das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung untersucht. Am Schluß folgt ein kurzer Überblick über die Hauptergebnisse der ganzen Arbeit (I.—III. Teil).

Vorbemerkungen

Der hier vorliegende III. (abschließende) Teil der Arbeit schließt unmittelbar an den im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt IC. Band (1956) veröffentlichten II. Teil an.

Da die Methode der Konstruktion der paläogeographischen Karte (P. K.) dieselbe ist wie im I. und II. Teil, kann hier auf die Abschnitte: „Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte" (I. T. S. 3—10) und „Vorbemerkungen" (II. T. S. 2—4) verwiesen werden.

Die Abwicklung der Falten und Decken des östlichen Abschnittes der Kalkalpen bot bedeutend größere Schwierigkeiten als diejenige des westlichen und mittleren Teiles. Das hat folgende Ursachen: 1. Im Ostabschnitte der Kalkalpen sind in stärkerem Maße raumverkürzende Bewegungen in E—W-Richtung eingetreten. Die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes war hier besonders dadurch sehr schwierig, daß sich die Bewegungen im Streichen meist nur auf einen Teil der Kalkalpen zu beschränken scheinen. So hat z. B. die E—W-Bewegung im Bereiche der Weyerer Bögen keine deutlich sichtbare Fortsetzung nach S in die Gesäuseberge, die Faltung mit N—S streichender Achse am Nordrande der Ötscherdecke (AMPFERER, 1930, Fig. 31 und RUTTNER, 1948, Abb. 2) kein Äquivalent in der Hochschwabgruppe. 2. Das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpa-

thische Streichungsrichtung, das sich anscheinend in den einzelnen tektonischen Einheiten nicht an derselben Stelle vollzieht. 3. Die Tatsache, daß über den Bau der einzelnen Gebiete die Meinungen der daselbst arbeitenden Geologen stärker voneinander abweichen als in den westlicheren Kalkalpenabschnitten. Es war daher eine ausführlichere kritische Betrachtung der tektonischen Verhältnisse nötig, wodurch der Text umfangreicher geworden ist als im I. und II. Teil.

Die am Nordrande des Ostteiles der Kalkalpen auftretende „Pienidische Klippenzone" (= Grestener Decke KOBERS) wird nicht mehr in die Darstellung einbezogen. Es geschieht dies vor allem deshalb, weil über das Verhältnis dieser Zone zu den Kalkalpen die Meinungen geteilt sind (vgl. die Zusammenstellung bei TRAUTH, 1954, S. 126—137). Außerdem sind die Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes dadurch sehr gering, daß nur sehr kleine Teile der in diesem Raume abgelagerten Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine sichtbar sind.

Ich habe mich sehr bemüht, meiner Rekonstruktion stets die neuesten Kartierungsergebnisse zugrunde zu legen. Ich bin daher den Kollegen, die es mir ermöglicht hatten, noch unveröffentlichte geologische Karten und Arbeiten zu benützen, sehr dankbar. Es sind dies die Herren: Dr. E. GASCHE (Basel), Dr. A. RUTTNER (Wien) und Dr. B. PLÖCHINGER (Wien). Ferner bin ich Herrn Professor Dr. E. CLAR (Wien) zu großem Danke verpflichtet, daß er es mir ermöglicht hat, in die zahlreichen den östlichen Kalkalpenabschnitt betreffenden, im Geologischen Institut der Universität Wien liegenden unveröffentlichten Dissertationen von Koberschülern Einblick zu nehmen. Endlich bin ich meiner lieben Frau herzlich dankbar, daß sie wegen der Erkrankung meiner Augen die Reinzeichnung der paläogeographischen Karte durchgeführt hat.

Mehr noch als bei der Abfassung der früheren Teile meiner Arbeit habe ich jetzt bedauert, daß meine Freunde O. AMPFERER und H. P. CORNELIUS nicht mehr unter uns weilen. Eine mündliche Aussprache mit ihnen hätte wahrscheinlich so manche Unsicherheit über einzelne Stellen ihrer Arbeitsgebiete beseitigt.

Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums

Die Ablagerungsräume der Reichraminger und Ternberger Zone zwischen dem Almtale und der Gosauzone Großraming—St. Gallen

Der westlichste Teil der Reichraminger Zone wurde bereits im II. T. S. 32, 33 behandelt. Wie dort gezeigt wurde, ist unmittelbar östlich des Traunsees im Zirler Berg ein kleiner Rest der Reichraminger Zone erhalten geblieben [1]).

Zwischen dem Laudachsee und dem Almtale ist auf einer Strecke von 7 *km* nichts von der Reichraminger Zone zu sehen, da die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis an den Nordrand der Kalkalpen herantritt. Unmittelbar unter dieser Decke tritt die Klippen- und Flyschzone zutage (siehe die geologische Karte und die Profile bei PREY, 1953, Taf. XIII). Diese Tat-

[1]) Da es ganz unsicher ist, wie weit die Hauptdolomitmasse des Zirler Berges unter die Mitteltrias der Traunsteingruppe hineinreicht, wurde in den kleinen dreieckigen Raum mit Signatur II am westlichen Kartenrande ein ? hineingesetzt.

sache zeigt, daß die Überschiebung der Kalkalpen über die Klippen- und Flyschzone jünger sein muß als die Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Reichraminger Zone.

Erst östlich des Almtales beginnt die Reichraminger Zone wieder, und zwar mit dem Scharnsteiner Spitz (1136 *m*), und läßt sich von dort ununterbrochen bis an den Gosaustreifen Großraming—St. Gallen verfolgen, wobei sie sich infolge des Zurücktretens der Staufen-Höllengebirgs-Decke immer mehr verbreitert. Für den Raum östlich des Almtales liegt die neue Karte von PIA (1943) vor, welche ein von GEYERS geologischer Spezialkarte, Blatt „Kirchdorf" stark abweichendes Kartenbild ergeben hat. Nach PIAS Profilen (Taf. VI) besitzt dieser Teil der Reichraminger Zone einen Faltenbau und ist außerdem von meist steil stehenden Schubflächen durchsetzt, welche ebenfalls älter sind als die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, da sie an dieser abschneiden. Die wichtigste dieser Schubflächen ist der Rauhkogelbruch [2]). Die nördlich (unterhalb der Schubfläche) gelegene Schuppe der Reichraminger Zone soll als Gamsbergschuppe, die südlich (über ihr) gelegene als Rauhkogelschuppe bezeichnet werden. Die Breite des unter der Rauhkogelschuppe verborgenen Streifens der Gamsbergschuppe wurde nach PIA (Taf. VI, Profil VI) mit etwa 700 *m* bestimmt. Im Gegensatz zu dem nordvergenten Rauhkogelbruch ist der südlich benachbarte Hutkegelbruch nach PIAS Profilen südvergent. Im Bereiche von Profil IV scheint der unter dem Hutkogelbruch verborgene Streifen etwa 500 *m* breit zu sein. Aber im Bereiche des Schnittes VI ist dieser Bruch zu einer vertikalen Verwerfung geworden und noch weiter im Osten fehlt er gänzlich. Hingegen konnte PIA (S. 136) den Rauhkogelbruch bis zum Kalbling (östlich des Pfannsteins) verfolgen. Die unter dem Rauhkogelbruch und dem Hutkogelbruch verborgenen Räume wurden in der P. K. eingezeichnet.

Wie sich aus den Profilen bei PIA ergibt, ist die Verschmälerung dieses Gebietes durch die Faltung verhältnismäßig gering. Schnitt I auf Taf. VI war vor der Faltung um 300 *m*, Schnitt II um etwa 1 *km*, Schnitt V um 1·7 *km* breiter als jetzt, wobei in Schnitt V etwa 1 *km* auf die unter dem Rauhkogel- und dem Hutkogelbruch liegenden Räume entfallen.

Der zwischen der Ostgrenze des Aufnahmsgebietes Pias und der Pyhrnbahn gelegene Raum hat in jüngster Zeit eine Neuaufnahme durch T. GATTINGER erfahren. Leider ist die Arbeit GATTINGERS bis jetzt noch nicht erschienen. Ich bin aber Herrn Dr. GATTINGER sehr dankbar, daß er mir in einem ausführlichen Brief die wichtigsten Ergebnisse und Unterschiede der Neuaufnahme im Vergleiche mit GEYERS Karte mitgeteilt hat.

Nach GATTINGER hat die Rauhkogelschuppe im Profile des Pfannsteins und der Gradenalm den Bau eines überkippten Sattels mit wohlentwickeltem inversem Mittelschenkel. Die Trias-Jura-Neokomserie dieses Mittelschenkels ist am „Rauhkogelbruch" auf das Rhät der Gamsbergschuppe bei der Gradenalm aufgeschoben. Daher muß die Verschmälerung der Rauhkogelschuppe durch die Faltung hier wesentlich größer gewesen sein als in PIAS Gebiet. Aber auch die Gamsbergschuppe weist hier den Bau eines Sattels auf, dessen saiger stehender Nordschenkel aus der bis zum Liasflecken-

[2]) PIA (S. 119) bezeichnet Schubflächen, deren Neigung größer als 45° ist, als „verkehrte Brüche".

mergel reichenden Schichtenfolge des Schomreithnersteins gebildet wird, die nach GATTINGER an steilstehender Längsstörung unmittelbar an den Hauptdolomit der Nordflanke des Thurnhamberges stößt. GATTINGERS Aufnahme hat somit gezeigt, daß der von GEYER (1910, S. 177, Profil) erkannte Faltenbau nördlich der Kremsmauer durch Schubflächen gestört ist.

Der zwischen der Pyhrnbahn im W, der Hopfing, Garnweith und dem Steyrtal zwischen Molln und dem Kalkalpenrand gelegene Raum hat kürzlich eine gründliche Neuaufnahme durch FRIDTJOF BAUER (1953) erfahren. Hier ist nicht nur die Reichraminger Zone, sondern auch die westlich von Micheldorf fehlende Ternberger Zone vorhanden. Der Letzteren rechnet BAUER den im allgemeinen muldenförmig gebauten nördlichen Randstreifen der Kalkalpen zu, dessen Bau im einzelnen so verwickelt ist, daß ihn Bauer im Maßstabe 1 : 12.500 darstellen mußte. In der sich südlich anschließenden, viel breiteren Reichraminger Zone wird auf eine geologische Karte des vorwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Nordteiles der Zone verzichtet und nur eine geologische Karte 1 : 25.000 der beiden, mit Jura und Neokom gefüllten Mulden nördlich des Sengsengebirges gegeben. TRAUTH (1936, S. 501) betrachtet GEYERS (1909 a, S. 136) Mollner Linie als die Grenze zwischen der Ternberger und der Reichraminger Decke. BAUER folgt ihm, vermeidet aber den Ausdruck „Decke": „Die Bezeichnung ‚Decke' kann hier deshalb nicht verwendet werden, da keine, beide Einheiten trennende größere Überschiebung existiert; es liegt vielmehr eine Serie gestaffelter Untertriasaufbrüche vor, die zwei faziell grundsätzlich verschiedene Zonen trennt." (1953, S. 129). Diesen Standpunkt habe auch ich stets vertreten (1928 a, S. 6; 1951, S. 350). Daß die Überschiebung an der Mollner Linie nur eine ganz geringe Schubweite aufweisen kann, ergibt sich vor allem aus der Tatsache, daß sich die Überschiebung gegen E nur bis Reichraming verfolgen läßt. (Östlich von Reichraming könnte allerdings die Linie unter Quartär verborgen sein, und es wäre denkbar, daß der von GEYER beim Uferer eingezeichnete Zug von Opponitzer Kalk das Weiterstreichen der Mollner Linie andeutet.) Westlich von Molln ist in dem großen Hauptdolomitgebiet zwischen Agonitz und Eisbach nichts von einer Überschiebungsfläche zu sehen (Vgl. auch die zwei Sammelprofile bei BAUER Taf. I). Auch die sich aus BAUERS Arbeit ergebenden beträchtlichen Faziesunterschiede im Jura beider Zonen erfordern zu ihrer Erklärung keinen Deckenbau, da sich die Faziesverhältnisse auch im Streichen rasch ändern. So ist zwischen Molln und Klaus der Lias in der Ternberger Zone als Hornsteinkalk und Fleckenmergel, in der Reichraminger Zone als Hirlatzkalk ausgebildet; zwischen Reichraming und Großraming ist es gerade umgekehrt: hier liegt der Hirlatzkalk des Schiefersteins nördlich der Mollner Linie, der Fleckenmergel des Fahrenberges südlich dieser Linie.

Vor einer Abwicklung der Falten der Ternberger Zone muß die von GEYER (1910, S. 170—171) beschriebene und auch von KRAUS (1944, S. 230) und BAUER (1953, S. 128) besprochene Micheldorfer Scharung rückgängig gemacht werden, die sich vor allem dadurch ausprägt, daß das SE-Streichen der Gesteine des Schomreithnersteins bei Micheldorf fast rechtwinkelig in das NE-Streichen des Hirschwaldsteins umbiegt. Es ist unwahrscheinlich, daß dieser scharfe Knick im Faltenstreichen schon bei der vorgosauischen Bildung der kalkalpinen Falten entstanden ist. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Knickung der ursprünglich W—E

streichenden Falten erst in einem viel späteren Zeitpunkt bei der Unterschiebung durch die Flyschzone dadurch erzeugt wurde, daß die südgerichtete Unterströmung im Meridian von Kirchdorf und Micheldorf stärker war als in der östlichen und westlichen Nachbarschaft. Diese Unterströmung hat innerhalb der Kalkalpen noch folgende nachträgliche Störungen des Faltenbaues hervorgerufen: 1. Die von GATTINGER erkannte Umwandlung des Faltenbaues der Reichraminger Zone nördlich der Kremsmauer in einen Schuppenbau. 2. Die Bildung der von GEYER (1909 a) und BAUER (1953) beschriebenen Querstörungen in der Ternberger Zone, die ein „treppenförmig abgestuftes Zurückweichen des Kalkalpenrandes gegen die Kirchdorfer Bucht" (GEYER 1909 a, S. 142) erzeugt haben. Wir müssen daher zunächst die Falte des Hirschwaldsteins in die W—E Richtung zurückdrehen [1]) und die Querstörungen rückgängig machen. Dadurch ergibt sich ein gegen W breiter werdender, jetzt teils durch Stirnabtragung an der Reichraminger Zone, teils infolge der Verhüllung der Ternberger durch die Reichraminger Zone nicht mehr sichtbarer Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen beider tektonischen Einheiten. Wieviel durch Abtragung, wieviel durch Verhüllung unseren Blicken entzogen ist, ist nicht feststellbar, daher das ? an den gerade gezogenen Grenzen beider Räume. Das Fehlen der Ternberger Zone westlich vom Kremstal ist wahrscheinlich auf vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch erfolgte Abtragung zurückzuführen.

Der Bau der Ternberger Zone zwischen dem Kremstal und dem Steyrtal ist nach der geologischen Karte von BAUER so verwickelt, daß in dem kleinen Maßstab der P. K. eine genaue Abwicklung nicht möglich ist. Die Ausglättung der Falten erfolgt daher in etwas schematischer Weise. Ebenso schematisch wurden die jetzt unter einigen Längsstörungen verborgenen Räume eingezeichnet, und zwar im Zug des Hirschwaldsteins für die unmittelbar südlich vom Gipfel durchziehende Längsstörung (Profile 3—7 bei BAUER Taf. I), in der Landsberg-Rabenstein-Scholle für folgende vier Längsstörungen: 1. Überschiebung der Schuppe des Gr. Landsberges auf die mit Neokomsandstein schließende Schuppe des Kl. Landsberges (Profile 18 u. 19), 2. Überschiebung der Schuppe des Südhanges des Gr. Landsberges auf das Tithon des Gipfels (BAUER S. 124, Z. 2—3, Profil 17—19), 3. Überschiebung des Triasaufbruches von Schmiedleiten auf das Neokom dieser Schuppe (Profile 17—19), 4. Schubfläche zwischen dem Wettersteinkalk des Rabensteins und der Mulde des Sonnkogels (Profil 16) sowie zwischen dem Muschelkalk südlich vom Hausberg und dem südlich angrenzenden Hauptdolomit (Profil 20). Zweifellos ist die Raumverengung durch die Faltung und Schuppung in der Landsberg-Rabenstein-Scholle sehr bedeutend. Ich vermute, daß dieses Gebiet vor der Faltung in N—S-Richtung mindestens doppelt so breit war als heute. In der Scholle des Pernsteingrabens wurde die Verhüllung eines kleinen Teiles der Trias durch Feinkonglomerate (Cenoman ?, BAUER S. 117) eingezeichnet.

Für den Abschnitt der Ternberger Zone zwischen dem Steyr- und Ennstal liegt nur die alte, aber sehr gute Aufnahme GEYERS vor (Geol. Spezialkarten „Kirchdorf" und „Weyer"). Nach dem Kartenbilde auf Blatt

[1]) Gegenwärtig liegt Punkt a der Ternberger Zone bei Punkt a′ der Reichraminger Zone.

„Kirchdorf" liegt es nahe, die aus Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk bestehende Masse des Gaisberges als eine zu einer höheren Decke gehörende Deckscholle zu betrachten. Tatsächlich hat KOBER (1923, Fig. 77, S. 163) und STAUB (1924, Profil 2) den Gaisberg als Deckscholle der Tirolischen Decke HAHNS (= Staufen-Höllengebirgs-Decke SPENGLERS) angesehen. Wie ich aber bereits 1928 a, S. 9 gezeigt habe, ist dieser Zusammenhang abzulehnen, da die Staufen-Höllengebirgs-Decke nach GEYER (1909 a, S. 131 und Fig. 1) schon im Sengsengebirge ihre Stirn hat. Ich habe es damals für möglich gehalten, daß der Gaisberg eine Deckscholle der Reichraminger auf der Ternberger Decke darstellt und habe an dieser Ansicht noch 1951, S. 349 festgehalten. Auch TRAUTH (1936, S. 500) ist mir darin gefolgt. Aber BAUER (1953, S. 129) bestreitet die Deckschollennatur des Gaisberges gänzlich. Eine eigene Begehung des Dorngrabens im Sommer 1955 mußte der Ansicht BAUERS rechtgeben. Der Wettersteinkalk des Gaisberges verschwindet offenbar gegen E unter Hauptdolomit, wie besonders das Auftreten von Lunzer Schichten zwischen beiden Gesteinen zeigt, was nicht nur BAUER beobachtet hat (Brief vom 2. 6. 1955) sondern auch ich selbst an dem vom P. 1022 zum Schoberstein führenden Wege gesehen habe. Die Nordgrenze des Wettersteinkalkes macht im oberen Teile des Dorngrabens den Eindruck einer fast saiger stehenden Fläche. Demnach ist das Profil GEYERS (1909 a, Fig. 2, S. 139) vollkommen zutreffend. Der Gaisberg ist keine Deckscholle, sondern eine steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe. Die den Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Gaisberges im N begrenzende Schubfläche entspricht wohl der Schubfläche 3, die ihn im S begrenzende der Schubfläche 4 der Landsberg-Rabenstein-Scholle. Wie GEYERS Profil zeigt, ist die Schuppe des Gaisberges noch durch eine weitere Schubfläche geteilt, an der Reiflinger Kalk über Wettersteinkalk geschoben ist. Durch den unteren Dorngraben und über den Sattel SE von 903 (in GEYERS Profil zwischen den P. 866 und 1068) zieht eine bedeutendere Schubfläche, an der Hauptdolomit auf Unterkreide aufgeschoben ist. Denn GEYERS „Kreideflysch" ist offenbar mit dem Neokomsandstein BAUERS identisch. Diese Schubfläche setzt sich in der Schubfläche 1 der Landsbergscholle fort, unter der ebenfalls Neokomsandstein auftritt.

In dem auf Blatt „Weyer" gelegenen Teile der Ternberger Zone tritt als beherrschendes tektonisches Element die Losensteiner Kreidemulde hervor. Die Südbegrenzung der Losensteiner Kreide ist am Gr. Dirn (GEYER 1909, Taf. II, Profil VI) und wahrscheinlich auch zwischen dem Ennstal und dem Pechgraben eine Überschiebung, die ich 1951, S. 349 als die Grenze zwischen der Ternberger und der Reichraminger Decke betrachtete. ROSENBERG hat sich dieser Auffassung angeschlossen (1955, S. 150). Für diese Deckengrenze bin ich damals hauptsächlich deshalb eingetreten, weil ich den Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Gaisberges, der offenbar in der Geosynklinale die westliche Fortsetzung desjenigen des Gr. Dirn war, für eine Deckscholle der Reichraminger Decke hielt. Da der Gaisberg aber keine Deckscholle ist (siehe oben) und somit zur Ternberger Zone gehört, besteht kein Grund, den Gr. Dirn zur Reichraminger Decke zu rechnen. Überdies ist der von mir damals angegebene Verlauf der Deckengrenze auf der Strecke zwischen dem Gaishörndl und der Westgrenze des Blattes „Weyer" unbefriedigend, da sie gänzlich im

Hauptdolomit verlaufen würde. Aber auch auf einer anderen Linie ist es unmöglich, die Überschiebung des Gr. Dirn gegen W — etwa bis an den N-Rand der Wettersteinkalkmasse des Gaisberges — durchzuziehen. Denn nach GEYERS Karte spaltet sich die Losensteiner Kreidemulde westlich der Hintersteinmühle in mehrere Teilmulden, von denen anscheinend keine im S durch eine bedeutendere Überschiebung begrenzt ist.

Um aber der Teilung der Ternberger Zone durch die Losensteiner Kreidemulde und die an ihrem Südrande verlaufende Überschiebung Rechnung zu tragen, könnte man die nördlich dieser Überschiebung gelegene Einheit als Windhagberg-Krestenberg-Schuppe, die südliche Schuppe als Dirn-Schieferstein-Schuppe bezeichnen. In dem Raume zwischen der Enns und dem Pechgraben schalten sich noch zwei schmälere Zwischenschuppen zwischen diese beiden Hauptschuppen ein: die Schuppe der Walkenmauer und diejenige des Seitwegkogels. Das Ostende der Ternberger Zone im Raume des Pechgrabens und des Neustiftgrabens hat nach Erscheinen der Geyerschen Karte die Neubearbeitungen von LÖGTERS (1937) und ROSENBERG (1955) erfahren. In dem Kärtchen von ROSENBERG (Abb. 1, S. 154) müßte nach der hier gegebenen Terminologie Reichraminger Decke durch Dirn-Schieferstein-Schuppe, Ternberger Decke durch Schuppe des Seitwegkogels ersetzt werden. Letztere scheint sich übrigens nach Blatt „Weyer" erst östlich von P. 1045 am Schiefersteinkamm von der Schieferstein-Schuppe abzuspalten [1]). Ob die Jurakalkschuppe des Losensteiner Schloßberges die westliche Fortsetzung der Walkenmauer-Schuppe ist oder eine etwas nördlichere Lage hat, ist nicht sicher zu erkennen; ich vermute aber nach dem Kartenbilde eher das Letztere.

Eine große Schwierigkeit für die Konstruktion meiner Karte ergibt sich daraus, daß die Losensteiner Kreidemulde noch nicht in ihrer ganzen Länge auf Grund der von LÖGTERS und ROSENBERG erkannten Stratigraphie neu kartiert ist. Nur das wenig über Losenstein nach W reichende Übersichtskärtchen bei LÖGTERS (Abb. 11, S. 407) ist vorhanden, aus dem hervorgeht, daß LÖGTERS nicht nur die von GEYER als Gosauschichten, sondern auch die von ihm als Kreideflysch ausgeschiedenen Gesteine zur Oberkreide rechnet [2]). Ob das aber auch für den westlichen, in der Übersichtskarte von LÖGTERS nicht enthaltenen Teil der Losensteiner Mulde gilt, ist zweifelhaft; hier würde ich eher glauben, daß der „Kreideflysch" noch zur Unterkreide gehört.

Die Schubweite der Überschiebungen zwischen den einzelnen Schuppen der Ternberger Zone — auch der Überschiebung des Gr. Dirn — ist zweifellos gering. Denn es handelt sich nur um durch lokale Überschiebungen gestörte Falten. Hingegen dürfte die Raumverschmälerung durch die Faltung sehr bedeutend sein, wofür die meist steile Schichtenstellung spricht.

---

[1]) Auch ROSENBERG erwähnt S. 151, daß sich bei „Ra" von „Rabenreitwegkogel" die Züge schließen.

[2]) Da in der P. K. die jetzt offen zutage liegenden Unterkreidesedimente mit Signatur I, die jetzt durch Oberkreide verhüllten mit III bezeichnet werden, müssen innerhalb der Losensteiner Mulde beide Signaturen angewendet werden, wobei ich mich zur Abgrenzung an Abb. 11 bei LÖGTERS hielt. Da das Gebiet der Losensteiner Mulde eine bedeutende Verschmälerung durch Faltung erfahren hat, wurde der Ablagerungsraum der Gesteine etwa doppelt so breit dargestellt wie die heutige Mulde.

Besonders stark ist wohl die tektonische Verschmälerung der Zone im Bereiche der Losensteiner Mulde und der enggepreßten Teilmulden, in die sie sich im E teilt. So dürfte z. B. der jetzt sehr schmale Zug der Walkenmauer bei der Faltung stark verschmälert worden sein, da er nach LÖGTERS (S. 405) den Bau einer eng zusammengepreßten Mulde besitzt. Auch der Raum nördlich der Losensteiner Mulde dürfte eine beträchtliche Verschmälerung durch die Faltung erfahren haben, da er nach GEYER (1909, Taf. II, Profil VI) nicht nur den noch südlich der Enns gelegenen Sattel des Grillenberges, sondern auch die beiden tief eingefalteten Mulden des Südhanges des Mathäusberges und des Windhagberges aufweist.

Ich habe daher angenommen, daß der Ablagerungsraum der Ternberger Zone zwischen dem Steyrtal und dem Pechgraben in N—S-Richtung etwa doppelt so breit war wie die heutige Zone.

Auf einen Versuch, auch den Ablagerungsraum der voroberkretazischen Gesteine der Cenomanklippenzone zu rekonstruieren, wurde verzichtet, da von diesen Gesteinen nur sehr spärliche Reste erhalten sind (LÖGTERS 1937, Abb. 3, S. 384).

Wenn auch das S. 197 erwähnte Verschwinden der Mollner Linie gegen E zeigt, daß auch von Molln bis Reichraming die Schubweite auf dieser Schubfläche sehr gering war — ich schätze sie auf etwa 1 *km* — und daher die Ternberger und Reichraminger Zone nicht als der Allgäu- und Lechtaldecke vergleichbare Überschiebungsdecken betrachtet werden können, so ist es doch möglich, daß die Ablagerungsräume der Ternberger und Reichraminger Zone in der Geosynklinale die Fortsetzung derjenigen der Allgäu- und Lechtaldecke des Westens waren. Man muß sich nur vorstellen, daß die Schubweite der Lechtaldecke gegen E allmählich abnimmt, so daß man im Krems-, Steyr- und Ennsgebiet nicht mehr von einem Deckenbau sprechen kann.

Wenn man die Falte des Hirschwaldsteins in ihre ursprüngliche E—W-Richtung zurückdreht und die Blattverschiebungen rückgängig macht (S. 198), zeigt es sich, daß der Ablagerungsraum des Westendes des Hirschwaldstein-Zuges durch einen jetzt nicht mehr sichtbaren, gegen W sich verbreiternden Zwischenraum von demjenigen der Reichraminger Zone getrennt war. Es muß daher irgendwo im Hauptdolomitgebiet nördlich des Steinkogels — vielleicht in dem mit Schutt gefüllten Längstalzug zwischen den Bergrücken des Hirschwaldsteins und des Steinkogels — eine Schubfläche verlaufen, unter der die in diesem Zwischenraum abgelagerten Gesteine verschwunden sind. Es wäre möglich, daß dieses Divergieren der Ablagerungsräume der Ternberger und Reichraminger Zone gegen W auf das östliche Ende einer größeren Überschiebung der Letzteren auf Erstere hindeutet.

Von dem östlichen Ende des sichtbaren Teiles der Allgäudecke (Vilser Kalk von Staufeneck bei Bad Reichenhall) bis Micheldorf sind es 95 *km*. Auf der ganzen langen Strecke ist nichts von der Allgäudecke zu sehen. Wir wissen daher nicht, wieviel von dieser Decke unter höheren Decken verborgen und wieviel nördlich des heutigen Kalkalpen-Nordrandes abgetragen ist. Man kann daher über das Verhalten der Decken in diesem unbekannten Raum nur die sehr hypothetische Annahme machen, daß die Schubweite der Lechtaldecke (Hochbajuvarische Decke) über die Allgäudecke (Tiefbajuvarische Decke) gegen E stetig abnimmt. Ver-

binden wir in der P. K. den Ablagerungsort des Ostendes des sichtbaren Teiles der Allgäudecke (Vilser Kalk von Staufeneck) mit der Grenze zwischen den Ablagerungsräumen der Ternberger und Reichraminger Zone bei Leonstein durch eine gerade Linie, so verläuft diese Linie WNW—ESE. Zur Erläuterung der Zahlen im II. T., Tabelle auf S. 58, sei bemerkt, daß diese Gerade im Meridian von Hallstatt 18 *km* (16 *km*) vom Nordrande des Ablagerungsraumes der Langbathscholle (Lechtaldecke) entfernt ist. Rechnen wir als sichtbaren Teil der Allgäudecke die Breite des Ablagerungsraumes der Ternberger Zone im Steyrtal (9 *km*) dazu, so gelangen wir für den Meridian von Hallstatt zu einer Breite des Ablagerungsraumes der Allgäudecke von 27(25)*km* (T. II, S. 58).

In der Reichraminger Zone ist die Faltung regelmäßiger, aber schwächer als in der Ternberger Zone, was wohl mit der größeren Mächtigkeit der Trias, besonders des Hauptdolomites, zusammenhängt. Daher ist auch der Unterschied zwischen der Breite des Ablagerungsraumes und der heutigen Breite geringer. Wenn man versucht, die beiden Sammelprofile BAUERS (Taf. I, unten) auszuglätten, so erhält man für das westliche Profil vom Nordrande des Wettersteinkalkes des Sengsengebirges bis zum Nordrande der Reichraminger Zone eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 15 *km* (heutige Breite 9·2 *km*), für das östliche eine solche von 16·5 *km* (heutige Breite 11 *km*). Versucht man die Falten in der Reichraminger Zone des Profiles VI (bei GEYER 1909, Taf. II.) auszuglätten, so erhält man für den Raum zwischen der Schaumberg A. und der Mollner Linie eine Breite des Ablagerungsraumes von 19·5 *km* (heutige Breite 12 *km*). In Prozenten ausgedrückt, beträgt also bei dem ersten Profil die heutige Breite 61·3%, bei dem zweiten 66·7%, bei dem dritten 61·5% der Breite des Ablagerungsraumes.

Wegen des kleinen Maßstabes der P. K. konnten die von BAUER im Bereiche der beiden Mulden des Windberges und des Siebensteins beschriebenen steil stehenden und zum Teil schwer verständlichen [1]) Schubflächen bei der Ausglättung der Falten nicht berücksichtigt werden. Es wurde nur versucht, den Raum einzutragen, der jetzt unter der die tektonischen Einheiten A und B (Taf. 2, Profile) trennenden Schubflächen verborgen ist, da es sich hier um die bedeutendste der von BAUER aus diesem Gebiete beschriebenen Schubflächen zu handeln scheint.

Aus dem Raume zwischen der Hopfing und der Krummen Steyrling existiert nur das von GEYER (1909 a, S. 133, Fig. 1) veröffentlichte Profil durch Hohe Nock und Sonntagsmauer. Dieses Profil zeigt — abgesehen von der ganz unbedeutenden Schubfläche zwischen dem Wettersteinkalk und dem überkippten Hauptdolomit des Sengsengebirges — nur zwei Überschiebungsflächen: 1. die Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Reichraminger Zone (verkehrt gelagerter Hauptdolomit über Tithon), 2. die Überschiebung bei der Feuchtaualm (Hauptdolomit und Rhät über Neokom). Die beiden Überschiebungen scheinen sich gegen W

[1]) Letzteres gilt z. B. für den Satz: „Die wie Schraubstockbacken zusammendrängenden Schollen H und E pressen ganze Schichtpakete nach oben und unten aus, um in halber Höhe, nur unter Zwischenschaltung der Schuppe F_1 und F_2 eng aneinanderzuschließen." (S. 121). Die Ausquetschung der Scholle G nach unten kann ich mir schwer vorstellen.

(etwa nördlich vom Größtenberg) zu vereinigen; ich zeichnete daher dort auch eine Vereinigung der unter den Schubflächen verborgenen Räume. Nach E läßt sich die Überschiebung der Feuchtau-A. höchstens 1 *km* weit auf Bl. „Weyer" verfolgen.

Das östlichste Stück der Trias-, Jura- und Neokomgesteine der Reichraminger Zone ist unter dem Gosaustreifen Großraming—St. Gallen verborgen. Nach den Profilen bei LÖGTERS (1937) bilden die Gosauschichten dieses Streifens eine N—S streichende, ziemlich tiefe Mulde. ROSENBERG hingegen konnte 1957 nachweisen, daß es sich nicht um eine Mulde, sondern um eine gegen E unter die Frankenfelser Decke einfallende Schichtenfolge handelt, die allerdings eine starke Kleinfaltung aufweist (RUTTNER und WOLETZ 1957). Aber auch die dieser Arbeit beiliegende geologische Karte zeigt, daß E-Fallen der Schichten vorherrscht. Ich möchte nach dem Kartenbild glauben, daß diese Falten auf die Gosauschichten beschränkt sind und daher durch den Druck aus E eine tektonische Abscherung der Gosauschichten von ihrem Untergrund erfolgt ist. In diesem Falle braucht der Ablagerungsraum der unter den Gosauschichten verborgenen älteren Gesteine nicht viel breiter zu sein als die heutige Gosauzone.

Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgs-Decke östlich vom Traunsee

Wie ich bereits im II. T. S. 31 erwähnt habe, lehne ich das Vorhandensein des sogenannten „Almfensters" ab, betrachte also das ausgedehnte Hauptdolomitgebiet, das im Meridian des Laudachsees und Hochkogels eine Breite von 10 *km*, im Almtale eine solche von 9 *km* besitzt und sich, durch das Vorspringen der Totengebirgsdecke im Kasberg auf wenige *km* eingeengt, bis Steyrling verfolgen läßt, als einen Bestandteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke. Dafür spricht nicht nur die von mir bereits 1924, S. 158 hervorgehobene Tatsache, daß das gut aufgeschlossene Profil an der Ostseite des Traunsees (GEYER 1917, S. 84, 90) mit der Fensterhypothese unvereinbar ist, sondern auch folgende Erwägung: Wie GEYERS Profil VI (1909, Taf. II) zeigt, ist am Ostende des Wettersteinkalkzuges des Sengsengebirges, am Krestenberg, keine nordvergente Überschiebung mehr vorhanden, sondern nur ein — gegen E untertauchender [1]) — nordvergenter Sattel. Auch BAUER (1953, S. 118) konnte GEYERS Feststellung bestätigen. Mit Recht betrachtet daher HAHN (1913, S. 280) den Krestenberg als das Ostende des „Tirolischen Bogens", des Nordrandes der Tirolischen Decke, die ich 1928 in Staufen-Höllengebirgs-Decke umgetauft habe. Wenn nun das Hauptdolomitgebiet beiderseits des Almtales zwischen Grünau und Habernau im Sinne der Fensterhypothese der Reichraminger Zone (= Bajuvarischen Decke) angehören würde, müßten die Muldenzüge im Hauptdolomit nördlich des Sengsengebirges gegen W unter dem nach N vordringenden Wettersteinkalk des Tirolischen Bogens verschwinden und im „Almfenster" wieder auftauchen. Tatsächlich aber zeigt der Hauptdolomit beiderseits des Almtales eine viel weniger gestörte Lagerung (GEYER 1911, S. 68) als derjenige nördlich des Sengsengebirges, und die Juramulden

[1]) Das wurde neuerdings auch von A. RUTTNER bestätigt (RUTTNER und WOLETZ, 1957, S. 222).

nördlich des Sengsengebirges werden westlich der Steyr durch das Vordringen des Wettersteinkalkes vor dessen Stirn nach N geschleppt und dabei stärker zusammenpreßt. Es ist daher der Raum nördlich der Kremsmauer und nicht der Hauptdolomit beiderseits des Almtales die westliche Fortsetzung des Raumes nördlich vom Sengsengebirge.

PIA (1943, S. 144) stellt 5 Möglichkeiten der tektonischen Deutung des Almgebietes zusammen und entscheidet sich für die Deutung e, nach der ein Alm-Halbfenster vorhanden ist. Meine Anschauung aber entspricht der Deutung a. KRAUS (1944, S. 227—229) glaubt an das Almfenster. Allerdings ist die Erklärung, die er gibt, mir unverständlich: „Demnach dürfte die nördliche und südliche Begrenzungsfläche des Almfensters als zusammengehörige Unterschiebungsfläche der Reichraminger unter die Staufen-Höllengebirgsdecke angesehen werden, wobei beide Gesteinsreihen im SW aber ineinander übergehen." Meiner Ansicht nach steht der zweite Satz im Widerspruch mit dem ersten. Denn wenn es sich wirklich um eine zusammenhängende Unterschiebungsfläche handelt, lag der Ablagerungsraum der Reichraminger Zone gänzlich nördlich desjenigen der Staufen-Höllengebirgs-Decke, so daß es unmöglich ist, daß im SW-Teil des Fensterrahmens die durch die Breite des späteren Fensters von einander getrennten Sedimentationsgebiete ineinander übergehen. Von neueren Beobachtern sind PREY, WEBER (1949), GATTINGER (nach brieflicher Mitteilung) und GASCHE ebenso wie ich zu einer Ablehnung des Almfensters gelangt.

Für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Nordrandes der Staufen-Höllengebirgs-Decke zwischen Traunsee und Almtal liegt die neue Karte 1 : 25.000 von PREY 1953 vor, durch die nicht nur die geologische Spezialkarte „Kirchdorf" von GEYER, sondern auch das Kärtchen von BRINKMANN (1936, S. 437, Abb. 1) und das Profil von KRAUS (1944, S. 189, Abb. 3, Profil I) überholt sind. GEYER zeichnet vor allem zu viel Gutensteiner Kalk, BRINKMANN zu viel Werfener Schichten ein. Nach PREY haben sich nördlich des Gutensteiner Kalkes des Steinecks und des Zwillingskogels nur die zwei kleinen Deckschollen des Hoch-Reith-Berges und des Reuthkogels erhalten. Darunter kommen keine Spuren der Reichraminger Zone, sondern unmittelbar Neokommergel der Klippenzone zutage, deren Behandlung nicht in den Rahmen dieser Arbeit fällt. Die südliche Begrenzung des Gutensteiner Kalkes des Gsollberges und des Zwillingskogels ist nach GEYER (1911, S. 71) „ein steilgestellter, den flach südlich neigenden Hauptdolomit des Vorderrinnbaches von den nördlich einschießenden Gutensteiner Kalken des Zwillingskogels trennender Bruch, der durch die Südflanke des Berges in das Lainautal im Traungebiet weiterstreicht."

Zwischen dem Alm- und Steyrtal weist die Staufen-Höllengebirgs-Decke — ähnlich wie im Höllengebirge — den Bau einer liegenden Antiklinale mit wohlentwickeltem inversen Mittelschenkel auf. Wie PIA 1943 einwandfrei nachgewiesen hat, ist der Windhagkogel samt dem Gipfel des Hochsalm ein Teil des inversen Mittelschenkels. Daher muß das heute nördlicher liegende Gestein des Hochsalm südlicher sedimentiert

worden sein als dasjenige des Windhagkogels oder allgemeiner ausgedrückt, vor der Faltung muß in dieser Scholle im Vergleich mit der heutigen Lage N und S vertauscht gewesen sein.

Die Werfener Schichten an der Nordseite des Grünaubaches und der Wettersteinkalk der Jansenmäuer gehören zweifellos zur Staufen-Höllengebirgs-Decke, da sie offenbar die Verbindung zwischen den Wettersteinkalken des Zwillingskogels und des Gaissteins darstellen. Nach PIAS Schnitt II wird der Wettersteinkalk der Jansenmäuer an der nördlichen Jansenmäuerstörung von südfallendem Lunzer Sandstein unterlagert. Daraus könnte man schließen, daß auch der Wettersteinkalk der Jansenmäuer samt dem Lunzer Sandstein zur inversen Winhagdeckscholle gehört. Nun konnte aber KIRCHMAYER zeigen (1956, S. 9 und 1957, S. 34), daß dieser angebliche Lunzer Sandstein in Wirklichkeit eine Verschuppung von Werfener Schiefern mit Flysch ist. Daraus ergibt sich, daß der Wettersteinkalk der Jansenmäuer ebenso wie derjenige des Gaissteins südlicher sedimentiert wurde als der Wettersteinkalk des Windhagkogels, ein Stück des normal gelagerten Hangendschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke ist und erst nach der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch sekundär auf die Gesteine der Reichraminger Zone und die Windhagdeckscholle aufgeschoben ist.

Als die östliche Fortsetzung der inversen Schichtenfolge des Windhagkogels betrachtet PIA den felsigen Zug der Kremsmauer, von dem aber nur das Westende (P. 953) noch im Bereiche von PIAS Karte gelegen ist. Nach PIA (S. 136) fällt der Wettersteinkalk der Kremsmauer nicht unter die Lunzer Schichten an deren Südhang ein (wie es bei GEYER 1910, S. 177 dargestellt ist), sondern der Lunzer Sandstein unterlagert den Wettersteinkalk und tritt auch in der Nordwand der Kremsmauer unter dem Wettersteinkalk zutage. Letztere Angabe trifft allerdings nach der noch nicht veröffentlichten Neuaufnahme durch E. GASCHE nicht zu. An der Nordseite grenzt der Wettersteinkalk des Kremsmauerzuges an einer scharf ausgeprägten Störung unmittelbar an die Gesteine der Reichraminger Decke. Der Kremsmauer-Kirchmauer-Zug bildet nach GASCHE eine Tauchfalte, deren Südschenkel mittelsteil NE fällt, während der Nordschenkel saiger steht. Auch GASCHE betrachtet die Kremsmauer als die östliche Fortsetzung der Windhagdecke PIAS.

Die Wettersteinkalke der Kremsmauer und des Hochedl hängen nicht miteinander zusammen — wie es auf Blatt „Kirchdorf" dargestellt ist — sondern sind voneinander durch einen Streifen invers gelagerten Hauptdolomites getrennt. Zwischen diesem und dem Wettersteinkalk der Kremsmauer tritt der von GEYER und PIA beobachtete Zug von Lunzer Schichten auf, der allerdings nach GASCHE nicht ununterbrochen zu verfolgen ist, wie es das Blatt „Kirchdorf" zeigt, sondern an vielen Stellen verquetscht ist. Der Hauptdolomitzug ist auch auf der Südseite vom Wettersteinkalk des Hochedls durch einen Sandsteinzug getrennt, der sich aber nach GASCHE als Flysch erwiesen hat. Ferner hat GASCHE festgestellt, daß sich der Wettersteinkalk der Kirchmauer am SE-Ende dieses Felsrückens heraushebt und durch einen schmalen, gegen NE auskeilenden Streifen von Hauptdolomit — offenbar das SE-Ende des oben erwähnten Hauptdolomitzuges — von dem bei Neu Preisegg im Steyrtal anstehenden Wettersteinkalk getrennt ist.

GASCHE deutet nun in einem am 22. 9. 1956 in Basel gehaltenen Vortrag diese Beobachtungen in dem Sinne, daß er nur den Wettersteinkalk bei Neu Preisegg (und denjenigen des Hochedls und des Gaissteins) mit dem Sengsengebirge verbindet und den Windhagkogel und die Krems-

mauer als die Stirn der Decke des Toten Gebirges (Kasbergdecke) betrachtet [1]).

Diese Deutung ist zweifellos auf Grund der örtlichen Tektonik die naheliegendste. Trotzdem möchte ich es aus folgenden regionaltektonischen Erwägungen vorziehen, auch die Kremsmauer als nordwestliche Fortsetzung des Sengsengebirges zu betrachten: Nach der ursprünglichen Deutung von GASCHE wäre

1. die Einheitlichkeit des großen Wettersteinkalkzuges („Tirolischer Bogen" HAHNS) nur scheinbar, Kremsmauer und Windhagkogel wären zufällig so weit nach N geschoben, daß der Eindruck eines einheitlichen Wettersteinkalkzuges vorgetäuscht wird.

2. Windhagkogel und Kremsmauer passen in ihrer Fazies viel besser zum Nordrand der Staufen-Höllengebirgs-Decke als zur Decke des Toten Gebirges. Der Decke des Toten Gebirges fehlt nämlich der Wettersteinkalk gänzlich, im Hangenden des Muschelkalkes des Kasbergs ist das Ladin überall als Ramsaudolomit entwickelt. Aber auch im südlichen Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke geht der Wettersteinkalk bereits in Ramsaudolomit über. Das zeigt schon der auf Blatt „Kirchdorf" fälschlich als Hauptdolomit eingetragene Dolomit im Liegenden der Lunzer Schichten des Vord. Rinnbachtales und der Ramsaudolomit der inversen Schichtenfolge des Meisenberges bei Habernau, der nach GASCHES tektonischer Deutung nördlicher sedimentiert sein müßte als der Wettersteinkalk des Windhagkogels. Es müßte also nach GASCHE von N nach S ein zweimaliger Wechsel von Wettersteinkalk und Ramsaudolomit eingetreten sein.

3. Wenn Windhagkogel und Kremsmauer an die Stirn der Decke des Toten Gebirges gehören, würde es sich besonders im Profil unmittelbar östlich des Almtales um eine Decke von ziemlich bedeutender Schubweite handeln. Wickelt man diese Decke ab, so ergibt sich eine Breite des Ablagerungsraumes in N—S-Richtung von mindestens 14 *km* (P. 591 am Straneckbach östlich Habernau bis Hochsalm 12 *km* + Hochsalm bis unterer Enzenbach [250 *m* nördlich Enzenbachmühle] 2 *km*). Da die Schichtenfolge der Windhagdeckscholle verkehrt liegt, muß nämlich bei der Abwicklung N und S vertauscht werden, da der Hauptdolomit im Enzenbach nördlicher sedimentiert wurde als der Plattenkalk des Hochsalm. Da in der Windhagdeckscholle noch nicht die Deckenstirn erhalten ist, ist es möglich, daß sich zwischen die 12 *km* des Hangendschenkels und die 2 *km* des Mittelschenkels noch etwa 1—2 *km* für die Deckenstirn einschalten. Eine Decke von so bedeutender Schubweite kann aber weder im W noch im E ein plötzliches Ende haben. Nun sind aber weder im W (auf den Blättern „Gmunden—Schafberg" und „Ischl—Hallstatt") noch im E (auf Blatt „Admont—Hieflau") Anzeichen einer so starken orogenetischen Raumverschmälerung vorhanden.

Nimmt man aber an, daß die Kasbergdecke schon ursprünglich nicht viel weiter als gegenwärtig reichte, so kommt man mit einer Schubweite von mindestens 5 *km* aus (Nordrand der Muschelkalkplatte nördlich der

[1]) Wie mir GASCHE in einem Brief vom 29. Juli 1957 mitteilt, ist er selbst jetzt geneigt, diese Deutung aufzugeben und sich meiner Ansicht anzuschließen.

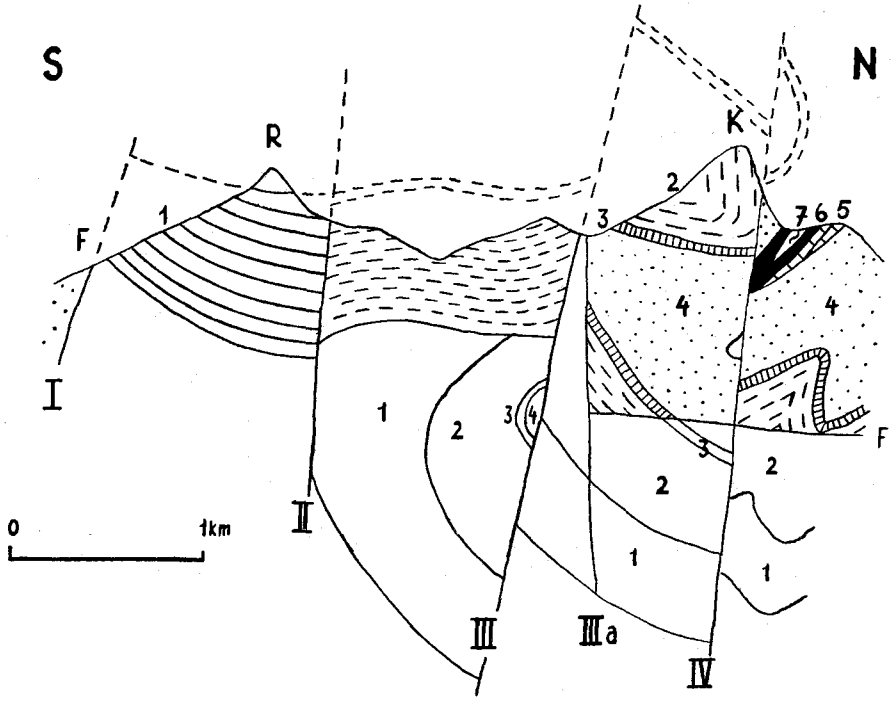


Abb. 1. Profil durch die Kremsmauer (mit Benützung eines mir von E. GASCHE in der Originalzeichnung geliehenen Profiles). Versuch einer hypothetischen Ergänzung nach unten und oben. R = Rieserschneid, K = Kremsmauer.

1 = Muschelkalk, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Lunzer Schichten, 4 = Hauptdolomit, 5 = Dachsteinkalk, 6 = Jura, 7 = Neokom.

I = Schwereckbruch, II = Rieserschneidbruch, III = Schwarzenbachbruch, IIIa = Nebenstörung von III, IV = Kremsmauerbruch.

Nur der mit Signaturen bezeichnete obere Teil des kalkalpinen Faltenprofiles, welches vorgosauisch entstanden ist, befindet sich im Hangenden des Flysches; der untere, weiß gelassene und nur mit Ziffern bezeichnete Teil des vorgosauischen kalkalpinen Faltenprofiles muß bei der gewaltigen Deckenüberschiebung der Kalkalpen über den Flysch weit im Süden zurückgeblieben sein. An Stelle dieses unteren Teiles des Faltenprofiles liegt jetzt der Flysch. F—F = Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch (zwischen I und III nach GASCHE, Höhenlage von F unter der Kremsmauer hypothetisch). Zwischen III und III a ist der Flysch bis an die Erdoberfläche heraufgepreßt.

Kasbergspitze bis P. 591 am Straneckbach). Von einer so kleinen Decke ist es viel leichter vorstellbar, daß sie gegen W und E bald ihr natürliches Ende hat.

Die Erklärung des tektonischen Verhältnisses des Kremsmauerzuges zum Hochedlgebiet ist allerdings nach meiner Vorstellung schwieriger als mit Hilfe der von GASCHE entwickelten Ansicht. Vor allem ist zu beachten, daß man im Meridian der Kremsmauer noch kaum von einer Staufen-Höllengebirgs-Decke, sondern nur von einer Tauchfalte von einer hori-

zontalen Förderweite von nicht viel mehr als 1·5 *km* [1]) sprechen kann, von der im Kremsmauerzug nur die tauchende Antiklinalwölbung erhalten ist. Der Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Hochedls muß dem Hangendschenkel dieser Tauchfalte angehören. Eine Schwierigkeit bedeutet die tiefe Lage des Wettersteinkalkes der Hochedl-Rieserschneid-Gruppe im Vergleich mit demjenigen der Kremsmauer. Man muß daher annehmen, daß nach Bildung der Tauchfalte, aber noch vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch die Hochedl-Rieserschneid-Gruppe an einer Längsstörung, welche GASCHES „Schwarzenbachbruch" entspricht, gegenüber der Kremsmauer abgesunken ist (Abb. 1). Nach Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch erfolgte eine Hebung des zwischen der Schwarzenbachlinie und dem Schwereckbruch gelegenen Streifens, wodurch der Flysch in eine so große Höhe gelangte, daß er an der Erdoberfläche austreten konnte (Vgl. S. 215). Daß die Bewegung an der Schwarzenbachlinie nach der Überschiebung der Kalkalpen in umgekehrtem Sinne erfolgte als vorher, braucht keine Schwierigkeit zu bedeuten, da sich ja durch die Überschiebung der obersten Teile der Kalkalpen über den Flysch die Verhältnisse im Untergrund vollkommen verändert haben.

An den in Abb. 1 dargestellten Brüchen sind vor und nach der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch Bewegungen erfolgt. In der nebenstehenden Tabelle ist bei jedem Bruch die Bewegung des Südflügels angegeben, und zwar unter der Voraussetzung, daß zur Zeit der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch die Überschiebungsfläche eine Ebene war.

Demnach war vor der Überschiebung der Raum zwischen II und III ein Graben, nach der Überschiebung ist die ganze labile Zone zwischen I und III ein Horst, in dem die Überschiebungsfläche höher liegt als in den südlich und nördlich angrenzenden Räumen. Dadurch erklärt sich ungezwungen die Beschränkung der im folgenden Abschnitt behandelten Flyschfenster auf diese Zone.

Der Bau des Sperrings muß so gedeutet werden, daß dort die Tauchfalte gänzlich in der Tiefe liegt (Abb. 2). Durch westliches Achsensteigen gelangt die Tauchfalte erst in der Kirchmauer an die Erdoberfläche [2]). Dieses Achsensteigen kann sich teilweise auch an Querbrüchen vollziehen, denen das Quertal der Steyr bei Neu Preisegg folgt. Vielleicht ist auch

[1]) Bei der Ausglättung der Falte ergibt sich daher, daß der die liegende (bzw. tauchende) Antiklinale der Kremsmauer bildende Wettersteinkalkstreifen vor der Faltung mindestens 3 *km* breit war (1·5 *km* Mittelschenkel + 1·5 *km* Hangendschenkel). Im Meridian des Hochsalm und Windhagkogels hat die liegende Falte bereits eine horizontale Förderweite von mindestens 2·5 *km* erreicht. Außerdem hat sich hier die liegende Antiklinale von ihrem Liegendschenkel an PIAS „Salmüberschiebung" abgelöst und ein Stück nach N geschoben. Man kann also hier bereits von einer aus einer liegenden Falte entstandenen Decke — allerdings von einer ganz geringen Schubweite — sprechen. Ich nehme daher an, daß das Gipfelgestein des Hochsalm um den Betrag von 6·5 *km* nach N gewandert ist. Diese Zahl ergab sich durch Ausglättung der liegenden Falte (2 + 2 *km*, nicht 2·5 + 2·5 *km*, weil der Hochsalm nach PIAS Schnitt III nicht genau an der Stirn der liegenden Antiklinale liegt) + 2·5 *km* Schubweite an der Salmüberschiebung. An der W-Seite des Höllengebirges beträgt die horizontale Förderweite der liegenden Falte bereits etwa 3·8 *km* (SPENGLER 1956, S. 30) und der Nordrand des Wettersteinkalkes des Höllengebirges ist nach meiner Schätzung etwa 10 *km* nach N gewandert (P. K. des II. Teiles der Arbeit).

[2]) Wenn man im Sinne der älteren Deutung von GASCHE die Kremsmauer mit der Kasbergdecke verbindet, muß umgekehrt ein großes westliches Achsengefälle im Steyrtale angenommen werden, um die Erscheinung zu erklären, daß die westliche Fortsetzung des im Sperring bis zu 1602 *m* reichenden Wettersteinkalkes bei Neu Preisegg nur wenig über die Talsohle aufragt.

Bruch. Nr.	Vor der Überschiebung	Nach der Überschiebung	Gesamtbetrag der Bewegung
I	Senkung	Senkung	etwa 1000 *m* Senkung (Hauptdolomit viel tiefer als im N-Flügel)
II	750 *m* Hebung (Wettersteinkalk an der Rieserschneid höher als im N-Flügel)	50 *m* Senkung (Flysch im S-Flügel 50 *m* tiefer als im N-Flügel)	700 *m* Hebung
III+III a	1200 *m* Senkung (Wettersteinkalk im S-Flügel tiefer als in der Kremsmauer)	400 *m* Hebung (Flysch im S-Flügel 400 *m* höher als im N-Flügel)	800 *m* Senkung
IV	300 *m* Senkung (Lunzer Sch. im S-Flügel 300 *m* tiefer)	—	300 *m* Senkung

die Grenze zwischen dem unteren Wettersteinkalk bei Neu Preisegg und dem schmalen Hauptdolomitstreifen darüber als Querbruch zu betrachten, an dem der ursprünglich zur Kirchmauer gehörige Wettersteinkalk von Neu Preisegg gegenüber demjenigen der Kirchmauer abgesunken ist.

Das Achsensteigen gegen W setzt sich auch im Kremsmauerzug selbst fort, wie z. B. die höhere Lage des schmalen Zuges von Lunzer Schichten im SW-Hang der Kremsmauer im Vergleich mit dem an der Kirchmauer zeigt. Vielleicht ist im Sperring ein westliches Achsengefälle vorhanden, womit am besten die nach meiner tektonischen Deutung auffallende Erscheinung erklärt wäre, daß am Westabhang des Sperrings nichts von der Tauchfalte zu sehen ist. Das Quertal der Steyr bei Neu Preisegg würde dann etwa in der Achse einer N—S streichenden flachen Mulde verlaufen und wäre somit tektonisch vorgezeichnet.

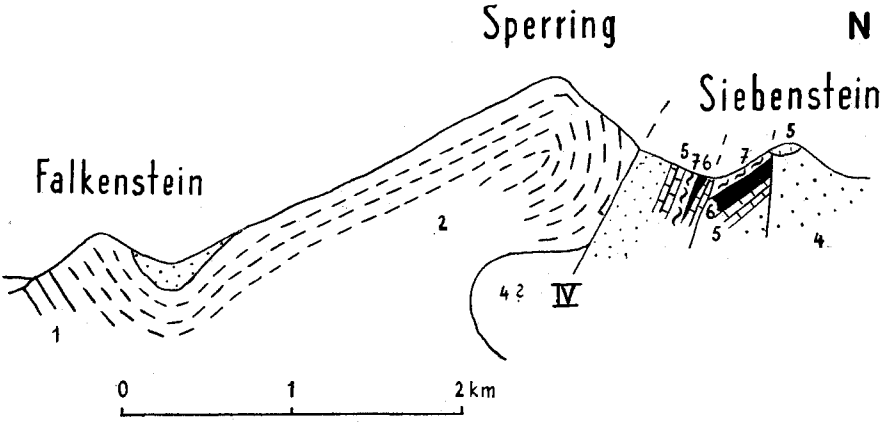


Abb. 2. Profil durch den Sperring. Nordteil nach F. BAUER (1953, Taf. 2, Profil 2). Bezeichnungen wie in Abb. 1.

Die in der P. K. eingetragene punktierte Fläche zwischen den Ablagerungsräumen des inversen Mittelschenkels (Windhagkogel und Kremsmauer) und des normalen Hangendschenkels (Jansenmäuer, Gaisstein und Hochedl) deutet etwas schematisch den Ablagerungsraum des abgetragenen Verbindungsstückes zwischen Mittel- und Hangendschenkel an (Abb. 1). Diese punktierte Fläche endet nahe dem Steyrtal, da im Sperring wohl die ganze Liegendfalte (also auch das Verbindungsstück) noch erhalten ist (Abb. 2).

Im Sengsengebirge östlich vom Sperring muß sich die Tauchfalte allmählich verflachen, bis dann endlich am Krestenberg nur mehr von einer nordvergenten überkippten Antiklinale gesprochen werden kann (GEYER 1909, Taf. II, Profil VI). Für diese Änderung der Faltenform im Streichen steht eine Strecke von etwa 20 *km* zur Verfügung.

Der Wettersteinkalkkern dieses Sattels taucht noch vor Erreichung der Gosauzone Großraming—St. Gallen axial gegen E unter Hauptdolomit unter. Damit ist der 200 *km* lange Wettersteinkalkzug des „Tirolischen Bogens" (HAHN 1913) zu Ende. Diese Tatsache zeigt, daß die Überfaltungsweite auch im Steyrtal noch sehr klein sein muß und erst durch das Vorspringen des Kremsmauerzuges gegen N etwas größere Schubweiten erreicht werden.

5 *km* südlich vom Krestenberg taucht der 15 *km* lange, ESE-streichende Sattel des Maiereckzuges auf, von dem aber nur der steilstehende Nordschenkel erhalten geblieben ist (AMPFERER 1931, Fig. 33, 34).

Die Frage der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten

Bekanntlich hat BRINKMANN (1936, S. 438—442) die bisher als Gosauschichten kartierten Gesteine östlich von Grünau und östlich von Windischgarsten (Wuhrbauerkogel) als Flysch erkannt und als Fenster gedeutet, in denen die Flyschzone unterhalb der Kalkalpen zutage tritt. Bereits GEYER (1910, S. 191—192; 1911, S. 79, 80; 1913, S. 276) und AMPFERER (1926, S. 188) haben auf die Flyschähnlichkeit der von ihnen als Gosauschichten kartierten Gesteine hingewiesen. Aber für GEYER war es nur ein Beweis, daß sich die Flyschfazies in den Ablagerungsraum der Gosauschichten hinein erstreckt. AMPFERER hat den Flysch des Wuhrbauerkogels auf Blatt „Admont—Hieflau" (1933) als „Glaukonitsandsteine" innerhalb der Gosauschichten kartiert.

Nach Erscheinen der Arbeit BRINKMANNS haben sich zahlreiche Autoren mit der Fensterfrage bei Grünau und Windischgarsten beschäftigt. Ablehnend verhalten sich TRAUTH (1936, S. 506, 532), KÜHN (1937, S. 260), KOBER (1938, S. 116, wenigstens für Windischgarsten), KRAUS (1944, S. 193—196, Abb. 4; S. 233) und ANIWANDTER (1954), zustimmend MAX RICHTER und MÜLLER-DEILE (1940, S. 417, Taf. 16). PIA (1943, S. 89—91, 109—114, 134—135) beschäftigt sich für die Gegend von Grünau mit der Flyschfrage, entscheidet sich aber weder für noch gegen das Fenster. In neuester Zeit aber scheint sich doch die Brinkmannsche Hypothese durchzusetzen. Jetzt stehen E. GASCHE, T. GATTINGER (1953), M. KIRCHMAYER (1956, 1957), S. PREY (1953) und GERDA WOLETZ (1955) auf Seite der Fensterhypothese. KIRCHMAYER (S. 20) konnte diese auch durch die Auffindung einer Mikrofauna im Flysch von Grünau stützen. Ferner sei besonders hervorgehoben, daß GASCHE eine Verschuppung der Werfener Schichten am Südfuße des Schütterberges bei Grünau mit Kreideflysch

festgestellt hat, wodurch eine — vielleicht nur oberflächlich durch Quartär unterbrochene — Brücke zwischen der Flyschzone und dem Flyschfenster östlich von Grünau geschlagen ist (PREY 1953, S. 322, geol. Karte auf Taf. XIII), so daß man vielleicht sogar von einem „Grünauer Halbfenster" sprechen darf (PREY 1950, S. 159) [1]). Ferner gelang es GASCHE, GATTINGER und KIRCHMAYER zwischen den beiden größeren Fenstern von Grünau und Windischgarsten viele kleinere Fenster aufzufinden, in denen Flyschgesteine unter der kalkalpinen Trias zutage treten. Diese Stellen waren bisher teils als Lunzer Sandstein kartiert, wie am Kasbergweg zwischen dem Hauptdolomit des Scheiterwiedberges und dem nördlich angrenzenden Reiflinger Kalk (PIA, S. 112), auf dem Wasserboden und nördlich von Steyrling, teils als Gosauschichten, wie im Fischbachgraben nördlich des Radlingberges am Südabfall des Sengsengebirges. Dadurch ist es noch deutlicher geworden, daß alle Flyschfenster in einer geraden, SE—NW streichenden Störungszone angeordnet sind, auf welche MOJSISOVICS (1903, S. 390—391), GEYER (1910, S. 170) und BRINKMANN (1936, S. 442) hingewiesen haben. PREY konnte ebenso wie BRINKMANN die vollständige petrographische Übereinstimmung der Gesteine der Fenster mit denen der Flyschzone feststellen, wie er mir an mehreren Handstücken zeigen konnte, die er für das Museum der Geologischen Bundesanstalt gesammelt hatte. WOLETZ hat in Fortführung der Schwermineralanalysen von W. RICHTER (1937) zahlreiche Gesteinsproben aus dem Flysch und den Gosauschichten der Umgebung von Windischgarsten untersucht und gefunden, daß die Gosauschichten ziemlich reichlich Chromit enthalten, während dem Flysch dieses Mineral fehlt, womit ein neues Unterscheidungsmerkmal zwischen Flysch und Gosau gefunden war, zumal da sich auch in anderen Gegenden die Gosauschichten durch ihre Chromitführung vom Flysch unterscheiden.

Es soll nun das Verhältnis der Flyschfenster zur inneren Tektonik der Kalkalpen untersucht werden. Vorausgeschickt sei, daß der größte Teil der Faltung und Schuppung in diesem Teile der Kalkalpen zweifellos vorgosauisch ist, wie das Verschwinden der einzelnen Faltenzüge unter der N—S streichenden Gosauzone von Großraming—St. Gallen zeigt (SPITZ 1916). Auch die diskordante Lagerung der Gosauschichten des Beckens von Windischgarsten spricht für den vorgosauischen Bau. Hingegen muß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch von tertiärem Alter sein. Wenn auch in den Fenstern nur vom Neokom bis zum Cenoman reichende Schichtglieder des Flysches zutage treten, so enthält aber die Flyschzone auch alttertiäre Gesteine (M. RICHTER und MÜLLER-DEILE 1940, S. 420), welche dem Kreideflysch konkordant aufgelagert sind.

Bei Grünau tritt der Flysch meist unter Werfener Schichten oder Muschelkalk zutage (BRINKMANN Abb. 2, S. 438). Diese Gesteine sind die Streichungsfortsetzung des Muschelkalkes des Zwillingskogels und ge-

[1]) Der Ablagerungsraum der Unter- und Mitteltriasklippen, die östlich von Grünau auf dem Flysch liegen, wurde im wesentlichen nach der kleinen und nicht sehr deutlichen Kartenskizze KIRCHMAYERS (1956, S. 24) gezeichnet. Das Kartenbild, zu dem GASCHE in diesem Raume gelangt ist, weicht in einigen, aber für meine Arbeit nicht wesentlichen Punkten von der Darstellung KIRCHMAYERS ab, ist aber in dem kleinen Maßstab der P. K. nicht darstellbar.

hören wie diese dem normal gelagerten Hangendschenkel des liegenden Sattels der Staufen-Höllengebirgs-Decke an. Die Bildung der liegenden Falte ist bereits auf die vorgosauische Orogenese zurückzuführen (PIA, S. 148) [1]). Dasselbe gilt auch von der Salmüberschiebung (PIA, Taf. VI, Schnitte I—IV). Im Tertiär wurde das fertige Gebilde auf die Flyschzone aufgeschoben. Da nach BRINKMANNS Beobachtungen zwischen dem Flysch und den Werfener Schichten keine Spuren einer tieferen kalkalpinen Decke zutage treten, kann die Reichraminger Zone nicht so weit nach S unter die Staufen-Höllengebirgs-Decke hineinreichen. Das stimmt mit der westlichen Fortsetzung überein: auch zwischen Laudachsee und Almtal treten unter dem Muschelkalk und Wettersteinkalk des Zuges Steineck—Zwillingskogel nirgends Reste einer tieferen kalkalpinen Decke zutage (Siehe die Karte bei PREY 1953). Diese Erscheinung kann so erklärt werden, daß die Muldenbiegung, an welcher der normal gelagerte Liegendschenkel (Reichraminger Zone) in den inversen Mittelschenkel (Windhag-Deckscholle) überging, schon nahe südlich der Jansenmäuer lag. Dann muß aber die Gebirgsmasse, deren Front durch den Nordfuß von Traunstein, Steineck und Zwillingskogel und durch die Werfener Schichten am Südrande der Salmgruppe gebildet wird, bei der tertiären Orogenese der Salmgruppe noch um einige *km* genähert worden sein. Denn sonst wäre es schwer verständlich, daß die Werfener Schichten am Südfuße des Schütterberges, die einst dem Kern der liegenden Antiklinale angehörten, jetzt an der südlichen Jansenmäuerstörung mit dem Hauptdolomit der Reichraminger Zone in unmittelbare Berührung gekommen sind. Diese nordvergente Schubfläche ist eine der Stellen, an der Flysch heraufgepreßt wurde. Die Arbeit GASCHES wird wohl über das Grünauer Fenster weitere Klarheit bringen.

Wesentlich schwerer ist das Fenster von Windischgarsten in den Kalkalpenbau einzufügen. Denn ein fensterartiges Hervortreten von Flysch unter den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen ist dort sehr überraschend, und zwar einerseits deshalb, weil der Punkt 25 *km* südlich des Nordrandes der Kalkalpen liegt, anderseits weil nur lokal der Wuhrbauerkogel einen sattelförmigen Bau besitzt, nicht aber dessen weitere Umgebung. Wie schon aus BRINKMANNS Karte und Profil hervorgeht, folgt als Untergrund der Gosauschichten nördlich des Wuhrbauerkogels den Werfener Schichten nicht etwa Muschelkalk oder Wettersteinkalk, sondern Hauptdolomit, der auch die eigenartige kleine Felsklippe der Panholzmauer aufbaut. Man vergleiche z. B. das Profil, welches ich 8 Jahre vor Erscheinen der Arbeit BRINKMANNS 1928 a, S. 15 veröffentlicht habe. Nach diesem Profile würde man an dem etwa der Lage des Wuhrbauerkogels entsprechenden Punkte (nördlich vom Imitz-B.) vermuten, daß die Flyschdecke etwa 2 *km* unterhalb der Erdoberfläche liegt. Zu einem ähnlichen Ergebnis

[1]) Durch diese Feststellung PIAS erweist sich meine Angabe, daß die Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges der tertiären Orogenese angehört (II. T., S. 66) als unrichtig. Auf die Schwierigkeit, das Alter der Staufen-Höllengebirgs-Decke zu erkennen, habe ich bereits in der „Geologie von Österreich" (1951, S. 350—351) hingewiesen. Da Anzeichen für das tertiäre Alter dieser Decke nur westlich der Salzach bestehen, gelange ich jetzt zu der bereits 1951, S. 351 als möglich bezeichneten Vorstellung, „daß sich westlich der Salzach eine vorgosauische Schubfläche im Tertiär nochmals in Bewegung setzte".

würde man bei einer Messung an den Profilen von KRAUS (1944, S. 195) gelangen [1]).

Wie sich aus BRINKMANNS Kärtchen (Abb. 3 auf S. 440) ergibt, setzt sich der den Flysch des Wuhrbauerkogels von den nördlich angrenzenden Gosauschichten trennende Zug von Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk am benachbarten Gunstberg (770 *m*) fort, wo unter diesen Gesteinen nicht Flysch, sondern von fossilführendem Lias und Vilser Kalk, sowie von Neokom bedeckter Haupdolomit zutage tritt (GEYER 1913, S. 271—273). KRAUS hat die Überschiebung am Gunstberg S. 195 in Profil I der Abb. 4 dargestellt. Aus den Lagerungsverhältnissen des Gunstberges ergibt sich, daß die am Wuhrbauerkogel den Flysch bedeckenden Werfener Schichten nicht der tiefsten kalkalpinen Einheit angehören.

KRAUS vergleicht S. 194 den Unterkreideflysch von Windischgarsten mit den Roßfeldschichten und nimmt an, daß sich die Fazies des höheren Neokoms und des Gault aus der Flyschzone in die Kalkalpen fortsetzt und das stratigraphisch Hangende der Trias-, Jura- und Neokomgesteine bildet, die den Südteil des Gunstberges und den Calvarienberg aufbauen. Gegen KRAUS aber spricht, daß am Gunstberg zwischen dem Jura und den daraufgeschobenen Werfener Schichten der am Wuhrbauerkogel ziemlich mächtige Flysch gänzlich fehlt.

Für ein Hineinreichen wenigstens der glaukonitischen Gaultfazies aus der Flyschzone in den kalkalpinen Ablagerungsraum scheint die Tatsache zu sprechen, daß im Gosaubecken von St. Gilgen am Wolfgangsee auch Glaukonitquarzite auftreten (SPENGLER 1911, S. 254), die PLÖCHINGER (1948, S. 14) auch am Südrande des Wolfgangseebeckens angetroffen hat.

Das auffallendste, schon seit 1835 bekannte Gestein des Gunstberges sind die Vilser Kalke, welche sonst meist in dem Nordrande der Kalkalpen benachbarten Räumen auftreten. Das dem Gunstberge am nächsten gelegene Vorkommen von Vilser Kalk befindet sich im Pernsteingraben in der Ternberger Zone (BAUER S. 112, Taf. I, Profil 2). HAHN (1913, S. 452) vermutete daher ein „bajuvarisches" Fenster. Das ist deshalb nicht möglich, weil die Ternberger Zone nach den Untersuchungen BAUERS keine unter die Reichraminger Zone und die Staufen-Höllengebirgs-Decke hineinreichende Decke bildet. Es wäre nur möglich, daß der Gunstberg zu einem Schubfetzen gehört, den die von N unter die Kalkalpen unterschobene Flyschzone von der Stirn der Ternberger Zone abgerissen und bis in den Raum von Windischgarsten verschleppt hat. Einfacher und wahrscheinlicher aber ist die von GEYER, AMPFERER (1926, S. 191), TRAUTH (1937, S. 532) und KRAUS vertretene Ansicht, daß der Jura des Gunstberges in das normale Hangende des Hauptdolomites des Südhanges des Sengsengebirges gehört [2]).

Eine wichtige Frage ist auch diejenige nach der tektonischen Zugehörigkeit der Haselgebirge führenden Werfener Schichten, welche nach BRINKMANNS Karte und Profil (Abb. 3, S. 440) den Flysch des Wuhrbauerkogels umhüllen und von den Gosauschichten trennen. Diese Werfener Schichten sind von dem ausgedehnten, die Gutensteiner Kalke des Imitzberges und Damberges tragenden Werfener Schiefergebiet und von den

[1]) Leider wurde durch ein Versehen bei diesen Profilen ein unrichtiger Maßstab angebracht. Die Profile besitzen etwa den Maßstab 1 : 143.000, während der beigedruckte Maßstab 1 : 45.500 anzeigt.

[2]) Welche dieser beiden Möglichkeiten der tektonischen Zugehörigkeit der Vilser Kalke führenden Serie des Gunstberges zutrifft, ist wahrscheinlich nur deshalb nicht sicher zu entscheiden, weil der Gunstberg ein isoliert aus dem Talboden aufragender Hügel ist.

Werfener Schichten und dem Haselgebirge bei Vorderstoder nur durch aufgelagerte Gosauschichten getrennt. Wie schon die Lagerungsverhältnisse am Gunstberg zeigen, bilden alle diese Untertriasmassen eine höhere Decke als das Sengsengebirge, deren Überschiebung bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte (AMPFERER 1926, S. 191, Z. 9—11, KRAUS 1944, S. 196, Z. 31—33). Ich betrachte diese an Haselgebirge reichen Untertriasmassen als eine Deckscholle der Hallstätter Decke (SPENGLER 1928 a, S. 13).

Nach KRAUS (Abb. 4, S. 195) bilden diese Untertriasgesteine die Basis einer Warscheneck-Gesäuse-Decke. Dagegen spricht die Tatsache, daß die Dachsteinkalke des Warschenecks gegen die Untertrias von Vorder- und Hinterstoder und die Dachsteinkalke der Hallermauern gegen die Untertrias des Imitz- und Damberges einfallen (AMPFERER 1926, Fig. 11 und 12). Die vorgosauischen Hallstätter Deckschollen sind erst nachgosauisch an ihrem Südrande von den Dachsteinkalkmassen des Warschenecks und der Hallermauern überschoben (SPENGLER 1928 a, S. 15, Abb. 1).

BRINKMANNS Fensterhypothese ist daher bei Windischgarsten nur möglich, wenn die gewaltige Überschiebungsfläche, welche die Flyschdecke von der Oberostalpinen Decke (Kalkalpen) trennt, eine Scherfläche ist, welche ganz unabhängig von den vorgosauischen Schubflächen verläuft und diese bisweilen auch in spitzem Winkel schneidet. Das zeigt sich schon am Nordrande der Kalkalpen: Die östlich des Almtales ziemlich mächtige Reichraminger Zone fehlt westlich dieses Tales gänzlich. Die Schubflächen innerhalb der Ternberger Zone werden am Landsberg und südwestlich dieses Berges von der Überschiebungsfläche der Kalkalpen abgeschnitten, wie Blatt „Kirchdorf" und Taf. 1 bei BAUER zeigt. In ähnlicher Weise hat die große Überschiebungsfläche auch den nordvergenten Sattel der Kremsmauer und des Sengsengebirges unten abgeschnitten, wie das Hervortreten von Flysch unmittelbar unter Muschelkalk und Wettersteinkalk nördlich von Steyrling und unter Hauptdolomit im Fischbachgraben zeigt. Dadurch ist bei Windischgarsten eine Stelle entstanden, wo die ganze Oberostalpine Decke nur aus Werfener Schichten und Gosauschichten besteht (siehe BRINKMANNS Profil durch den Wuhrbauerkogel). Die Gegend von Windischgarsten ist daher eine der merkwürdigsten Stellen der Nördlichen Kalkalpen, da hier die tiefste tektonische Einheit, der Flysch, unter Wegfall der dazwischen gelegenen Hauptdecke der Nördlichen Kalkalpen unmittelbar mit der höchsten, der Hallstätter Decke, in Berührung kommt. Natürlich würde es sich hier um eine besonders schwache Stelle der Oberostalpinen Decke handeln, so daß man sich leicht vorstellen kann, daß es gerade hier zu einem Heraufpressen von Flysch gekommen ist.

Nur bei Annahme dieses rücksichtslosen Zerschneidens der älteren Strukturen durch die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch ist es auch möglich, daß meine Ansicht der Nichtexistenz des Almfensters (S. 203) mit der Existenz des Flyschfensters bei Grünau vereinbar ist [1]). Zwischen Grünau und Steyrling hängt das Hervortreten des Flysches wohl auch mit der bereits S. 208 erwähnten Bruchzone zusammen, die jünger ist als die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch. Das jugendliche Alter dieser

[1]) PIA bezeichnet in der Tabelle S. 144—145 bei der meiner Ansicht entsprechenden Deutungsmöglichkeit a das Vorhandensein eines Flyschfensters bei Grünau als unmöglich, stellt aber S. 145 im untersten Absatz fest, daß mit Hilfe „sekundärer Scherungsüberschiebungen" auch im Falle a ein Flyschfenster möglich ist.

Zone ergibt sich auch aus ihrem geraden Verlauf: Sie läßt sich vom inneren Lainautal (Südfuß des Traunsteins) mit ESE-gerichtetem Streichen 26 *km* weit bis Kniewas im Steyrtal verfolgen. Vom Lainautal bis Steyrling grenzt an dieser Linie Muschelkalk im N an Hauptdolomit im S. Es ist daher der Nordflügel dieser von PIA (S. 142) als Schwereckbruch bezeichneten Dislokation gehoben. Das steil NE gerichtete Einfallen dieser Schubfläche ist am Käferspitz zu sehen. Hier spricht auch die Fältelung im Gutensteiner Kalk für eine SW-vergente Aufschiebung (SPENGLER 1924, S. 160—162, Fig. 2). GASCHE zeichnet auf Grund seiner Neuaufnahme zwar das Profil des Käferspitzes etwas anders als ich 1924, aber in dem wesentlichsten Punkte stimmen wir überein, daß eine ältere nordvergente mit einer jüngeren SW-vergenten Bewegung zusammenprallen.

Auf der Strecke zwischen Kniewas und Windischgarsten ist wohl der geradlinige Verlauf des Teichltales durch diese Störung vorgezeichnet. Vielleicht verbirgt sich unter dem Quartär dieses Tales der Ausstrich der Schubfläche. Es scheint auch der schmale, steile Hauptdolomitrücken des Lamberges von den Gosauschichten von Kaltenbrunn durch einen Bruch getrennt zu sein.

Sämtliche Flyschfenster liegen nördlich des Schwereckbruches, im gehobenen Nordflügel. Im gesenkten Südflügel liegt der Flysch wohl so tief, daß er nirgends zutagetreten kann. Der schmale Flyschstreifen am Kasbergweg (S. 211) tritt unmittelbar am Schwereckbruch zutage. In der P. K. sind die wichtigsten Flyschfenster mit Signatur VI bezeichnet: das durch die Klippe des Zuckerhut und die anderen Muschelkalkklippen unterbrochene Halbfenster von Grünau zwischen Gaisstein und Schwereck, das dreieckige Fenster bei Steyrling, das kleine, auf Blatt Kirchdorf als Gosau bezeichnete Fenster im Fischbachgraben an der S-Seite des Sengsengebirges und das Fenster des Wuhrbauerkogels bei Windischgarsten, zu dem auch der Windischgarstener Calvarienberg gehört. Die übrigen von GASCHE festgestellten Fenster konnten wegen ihrer Kleinheit nicht eingetragen werden.

Etwa 5 *km* östlich von Windischgarsten, bei Zistlerreith, setzt eine ähnliche ESE-streichende Dislokation ein, die sich 17 *km* weit bis in das Tal des Buchaubaches nördlich von Eisenzieher verfolgen läßt. Diese Linie soll als Hengstpaßlinie bezeichnet werden, obwohl sie nicht genau über den Hengstpaß [1]), sondern etwas südlich dieses von der Straße Windischgarsten—Altenmarkt überschrittenen Passes verläuft. Die Hengstpaßlinie ist nicht die genaue Streichungsfortsetzung des Schwereckbruches, sondern hat eine etwas nördlichere Lage. Die Hengstpaßlinie trennt die Mitteltriasgesteine des Maiereckzuges vom Hauptdolomitzug der Kampermauer und den diesen begleitenden Gosauschichten. Da die Gesteine zu beiden Seiten dieser Linie meist saiger oder sehr steil stehen, handelt es sich wohl um eine nachträglich steil gestellte, SW-vergente Aufschiebung der Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Maiereckzuges auf den Hauptdolomit und die Gosauschichten — ähnlich der S-vergenten Aufschiebung am Zwillingskogel und der SW-vergenten am Käferspitz. Auch hier zeigen die Gutensteiner Kalke beim Hengstpaß an der Straße und besonders an

[1]) Da sich das Wort „Hengstpaß" nicht in der Spezialkarte befindet, sei bemerkt, daß sich dieser Paß bei der Schoisswoll A. befindet.

dem vom Paß nach S führenden Wege prächtige Kleinfaltung. Östlich von der Admonter Höhe sind Liaskalke an der Hengstpaßlinie zwischen Gutensteiner Kalk und Gosauschichten aufgeschlossen, was auf eine etwas größere Schubweite an dieser Linie hindeutet (AMPFERER 1931, S. 275).

Da die Darstellung des Ablagerungsraumes des Flysches nicht in den Rahmen meiner Arbeit fällt, erscheinen in der P. K. die Flyschfenster nur punktiert als Räume, in denen die kalkalpinen Sedimente abgetragen sind. Der unter dem Schwereckbruch und der Hengstpaß-Schubfläche verborgene Raum erscheint als schmaler vertikal schraffierter Streifen.

Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges

Der Ablagerungsraum des westlichsten, auf Blatt „Ischl-Hallstatt" gelegenen Teiles der Decke des Toten Gebirges wurde bereits auf der P. K. des II. T. dargestellt und S. 53 besprochen. Es handelt sich dort um die von O. GANSS (1937) beschriebene, vom Schwarzenbergfenster durchbrochene NW-vergente Schubmasse, die sich vom Rettenbachtal bis zum Offensee verfolgen läßt.

Diejenige Stelle, an der die Überschiebung der Decke des Toten Gebirges am eindruckvollsten aufgeschlossen ist, ist die von GEYER (1910, S. 193—194; 1911, S. 83, Fig. 2) beschriebene Überschiebung des Muschelkalkes des Kasberges über Hauptdolomit. Nach PIA (1943, S. 142) konnte GASCHE feststellen, daß am Kasberg kein inverser Schenkel vorhanden ist, so daß GEYERS Deutung des Kasberges als nordvergenter überkippter Sattel unrichtig ist. KIRCHMAYER (S. 8 und Kartenskizze S. 24) fand SE vom Kasberggipfel ein kleines Fenster im Muschelkalk, in dem Hauptdolomit zutagetritt, was zeigt, daß hier die Decke noch sehr dünn ist.

Es ist nicht ganz leicht, die am Ostgehänge des Almtales aufgeschlossene Kasberg-Überschiebung nach W weiter zu verfolgen. Im Kasberg beträgt die Breite der auf Obertrias liegenden Muschelkalkplatte in N—S-Richtung 4·5 *km*. So groß ist die Mindest-Schubweite der Decke des Toten Gebirges. Die ursprüngliche Stirn der Decke ist vielleicht an der Turmmauer noch annähernd erhalten, wie das nordgerichtete Fallzeichen anzuzeigen scheint, sonst aber ist der Nordrand ebenso wie der Westrand ein Abtragungsrand. Da kein Anzeichen dafür vorhanden ist, daß eine Blattverschiebung die Decke im W begrenzt, ist es sehr wahrscheinlich, daß sie früher noch weiter nach W gereicht hatte, und man wird wohl annehmen können, daß auch auf den Hauptdolomithöhen westlich des Almtales einst eine Muschelkalkplatte lag. Der Ablagerungsraum dieses abgetragenen Teiles der Kasbergdecke ist in der P. K. westlich vom Kasberg als punktierte Fläche eingetragen.

Die Muschelkalkplatte des Kasberges taucht nach GEYER (1910, S. 193) bei P. 591 am Straneckbach unter den Ramsaudolomit am linken Ufer dieses Baches. Darüber folgt in normaler Lagerung die mächtige, bis zum Plassenkalk reichende Schichtenfolge des Toten Gebirges. Man kann daher die Kasbergüberschiebung als die Überschiebung an der Basis der Decke des Toten Gebirges betrachten.

GEYER zeichnet auf Blatt „Kirchdorf" die dunklen Kalke des Dürrenbachs als Gutensteiner Kalk ein. Wenn diese Eintragung zuträfe, wäre es

am naheliegendsten, diese Kalke als die südöstliche Fortsetzung der Gutensteiner Kalke des Kasberges zu betrachten. Nun hat aber E. GASCHE bei seiner Neuaufnahme im Sommer 1957 festgestellt, daß diese Kalke Opponitzer Kalke sind, welche von dem darüberliegenden Ramsaudolomit des Wolfsberges und des Weißenecks durch Lunzer Schichten getrennt sind (Brief vom 21. 12. 1957). Es liegt daher hier offenbar eine inverse Schichtenfolge vor, die als Mittelschenkel der liegenden Falte betrachtet werden muß, welche die Vorläuferin der Decke des Toten Gebirges war. Diese ist dadurch entstanden, daß sich der Hangendschenkel der Liegendfalte an einer Schubfläche vom Mittelschenkel ablöste und sich über die ursprüngliche Stirn der liegenden Antiklinale hinaus noch mindestens 3 *km* nach N bewegte.

In der P. K. wurde angenommen, daß nicht nur die ganze Ramsaudolomitmasse, welche im N durch den Lunzer Schichtenzug an der N-Seite des Wolfsberges und an der S-Seite des Grubenriedels und im S durch die Werfener Schichten des Weißeneckgrabens begrenzt ist, zum invers gelagerten Mittelschenkel gehört, sondern auch der P. 763 westlich und der Brandberg NE des Almsees, sowie der Meisenberg NE von Habernau, für den GASCHE auch die inverse Lagerung nachgewiesen hat. Bei der Abwicklung der inversen Schichtenfolge muß selbstverständlich N und S vertauscht werden, d. h. der Ramsaudolomit des Weißenecks muß nördlicher abgelagert sein als derjenige des Wolfsberges. Die Gestalt des Ablagerungsraumes der inversen Serie konnte aber nur in schematischer Weise eingezeichnet werden. Der schraffierte Raum N des Ablagerungsraumes der inversen Serie deutet den unter dem Mittelschenkel verborgenen Teil des Liegendschenkels der Liegendfalte, die punktierte Fläche südlich des Mittelschenkels den abgetragenen Teil der Decke des Toten Gebirges an [1]).

Noch weiter im W wird die Überschiebung der Decke des Toten Gebirges durch die gegen NW gerichtete Überfaltung des Westrandes des Toten Gebirges abgelöst (SPENGLER 1924, S. 162—163, Abb. 3; GANSS 1937).

Daß sich schon unmittelbar westlich vom Almsee für eine kurze Strecke eine NW-vergente Bewegungstendenz bemerkbar macht, geht daraus hervor, daß die einen steil stehenden Falten- oder Schuppenbau aufweisenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke im Weißeneckgraben NE streichen. Der Ablagerungsraum dieser Untertriasgesteine wurde in der P. K. wesentlich breiter gezeichnet als das heutige Kartenbild, um der Verschmälerung durch die Faltung Rechnung zu tragen.

Nach E läßt sich die Kasberg-Überschiebung bis Steyrling verfolgen. Dann verschwindet sie am Käferspitz an der jüngeren, steil SW-vergenten Schubfläche des Schwereckbruches. Östlich vom Käferspitz verbirgt sich der Ausbiß der Kasberg-Überschiebung — ebenso wie derjenige des Schwereckbruches (S. 215) — zwischen Kniewas und dem Windischgarstener Becken unter dem Quartär des Teichltales. Die Trias der rechten Flanke

[1]) Beim Zusammenschluß der P. K. des II. und III. T. ergibt sich hier die Unstimmigkeit, daß im II. T. der Raum nördlich des Ablagerungsraumes der Decke des Toten Gebirges gänzlich schraffiert, im III. T. hingegen punktiert wurde. Auf Grund der neuen Aufnahmsergebnisse GASCHES muß die P. K. des II. T. insofern richtiggestellt werden, als hier im SE-Teil der Fläche die Schraffur durch Punktur zu ersetzen ist (Siehe Abb. 3.).

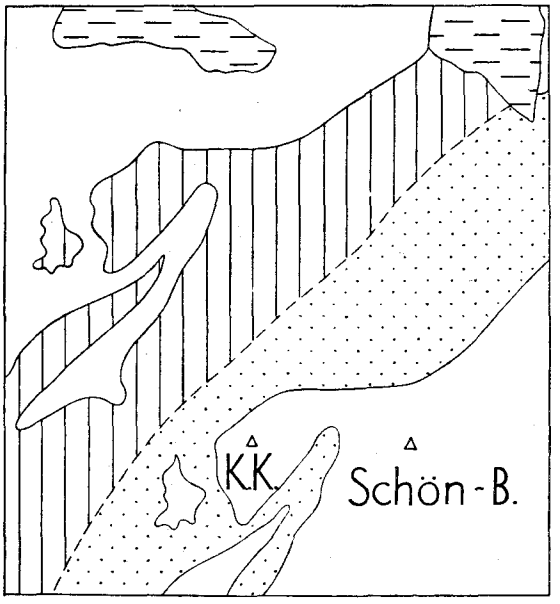


Abb. 3. Richtigstellung des Ablagerungsraumes des westlichen Toten Gebirges am Ostrande der P. K. des II. T. Signaturen wie in der P. Karte. K. K. = Karkogel. Maßstab 1:122.000

des Teichltales gehört somit der Staufen-Höllengebirgs-Decke, diejenige der linken der Decke des Toten Gebirges an. Ob und wie stark sich hier bereits die Schubweite im Vergleich zum Kasberggebiete verkleinert hat, ist nicht festzustellen. In der P. K. habe ich angenommen, daß die heute nur durch die Talbreite voneinander entfernten Triasmassen vor der Orogenese in der Gegend des Bahnhofes Hinterstoder etwa 4 *km*, unterhalb der Station Piesling etwa 3 *km* voneinander entfernt waren.

Über dem Muschelkalk des Kasbergmassivs liegt die mächtige Dolomit- und Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges. Da diese nur schwach gefaltet ist, wurde der Ablagerungsraum der Gesteine des Toten Gebirges nur unbedeutend größer dargestellt als der heutige Gebirgsstock. So wurde z. B. die Entfernung des Ablagerungsortes des Gipfelgesteins des Hebenkas von demjenigen des P. 685 im Stodertal um 1 *km* größer gezeichnet als die heutige Entfernung, um die hier vorhandene NNE—SSW streichende Mulde auszuglätten. Die Ablagerungsorte des Rotgschirr (Nordrand des Toten Gebirges) und des Traweng (Südrand) wurden um etwa 500 *m* weiter voneinander entfernt eingetragen als die heutige Entfernung der beiden Bergspitzen beträgt.

Nach der geologischen Spezialkarte, Blatt „Liezen", verläuft in den Nordwänden des Toten Gebirges vom Offensee bis unter den Kleinen Priel nahe unter der Untergrenze des Dachsteinkalkes ein ununterbrochenes Band von Lunzer Schichten. Nach dieser Eintragung würde man glauben, daß nur eine geringmächtige Masse von Hauptdolomit die Lunzer Schichten vom Dachsteinkalk trennt, ja daß vom Zwillingskogel gegen E der Haupt-

dolomit gänzlich fehlt. Nach neueren, noch unveröffentlichten Beobachtungen von E. GASCHE ist der Verlauf dieses Bandes von Lunzer Schichten nur im Hintergrunde des Kohlenkars und der Röll (südlich vom Almsee) annähernd richtig eingetragen, sonst aber verlaufen die Lunzer Schichten des Nordhanges des Toten Gebirges wesentlich tiefer unten[1]). Westlich vom Almsee ziehen sie durch den Nordhang des Nesseltalkogels und durch den Kottalwald, östlich vom Almsee wurden sie von GASCHE im Westgehänge des südlichen Hausberges (1209 *m*), im Sattel südlich des Straneck und im Sattel 1002 südlich des Sandberges (Bl. „Kirchdorf") nachgewiesen, so daß es wahrscheinlich ist, daß die von GEYER auf Bl. „Kirchdorf" an der NW-Seite des Habichtkogels und des Hühnerzipf eingezeichneten Lunzer Schichten ihre östliche Fortsetzung bilden.

Aus dieser tiefen Lage der Lunzer Schichten ergibt sich, daß ein großer Teil des von GEYER auf den Blättern „Kirchdorf" und „Liezen" in den Nordhängen des Toten Gebirges eingetragenen Ramsaudolomites in Wirklichkeit Hauptdolomit ist und daß dieses Gestein im Nordteil des Toten Gebirges eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist. Es ist somit der Nordteil des Toten Gebirges durch eine ähnliche Übergangsfazies zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies ausgezeichnet wie der Nordteil der Gamsfeldgruppe (SPENGLER 1912, S. 1053). Nach Blatt „Liezen" würde man glauben, daß die beiden Talflanken des Steyrtales in der Gegend des Gasthofes „Gausrab" einen beträchtlichen Faziesunterschied aufweisen: der Tamberg besteht aus Hauptdolomit, das NE-Gehänge des Kl. Priels aus Ramsaudolomit und darüber aus Lunzer Schichten und Dachsteinkalk. Die Beobachtungen GASCHES aber, daß die Lunzer Schichten im Nordhange des Kl. Priels nicht existieren, hat ergeben, daß der Dolomit des Nordhanges des Kl. Priels und wohl auch derjenige des Steyrsberges Hauptdolomit ist und daher kein nennenswerter Faziesunterschied zwischen beiden Talseiten des Steyrtales besteht, so daß es nicht nötig ist, zwischen den dem Hauptdolomit des Tamberges aufgelagerten Gosauschichten (Ht. Tambergau und Eisterer) und dem Dolomit des Kl. Priels und des Steyrsberges eine bedeutendere Schubfläche anzunehmen. Am Südhange des Kl. Priels treten die Lunzer Schichten wirklich an der Grenze von Dolomit und Dachsteinkalk auf, die hier auf Blatt „Liezen" eingetragenen Vorkommen enthalten sogar Versteinerungen (GEYER 1913, S. 282).

Der Ablagerungsraum der Warscheneckgruppe und des Lawinenstein-Grasberg-Gebietes

Die Warscheneckgruppe und der die westliche Fortsetzung dieser Gruppe bildende, sich bis zum Westende des Grundlsees erstreckende Zug des Lawinensteins und Türkenkogels ist vom eigentlichen Toten Gebirge (Prielgruppe) durch eine markante Störungslinie getrennt, die GEYER in ihrem vom Grundlsee bis zum Salzsteigjoch W—E verlaufenden Teile als Salzsteiglinie, in ihrem längs des Stodertales S—N verlaufenden als Stoderbruch bezeichnet (1916, S. 228 tekton. Karte Fig. 2 und S. 231).

[1]) Die Lunzer Schichten am Nordabhange des Toten Gebirges scheinen bereits von MOJSISOVICS zu hoch oben eingetragen worden zu sein (GEYER 1911, S. 84), was GEYER anscheinend nicht nachgeprüft hat.

Diese Linie ist sicher nachgosauisch, da im obersten Stodertale Gosauschichten eingeklemmt sind (GEYER 1913, S. 284). Daß es sich hier um eine Überschiebungslinie handelt, an der die Warscheneckgruppe und der Lawinensteinzug auf die Prielgruppe aufgeschoben ist, ergibt sich schon aus der Tatsache, daß in der Regel ältere Triasstufen der Warscheneckgruppe an jüngere Trias (bisweilen auch Jura) der Prielgruppe stoßen und daß zwischen beiden Seiten ein beträchtlicher Faziesunterschied besteht: Dachsteinriffkalk+Dachsteinkalk in der Prielgruppe, Hauptdolomit+Dachsteinkalk in der Warscheneckgruppe. Dieser Überschiebung wird man besonders dann eine größere Schubweite zuerkennen müssen, wenn man sich auf den Standpunkt GEYERS stellt, daß die Zlambachfazies des Grasberggebietes südlich vom Grundlsee keine weit von S gekommene Deckscholle ist, sondern gegen E in den Hauptdolomit des Hochmölbinggebietes übergeht (GEYER 1916, S. 224). Vgl. auch II. T. S. 53. Es muß dann auch das durch Zlambachfazies ausgezeichnete Grasberggebiet zwischen der Prielgruppe und dem Dachsteinkalk des Türkenkogels sedimentiert worden sein, und es müssen auch einige *km* dazwischen gelegen gewesen sein, in denen sich der Übergang von der Dachsteinkalk- zur Zlambachfazies vollziehen konnte. Ich gelange dadurch zu dem Ergebnis, daß sich die Werfener Schichten und der Gutensteiner Dolomit der Tauplitzalm dem Dachsteinriffkalk des Traweng und des Sturzhahns durch den Überschiebungsvorgang um mindestens 6·5 *km* genähert haben.

Einen gleichen Nordschub muß auch die mit dem Lawinensteingebiet zusammenhängende Warscheneckmasse gegen das Becken von Windischgarsten erlitten haben. Einen Anhaltspunkt für die Annahme, daß die Dachsteinkalkmasse der Warscheneckgruppe über die Gosauschichten des Beckens von Windischgarsten überfaltet ist, bieten die Aufschlüsse im innersten Pieslingtale. Man sieht im SE-Gehänge dieses Tales Felsen aus ziemlich flach liegenden roten Gosaukonglomeraten und darüber weiße Dachsteinkalkfelsen (eigene Beobachtungen im Sommer 1955). Auch die Angabe von GEYER (1913, S. 281): „Schurfbaue liegen im Hintergrund des Pießlinggrabens oberhalb Roßleiten (etwa bei R von Windhager Reith der Spezialkarte), wo die kohlenführenden Gosaumergel unter dem Schutze überragender Dachsteinkalke vor Abtragung bewahrt worden sein dürften" darf wohl so gedeutet werden, daß der Dachsteinkalk auf der Gosau liegt. Daß in dem verhältnismäßig breiten Boden des trogartig gestalteten obersten Pieslinggraben noch Gosaumergel anstehen, zeigt das reichliche Auftreten von Gosaumergeln im Schutt. Der Dachsteinriffkalk-Zug: Präwaldberg—Klamlberg scheint eine lokale Schuppe zu sein. Denn der Dachsteinkalk dieser Berge ist nicht ganz schichtungslos, sondern weist eine gegen S einfallende grobe Bankung auf. Die bei Roßleitenreith anstehenden Gosaukonglomerate dürften an der Basis der mächtigen Dachsteinkalke des Warschenecks steil auf den Dachsteinkalk des Präwaldberges aufgeschoben sein, wodurch sich die Lage dieser Gosaukonglomerate über den in Felsen über dem Gleinkersee aufragenden Dachsteinkalken erklärt. Das von GEYER beim Piesling-Ursprung eingetragene, durch seine rote Farbe auffallende Gosaukonglomerat dürfte durch einen NE—SW streichenden Querbruch vom Dachsteinkalk des Präwaldberges getrennt sein. Auch AMPFERER (1926, S. 189) schreibt: „So beschreiben die Gosauschichten um das Warscheneckgebirge herum einen mächtigen Bogen und fallen dabei

zumeist unter dieses Gebirge ein [1]) oder sind wie im Stodertal steil daran gepreßt". Es ist möglich, daß die Warscheneckmasse — ähnlich wie die Gamsfelddecke, mit der sie überhaupt eine tektonische Ähnlichkeit hat (vgl. auch THURNER 1954) — bereits einen vorgosauischen Nordschub erlitten hat und nachgosauisch eine Überfaltung. Von Überfaltung spreche ich deshalb, weil im Pieslingtale und am Fuße des Schwarzenberges die Grundkonglomerate über den Gosaumergeln liegen.

Die Warscheneckgruppe hat ähnlich wie die Prielgruppe durch Faltung nur eine geringe Verschmälerung erfahren. Es wurde daher ihr Ablagerungsraum in der P. K. nur wenig größer eingetragen als der heutige Gebirgsstock. An dem Verlauf des schmalen Zuges von Lunzer Schichten, der sich von Hinterstoder bis zum Sumpereck erstreckt, ist eine flache sattelförmige Aufwölbung des Hochmölbing mit etwas steilerem Nordschenkel zu erkennen. Dieser flache Sattel setzt sich auch ins Warscheneck selbst fort, wie die Fallzeichen in der geol. Karte zeigen. Mehr örtliche tektonische Störungen sind die tiefe, muldenförmige Einfaltung der Lunzer Schichten in den Ramsaudolomit bei Maurerreith (GEYER 1913, S. 287) und der kesselförmige Einbruch des Gebietes um das Wurzener Kampl, gegen den sich von allen Seiten die Dachsteinkalke hinabsenken (GEYER 1913, S. 295). Auch die starke Faltung in der Ostwand des Schwarzenberges bei Spital a. P. (AMPFERER 1926, S. 196, Fig. 23) muß eine örtliche Verschmälerung der Dachsteinkalkplatte bewirken.

Auch die westliche Fortsetzung der Warscheneckgruppe, der Zug des Lawinensteins, ist durch die Schiefstellung nur wenig verschmälert worden: Der Ablagerungsraum wurde daher in der P. K. nur 1 *km* breiter gezeichnet als die heutige Breite. In der westlichen Fortsetzung, dem Zuge des Türkenkogels und Schnötneritzkogels, wurde die teilweise Verhüllung durch Gosauschichten im Weißenbachtal und der schmale, unter der steil südfallenden Schubfläche der Weißenbachlinie (GEYER 1916, S. 228, Fig. 2; Taf. II, oberes Profil) verborgene Raum eingetragen.

Der Ablagerungsraum des schmalen, durch Zlambachfazies ausgezeichneten Zuges des Grasberges wurde etwa um die Hälfte breiter eingetragen als die heutige Zone, um die in dem Profil Fig. 1 bei GEYER 1916, S. 207 sichtbare Faltung auszuglätten. Die Schubweite der Grasberg und Türkenkogel trennenden Schubfläche wurde auf 2·5—3 *km*, derjenigen zwischen dem Grasbergzug und dem Toten Gebirge auf etwa 4 *km* geschätzt, damit Platz für den Übergang aus der Zlambach- in die Dachsteinkalkfazies vorhanden ist.

Sollte es sich aber durch neuere Untersuchungen an Ort und Stelle (TOLLMANN 1958, S. 361) zeigen, daß GEYERS Angabe, daß die Zlambachfazies gegen E in die Hauptdolomitfazies übergeht (1916, S. 224), irrig ist, und daß der Grasbergzug im Sinne HAUGS und MEDWENITSCHS zur Hallstätter Decke gehört, müßte die Heimat des Grasbergzuges samt der ganzen im II. T. dargestellten Zlambachschuppe südlich vom Ablagerungsraum der Dachsteingruppe angenommen werden. Dafür könnte die Schubweite der Grasberg und Türkenkogel trennenden Schubfläche kleiner angenommen werden. (Vergl. auch S 225).

[1]) ANIWANDTERS Bemerkung zu diesem Satze AMPFERERS: „Das mag vereinzelt der Fall sein, im allgemeinen jedoch sind sie schwach auf die triadisch-jurassische Serie des Warschenecks geschoben" kann ich nicht glauben.

Der Ablagerungsraum der östlichen Dachsteingruppe

Der größte Teil des Ablagerungsraumes der Dachsteingruppe wurde bereits im II. T. dargestellt, nur der östlich der Blattgrenze zwischen „Ischl—Hallstatt" und „Radstadt" einerseits und „Liezen" und „Gröbming—St. Nikolai" anderseits gelegene Teil der Gruppe kommt hier zur Darstellung. Wie sich aus der Aufnahme GEYERS ergibt und ich bereits wiederholt gegenüber der abweichenden Meinung KOBERS und seiner Schüler betont habe (SPENGLER 1924, 1934) bildet der Nordrand der Dachsteingruppe den Südschenkel einer breiten Mulde, deren Nordschenkel von den S-fallenden Dachsteinkalken des Lawinensteins und des Türkenkogels gebildet wird. Die z. T. mit Juragesteinen bedeckten, flachliegenden oder nur mäßig steil geneigten Dachsteinkalkvorkommen (Kamp 881 *m*, P. 948 und 903, Steinwand-Wald und einige kleinere aus der Moränenbedeckung aufragende Radiolaritkuppen), die zwischen den großen Hallstätter Deckschollen des Wandlkogels (1305 *m*), Kampls (1681 *m*) und Rabenkogels (1391 *m*) und den kleinen des Kumitzberges (895 *m*), Schädelkogels (953 *m*) und Hartelskogels (1036 *m*) aufragen, stellen sichtbare Teile des beide Schenkel verbindenden Muldenbodens dar, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß der zwischen Lawinenstein einerseits, Rabenkogel und Krahstein anderseits durchstreichende junge Bruch, GEYERS Pyhrnlinie (1913, S. 299) den Muldenboden gegen den Nordschenkel der Mulde abgesenkt und dadurch die Radiolarite beiderseits der Salza in eine so tiefe Lage gebracht hat.

Auch der östliche Teil der Dachsteingruppe hat, ebenso wie der westliche, durch Faltung nur eine geringe Verschmälerung erfahren. Es kann daher der Ablagerungsraum nur wenig ausgedehnter gewesen sein als das heutige Gebirge. So wurde z. B. im Meridian des Kammspitzes die Entfernung zwischen dem Südrande der Dachsteingruppe und dem von der Deckscholle des Wandlkogels verhüllten Raum in der P. K. nur um 1 *km* größer eingetragen als die heutige Entfernung, und auch der Abstand zwischen dem Ablagerungsort des Grimming-Gipfels und desjenigen des Fußes der Nordwand wurde nur um etwa 1 *km* größer gezeichnet als in der Gegenwart, um das steile Nordfallen der Dachsteinkalke südlich von Klachau auszuglätten. Der Ablagerungsraum der kleinen Zünkitzschuppe konnte nicht dargestellt werden, da es sich nur um einen von den Dachsteinkalken der Dachsteingruppe abgerissenen, unter der Hallstätter Decke mitgeschleppten Schubfetzen handelt (SPENGLER 1934, S. 81—83).

Eine kleine Schwierigkeit bietet die tektonische Stellung des Tressensteins an der Ostseite des Grimming. Dieser Berg besteht aus zwei Schuppen, wie Abb. 12 bei HÄUSLER S. 41 zeigt. Auch CORNELIUS (1944, S. 134—135) beobachtete hier zwei Schuppen. Ist nun die untere oder die obere Schuppe die östliche tektonische Fortsetzung des Grimming? Für Ersteres könnte die aus HÄUSLERS Karte ersichtliche Tatsache sprechen, daß sich der Gutensteiner Kalk der unteren Tressensteinschuppe etwa in die Streichungsfortsetzung des gleichen Gesteins des Südfußes des Grimming einstellt. In diesem Falle wäre die obere Schuppe eine Deckscholle der Hallstätter Decke, wofür auch die von HÄUSLER kartierten Hallstätter Kalke sprechen würden. Dagegen aber spricht die Tatsache, daß unmittelbar östlich des Grimming zur Zeit der Überschiebung der Hallstätter Decke der größte Teil der Trias des Grimming bereits abgetragen gewesen sein müßte. Ich halte daher die von CORNELIUS S. 135 geäußerte Ansicht für wahrscheinlicher, daß die den Gipfel bildende obere Schuppe mit dem Grimming zusammenhängt und die untere Schuppe durch einen kurzen südvergenten Schub des Grimming entstanden ist. Von den Gosauschichten nördlich des Tressensteins glaube ich, daß sie gegen die Trias dieses Berges an einem jungen Bruch versenkt sind, d. h. daß einer der südlichen Randbrüche des Wör-

schacher Grabens (S. 225) hier verläuft. Ein zweiter Randbruch trennt die Gutensteiner Kalke der unteren Schuppe von dem Karbon von Trautenfels.

Vom Mandlingzug fällt nur der östlichste Zipfel mit dem Freienstein bei Gröbming in den Bereich der P. K. des III. T. Vielleicht darf die von CORNELIUS (1944, S. 128, 129, Abb. 1) beschriebene, von Karbon südvergent überschobene kleine Triasschuppe bei Diemlern als östliche Fortsetzung des Mandlingzuges betrachtet werden. Wahrscheinlicher aber ist es, daß es sich hier um ein unmittelbar südlich der Grimmingtrias abgelagertes Triasvorkommen handelt, welches etwa der von TRAUTH (1928, Taf. D. Prof. 34) beschriebenen Schuppe südlich vom Stoderzinken analog ist.

Die Ablagerungsräume der Hallstätter Zone südlich des Toten Gebirges und des Bosruck

Daß die in der Umgebung von Mitterndorf auftretenden Schollen von Hallstätter Gesteinen Deckschollen der Hallstätter Decke sind, die sich in einer W—E streichenden Mulde erhalten haben, deren Nordschenkel durch die Warscheneckgruppe und deren westliche Fortsetzung (Lawinenstein, Türkenkogel), deren Südschenkel durch die Dachsteingruppe (Grimming) gebildet wird, hat bereits HAHN (1913, S. 445—456) richtig erkannt und wurde durch die Aufnahmen GEYERS (1916, S. 229) bestätigt und von mir in einigen Arbeiten (1919, S. 444—450, 1924, 1934) näher ausgeführt und gegen KOBER und seine Schüler verteidigt. Auch das Reschenhorn südlich des Grundlsees [1]) gehört hierher.

Leider hat sich auch A. TOLLMANN (1958) in seiner Neubearbeitung der Umgebung von Mitterndorf, welche zahlreiche wertvolle neue Beobachtungen gebracht hat, der tektonischen Deutung KOBERS angeschlossen.

Wenn TOLLMANN schreibt: „Die fazielle Anknüpfung der Hallstätter Fazies an die voralpine Entwicklung spricht für die Deutung KOBERS", so ist dazu zu bemerken, daß die Fazies des Toten Gebirges derjenigen der Dachsteingruppe außerordentlich ähnlich ist, was auch TOLLMANN anerkennt. Wenn man nun im Sinne KOBERS und seiner Schüler den Ablagerungsraum der Hallstätterfazies zwischen beide hineinverlegt, so erscheint diese als unverständlicher Fremdkörper zwischen der Dachsteinkalkfazies im N und S. In der Umgebung der Deckscholle des Wandlkogels wäre der unmittelbare Zusammenhang der Dachsteinkalkmassen des Toten Gebirges und der Dachsteingruppe direkt zu sehen, wenn er nicht durch Moränen verhüllt wäre, und TOLLMANN muß verzweifelte Anstrengungen machen, um hier beide Dachsteinkalkmassen verschiedenen Decken zuzuweisen: „Im Wandlkogel liegt die Obere Hallstätterdecke auf der Dachsteindecke" — das ist der wichtigste Beweis für meine Deutung der Tektonik — „kann aber auch als Rückfaltung an der Stirn der Dachsteindecke erklärt werden" — äußerst unwahrscheinlich!

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf wurde 85 *km* südlicher eingetragen als ihre heutige Lage, weil ich eine Schubweite von 85 *km* annehme. In der Gegend von Mitterndorf besitzen wir zwar keine Anhaltspunkte für eine so große Schubweite der Hallstätter

[1]) Wahrscheinlich gehört auch das kleine von GEYER bei der Schneckenalm im Salzatal eingezeichnete Vorkommen von Werfener Schiefern und Haselgebirge zur Hallstätter Decke.

Decke, wohl aber weiter im W, besonders im Berchtesgadener Lande, wo der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke zwischen demjenigen der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Hallstätter Decke lag (II. T., Abb. 5, S. 35). Die Mitterndorfer Deckschollengruppe ist offenbar die östliche Fortsetzung der Deckscholle der Plassengruppe (SPENGLER 1919, S. 445), also des südlichen Teiles der Hallstätter Decke. Es wurde daher in der P. K. des II. T. das Westende der Deckscholle des Röthelsteins (II. T., S. 41) nur wenig nördlicher als der Ablagerungsraum der Plassen-Deckscholle eingetragen. Es ist selbstverständlich denkbar, daß die Schubweite der Hallstätter Decke gegen E allmählich abnimmt. Für eine noch verhältnismäßig große Schubweite der Hallstätter Decke im Bereiche der Kartenblätter „Liezen" und „Admont—Hieflau" spricht der Umstand, daß sich Deckschollen von wahrscheinlich zur Hallstätter Decke gehörigen Werfener Schichten und Haselgebirge ziemlich weit im N., so bei Windischgarsten (S. 229) und nördlich von St. Gallen (S. 240) erhalten haben. Anderseits sprechen die im II. T. S. 61 angestellten Erwägungen über das Heimatgebiet der Hallstätter Decke gegen eine allzugroße Schubweite.

Schon um den Zusammenschluß der P. K. des II. und III. T. der Arbeit zu ermöglichen, wurde der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf und der östlich anschließenden Deckschollen bis zum Gesäuse ebenso südlich eingetragen wie derjenige der Hallstätter Deckschollen des II. T., wobei ich aber die Möglichkeit nicht ausschließen möchte, daß der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollen der Blätter „Liezen" und „Admont—Hieflau" um mehrere *km* nördlicher lag.

Wie ich bereits 1934, S. 86 angedeutet habe, ist es überdies wahrscheinlich, daß die zu engen Falten zusammengeschobenen [1]) Liasfleckenmergel am Südfuß des Kampl, am Kulmkogel, bei Zlem sowie bei Pürgg und Postmeister und die am Südfuß des Krahsteins darüberliegenden Radiolarite und Oberalmschichten von den mit Hirlatzkalk und Klausschichten bedeckten Dachsteinkalken des Grimming durch eine Schubfläche getrennt sind. Das wichtigste dafür sprechende Argument ist die Tatsache, daß am Nordgehänge des Grimming der Lias knapp nebeneinander in zwei stark von einander abweichenden Fazies ausgebildet ist: 1. Unmittelbar auf dem Dachsteinkalk als geringmächtiger Hirlatzkalk, der an mehreren Stellen unmittelbar von Klauskalken überlagert wird. 2. als mächtiger Fleckenmergel. In beiden Fazies wurde der Lias β paläontologisch nachgewiesen, im Hirlatzkalk durch die für diese Liasstufe bezeichnende Brachiopodenfauna (GEYER 1916, S. 183), im Fleckenmergel durch Arietiten der Raricostatus-Zone (GEYER 1913, S. 306). Am Nordhang des Grimming wird der Hirlatzkalk vom Fleckenmergel durch lichtrote Hornsteinkalke des Oberjura getrennt, die dem Hirlatzkalk normal aufgelagert sind (CORNELIUS 1944, S. 136). CORNELIUS hat sich daher auch für die tektonische Trennung der Hirlatzkalke von den Fleckenmergeln ausgesprochen (S. 137, 138). Daß die Fleckenmergel über den Hirlatzkalken liegen, zeigt auch sehr deutlich das Profil bei Pürgg (GEYER 1913, S. 305) [2]). Die Liasfleckenmergel (samt den Radiolari-

[1]) Siehe die Profile Abb. 1, 2, 6, 7 und 11 bei HÄUSLER 1943.

[2]) Es gibt allerdings südlich des Schwarzbauern bei Pürgg auch eine Stelle, wo Liasfleckenmergel unter dem Hirlatzkalk auftritt. Doch liegt hier offenbar eine örtliche tektonische Komplikation vor (HÄUSLER 1943, S. 33, Abb. 4).

ten und Oberalmschichten am Südfuß des Krahsteins und den von HÖLZL (1933, S. 286) am Südfuß des Kampl aufgefundenen Zlambachschichten) bilden daher vielleicht eine selbständige, unter der Hallstätter Decke gelegene Decke. Man kann sich die Sache vielleicht so vorstellen, daß die Liasfleckenmergel und ihre Begleitgesteine durch die gegen N vordringende Hallstätter Decke von einem unbekannten Triasuntergrund abgerissen und unter ihr nach N verfrachtet wurden. Ich habe das mutmaßliche Heimatgebiet der Liasfleckenmergeldecke südlich desjenigen des Mandlingzuges eingetragen, es ist aber auch möglich, daß es nördlicher lag, ja vielleicht sogar über dem Südteil des Dachsteingebirges.

Der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke wurde in der P. K. mit dem Ablagerungsort des Kulmkogels bei Klachau gekennzeichnet. Gegen E wurde der Ablagerungsraum der vielleicht unter Gosauschichten verborgenen Liasfleckenmergeldecke in schematischer Weise durch eine im Meridian des Acherlsteins verlaufende gerade Linie begrenzt, da östlich dieser Linie keine Anhaltspunkte vorhanden sind, daß die Liasfleckenmergeldecke noch weiter nach E reicht.

Der stratigraphische Aufbau und die tektonische Stellung der „Liasfleckenmergeldecke" ist der „Zlambachschuppe" (II. T. S. 51) ähnlich. Es kann sich aber nur dann um dieselbe Decke handeln, wenn GEYERS (1916, S. 224) Angabe irrig ist, daß die Zlambachfazies des Grasbergzuges gegen E in die Hauptdolomitfazies des Hochmölbling übergeht. In diesem, von TOLLMANN (1958) vertretenen Falle würde der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe an der mit Z ? bezeichneten Stelle liegen.

Die Reihe der großen Hallstätter Deckschollen (Kampl, Rabenkogel, Krahstein, Hechelstein) weist eine weitgehende Übereinstimmung in ihrer Schichtenfolge auf, so daß diese 4 Deckschollen ohne Schwierigkeit als Teile einer einheitlichen Decke betrachtet werden können. Die drei kleinen, zwischen Kampl und Rabenkogel gelegenen Deckschollen des Kumitzberges, Schädelkogels und Hartelskogels (GEYER 1916, S. 188) unterscheiden sich jedoch auffallend von den vier erstgenannten Deckschollen durch das Fehlen des mächtigen Gutensteiner Dolomits und des Reiflinger Kalkes. Sie können daher nicht zwischen Kampl und Rabenkogel abgelagert sein. Ich zeichne daher die Ablagerungsorte dieser 3 kleinen Deckschollen ein beträchtliches Stück nördlich der Ablagerungsräume des Kampl und Rabenkogels ein und nehme an, daß sie von der Decke dieser beiden Berge (der Hauptmasse der Hallstätter Decke) überfahren und an ihrer Basis nach N mitgeschleift wurden. Die südlichste Hallstätter Deckscholle bei Mitterndorf ist der Wandlkogel. Diese Deckscholle ist zum kleinen Teil unter den Dachsteinkalk der Zünkitzschuppe eingewickelt (SPENGLER 1934).

Das an Gosauschichten reiche Gebiet zwischen dem Südrande der Warscheneckgruppe und dem Ennstal wurde in einer jungen nachgosauischen orogenetischen Phase zu einem tektonischen Graben, der nahe westlich des Pyhrnpasses spitz endet. Die Nordbegrenzung ist die von GEYER (1913, S. 299) beschriebene Pyhrnlinie, die Südbegrenzung der Ennstalbruch, der das Karbon von Trautenfels von der Trias des Tressensteins und die Werfener Schichten des Raumes nördlich von Liezen von den Gosauschichten trennt. Ich möchte diesen Graben als Wörschacher Graben bezeichnen. Die Westgrenze des Südteiles des Grabens wird durch den an der Ostseite des Grimming und über den Sattel zwischen Grimming und Tressenstein

verlaufenden Querbruch gebildet, auf dem das plötzliche Aufsteigen des Grimming im Vergleich mit dem Wörschacher Graben beruht (GEYER 1916, S. 182; HÄUSLER Abb. 12 und S. 42) [1]). Das Profil Fig. 2 bei SPENGLER 1924, S. 147 schneidet den Wörschacher Graben und beide Randbrüche. Durch die Lage in der Tiefe des Grabens sind die Gosauschichten erhalten geblieben. Dadurch erklärt sich auch die von GEYER (1913, S. 306) hervorgehobene Tatsache, daß die Gosaukonglomerate des Wörschacher Grabens keine kristallinen Gerölle führen [2]). Denn die Gosauschichten lagen zur Zeit ihrer Ablagerung hoch über den Gesteinen der Grauwackenzone und der Zentralalpen und waren von diesen durch mächtige Trias- und Jurasedimente getrennt. Die den Wörschacher Graben im S begrenzende Scholle ist höher gehoben als die diesen Graben im N begrenzende. Das zeigt sich am Pyhrnpaß, wo Untertrias der Bosruck-Scholle an Dachsteinkalk der Warscheneckscholle grenzt.

Von den unterhalb der Gosauschichten des Wörschacher Grabens zutagetretenden Triaskalken möchte ich nach HÄUSLERS Karte die Kalke von Pürgg, diejenigen des (bei Steinach unterbrochenen) fast 7 *km* langen Zuges, der von Unterburg bis zum Acherlstein reicht, als Dachsteinriffkalk und als Fortsetzung des Grimming, die übrigen als Hallstätter Kalk und als Bestandteil der Hallstätter Decke betrachten. HÄUSLER gibt S. 26, 27 petrographische Unterschiede zwischen Hallstätter Kalk und Riffkalk an, mit deren Hilfe er imstande war, diese beiden Gesteine in seiner Karte zu trennen. Am deutlichsten ist die Deckschollennatur an den Kalken des Noyer zu erkennen, deren vorgosauische Überschiebung über die Liasfleckenmergel der Postmeisteralm deutlich zu erkennen ist (SPENGLER 1924, S. 147, Fig. 2; HÄUSLER S. 35, Abb. 6). Sonst aber ist infolge der starken Verhüllung durch Gosauschichten die tektonische Stellung der einzelnen Kalkklippen schwer zu erkennen.

Östlich vom Wörschacher Bach, der die Ostgrenze der Karte HÄUSLERS bildet, möchte ich nach GEYER (1913, S. 304—305) sämtliche Kalkklippen zur Hallstätter Decke rechnen, auch den Zug des P. 1319, dessen westliche Fortsetzung von HÄUSLER zum Dachsteinkalk gestellt wird. Für die Zugehörigkeit zum Hallstätter Kalk spricht die Unterlagerung durch fossilführende Werfener Schichten am Gameringeck. Überhaupt sprechen

[1]) Die Sprunghöhe des Querbruches scheint im S sehr groß zu sein, da die östliche Fortsetzung der Dachsteinkalke des Grimming bei Pürgg in nur 800 *m* Höhe ansteht, aber gegen N rasch abzuklingen, da in den Liasfleckenmergeln bei Zlem kein Querbruch mehr nachweisbar ist. Es ist aber auffallend, daß der Hirlatzkalk bei Pürgg auf Dachsteinriffkalk transgrediert (GEYER 1913, S. 305), der im Grimmingstock den tieferen Teil des Dachsteinkalkes bildet. Es wäre möglich, daß der geschichtete Dachsteinkalk bei Pürgg schon in der Festlandszeit, die der Ablagerung der Hirlatzschichten voranging, abgetragen wurde. In diesem Falle käme man mit einer wesentlich geringeren Sprunghöhe auch im Südteile der Verwerfung aus.

[2]) Allerdings schreibt ANIWANDTER (MS. 131): „Über einer Zone von Gosaumergeln wurde in einem Bachriß gegen das Weißenbachtal in der Nähe der Kote 988 jene Brekzie gefunden, die der Fossilführung nach als ein basales Niveau der orbitoidenführenden Schichten des Obersenons angesprochen werden kann (Ober-Campan). Da unter den Komponenten zahlreiches Material der Grauwackenzone vorhanden ist, wurde die Annahme eines abtrennenden Gebirgswalles während der Oberkreidezeit hinfällig". Das gilt aber — ebenso wie im Becken von Gosau — nur für die jüngeren Horizonte der Gosauschichten („Obere Gosau" nach BRINKMANN und WEIGEL), für die Grundkonglomerate besteht wohl GEYERS Feststellung zurecht.

die an verschiedenen Stellen zwischen und nördlich der Kalkklippen auftretenden, an mehreren Stellen Haselgebirge führenden Werfener Schichten für die Zugehörigkeit der Klippen zur Hallstätter Decke.

Für den östlich des Weißenbachtales gelegenen Teil des Wörschacher Grabens gibt ANIWANDTER in seiner bisher noch nicht veröffentlichten Arbeit eine geologische Karte 1 : 25.000, die ich aber bereits als Grundlage für meine P. K. verwenden konnte. ANIWANDTER zeichnet in den Profilen 10, 12 und 13 auf Manuskripttafel III die Hallstätter Kalke des Raumes südlich der Warscheneckgruppe als Kerne nordvergenter Tauchsättel, die auf Gosauschichten aufliegen. Gegen eine Überschiebung der Hallstätter Kalke auf Gosauschichten spricht die aus GEYERS und ANIWANDTERS Karte ersichtliche Tatsache, daß die Triaskalke in der Regel mit dem ältesten Schichtglied der Gosauschichten, mit dem Grundkonglomerat, in Berührung kommen. Man könnte ANIWANDTERS Profile auch als eine ausgedehnte, in sich gefaltete, inverse Serie Hallstätter Kalk + Gosauschichten deuten. Ich glaube aber, daß dafür keine Anhaltspunkte bestehen, und daß es viel einfacher und natürlicher ist, das Gebiet etwa im Sinne GEYERS als eine Folge leicht südvergenter Falten zu betrachten, in denen die Gosauschichten diskordant auf den die Sattelkerne bildenden Hallstätter Kalken liegen.

Da man nicht weiß, wie weit unter den Gosauschichten des Wörschacher Grabens die Grimmingserie, die Liasfleckenmergeldecke oder die Hallstätter Decke verborgen liegen, mußte in der P. K. im Bereiche der Ablagerungsgebiete aller drei Einheiten die Verhüllung durch dieselben Gosauschichten eingetragen werden.

Bei Wörschach und Steinach scheinen sehr junge südvergente Aufschiebungen aufzutreten, wenigstens könnte man HÄUSLERS Profil Abb. 9 (S. 37) so deuten, in dem die Folge: Dolomit + Dachsteinkalk des Acherlsteins an seiner Südseite auf Liasmergel [1]) aufgeschoben ist, in dem die Scholle von Hallstätter Kalk steckt, die sich bis zur Ruine Wolkenstein erstreckt und mit Gips führendem Haselgebirge in Verbindung steht (GEYER 1913, S. 303). In der westlichen Fortsetzung dürfte der Dachsteinriffkalkzug Acherlstein—Unterburg auch auf Liasfleckenmergel steil südvergent aufgeschoben sein, denen bei Unterburg Gosauschichten und bei Steinach nordfallendes Tertiär aufgelagert ist (SPENGLER 1924, S. 147, Fig. 2). Daraus ergibt sich, daß die Schubfläche jünger als das Ennstaler Tertiär ist.

Der Bosruck weist in der Schichtenfolge unverkennbare Beziehungen zur Hallstätter Fazies (Salzbergfazies) auf. Das gilt besonders für das mächtige, vor allem im Tunnelprofil (GEYER 1914) aufgeschlossene, Gips, Anhydrit und Steinsalz führende Haselgebirge, das allerdings von der Mitteltrias durch eine Schubfläche getrennt ist. Die Mitteltrias beginnt mit typischem schwarzen Gutensteiner Kalk oder dunklem Dolomit. Darüber liegt geringmächtiger heller Dolomit oder nur wenige *m* mächtiger, bunter Hornsteinknollenkalk mit der typischen anisischen Brachiopodenfauna (GEYER 1914, S. 11). Diese Gesteine lassen sich mit den Reiflinger Kalken

[1]) Allerdings ist von den in Abb. 9 eingetragenen Liasfleckenmergeln weder in HÄUSLERS noch in GEYERS Karte etwas zu sehen. Beide Karten verzeichnen an der entsprechenden Stelle Gosauschichten.

vergleichen, welche GEYER (1916, S. 195) aus der Hallstätter Schichtenfolge der Rötelsteingruppe beschrieben hat. Die Hauptmasse des Bosruck wird von einem hellen Riffkalk gebildet, den GEYER (1914, S. 12) als „obertriadischen Riffkalk, Hochgebirgskorallenkalk", AMPFERER (1926, S. 182, 183) als „Wettersteinkalk?" bezeichnet. Wahrscheinlich enthält der Riffkalk sowohl die ladinische Stufe als den tieferen Teil der Obertrias, wie das von GEYER erwähnte Auftreten von Diploporen, Halobien, Megalodonten und Thecosmilien vermuten läßt.

ANIWANDTER hat daher den Bosruck zur Hallstätter Decke gerechnet. Auch ich möchte mich jetzt — abweichend von meiner früheren Ansicht (1928 a, Fig. 1) — dieser Ansicht anschließen. Der Bosruck ist daher das Ostende der etwa 40 *km* langen Reihe von Klippen der Hallstätter Decke, welche mit dem Rötelstein östlich von Bad Aussee beginnt.

Hingegen möchte ich das Karleck nicht zur Hallstätter Decke rechnen, sondern eher mit dem Dörfelstein bei Admont vergleichen und wie diesen zur Admonter Schuppenzone stellen (siehe unten!).

Das Merkwürdigste am Bau des Bosruck sind die von AMPFERER beschriebenen Jura- und Kreidegesteine zwischen den Werfener Schichten des Kalkalpen-Südrandes und der Trias des Bosruck (Blatt „Admont—Hieflau" und 1926, S. 186, Fig. 14). Daß sich die an der Südseite unterhalb der Bosruckfelsen aufgeschlossenen Gosauschichten tief in den Berg hinein fortsetzen, zeigen die Aufschlüsse von Gosaugesteinen im Bosrucktunnel (GEYER 1914, S. 25 u. Taf. I). Wenn man die in GEYERS Bosruckprofil eingezeichneten Staffelbrüche rückgängig macht, ergibt sich eine nachgosauische, steil südvergente Überschiebung der Bosrucktrias über die mit Jura, Neokom und Gosauschichten bedeckten Werfener Schichten des Kalkalpen-Südrandes. Daß der Jura über Untertrias transgrediert, ist sehr unwahrscheinlich, da dies meines Wissens sonst nirgends in den Kalkalpen beobachtet ist. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Triaskalke des Bosruck bei ihrer südvergenten Bewegung Jura, Neokom und Gosauschichten von einer nicht mehr sichtbaren Unterlage von Triaskalken abgerissen und nach S auf die Werfener Schichten aufgeschoben haben [1]).

Die südvergente Bosruck-Überschiebung ist wohl ein Analogon zur gleichfalls südvergenten und nachgosauischen „Hochgebirgsüberschiebung" im Tennen- und Dachsteingebirge (TRAUTH 1926, S. 161; SPENGLER 1954, S. 23). Denn die unter der Bosruck-Überschiebung liegenden Gesteine erinnern sehr an die Werfener Schuppenzone an der Südseite des Dachsteingebirges und wurden von mir bereits 1928 a, S. 17 als Admonter Schuppengebiet bezeichnet. Die aus „Verrucanobreccien" (wohl = Prebichlschichten SCHWINNERS 1929), sehr mächtigen Werfener Quarziten, geringmächtigen Werfener Schiefern und Rauhwacken bestehende, vor allem den Hartingberg und den Pleschberg aufbauende tiefere Schuppe erinnert an die Wurmegg-Brandriedlschuppe im Dachsteingebirge (SPENGLER, KÜMEL 1954, S. 27, 43), während die durch mächtige normale Werfener Schiefer ausgezeichnete höhere Schuppe an die höheren Schuppen im Dach-

[1]) In der P. K. habe ich diese tektonische Deutung dadurch zur Darstellung gebracht, daß ich den Ablagerungsraum der teilweise von Gosau bedeckten Juragesteine etwa 2 *km* nördlicher eingetragen habe als denjenigen der Werfener Schichten der Admonter Schuppenzone.

steingebirge erinnert. Die Gosauschichten an der Südseite des Bosruck lassen sich mit denen in der Ramsau vergleichen (MEIER und TRAUTH 1936), die nach KÜMEL (1954, S. 36) auch von einem Jurakalk unterlagert werden.

Im Tunnelprofil (GEYER Taf. I) reicht demnach die Admonter Schuppenzone vom Südportal bis zu den Gosauschichten in der Mitte des Tunnels. Es ist möglich, daß die drei in die Werfener Schichten eingeschalteten Rauhwackenbänke Schuppengrenzen andeuten. Das gilt vor allem für den südlichsten Rauhwackenzug, der an der Grenze zwischen der quarzitischen und der schiefrigen Werfener Fazies liegt. Die Schichtenfolge des Bosruck wird durch eine nur sehr geringmächtige Folge von Werfener Schiefern und Haselgebirge eingeleitet.

Viel mächtiger sind die Gips und Steinsalz führenden Haselgebirgsmassen, die der Bosrucktunnel in seinem Nordteil von 204 bis 1165 *m* anschneidet (GEYER 1914, S. 18—20, Taf. II). 1165 *m* vom Nordportal entfernt wird das Haselgebirge der Hallstätter Deckscholle vom Riffkalk des Bosruck (an im Tunnelprofil 56° SSE fallender Schubfläche) überschoben. Wie das Tunnelprofil (GEYER 1914, Taf. I) zeigt, ist diese Schubfläche offenbar gleich alt wie die Verwerfungen, welche die südvergente Schubfläche an der Südseite des Bosruck durchsetzen, und somit ist die nordvergente nachgosauische Bewegung an der N-Seite des Bosruck jünger als die südvergente an dessen S-Seite. Es ist dies eine Bestätigung der von mir im Dachsteingebirge erkannten Bewegungsphasen (SPENGLER 1952, S. 83; 1954, S. 8). Die Überschiebung des Bosruck-Riffkalkes über das Haselgebirge der Hallstätter Deckscholle ähnelt den Überschiebungen der Warscheneckgruppe und der Hallermauern über die Deckscholle des Windischgarstener Beckens, wenn auch die Schubweite am Bosruck wohl ganz unbedeutend ist.

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens

Wie ich bereits 1928 a, S. 13 und 15 (Fig. 1) gezeigt habe, gehören die ausgedehnten Massen von Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalken, die sich von Hinterstoder über Windischgarsten und Rosenau bis zur Admonter Höhe verfolgen lassen, wahrscheinlich zur Hallstätter Decke. Jüngere Schichtglieder als das Anis sind vielleicht in den hellen massigen Kalken enthalten, die GEYER am Hutberg bei Vorderstoder als „Riffkalk des Dachsteinkalkes", AMPFERER am Kl. Warscheneck bei Rosenau, am Raucher Schober und an einigen anderen Stellen als Wettersteinkalk kartiert hat. Für die Zugehörigkeit zu einer von S überschobenen Decke, die nur die Hallstätter Decke sein kann, spricht die Tatsache, daß diese Gesteine nirgends als Sattelkern erscheinen, sondern von Obertrias umrahmt werden, die auf der Nordseite (am Gunstberg bei Windischgarsten von Jura bedeckt) unter sie einfallen, während sie am Südrande unter Zwischenschaltung von Gosauschichten von der Obertrias der Warscheneckgruppe und der Hallermauern überschoben werden. Für den Nordrand der Warscheneckgruppe sei auf S. 220, für den Nordrand der Hallermauern auf AMPFERER (1926, Fig. 12 und S. 184) verwiesen. Die Deckscholle des Windischgarstener Beckens gehört daher zu den eingewickelten Deckschollen.

Für den Umstand, daß die Hallstätter Decke des Windischgarstener Beckens über die Gesteine der Warscheneckgruppe und der Hallermauern

gewandert ist, sprechen Spuren dieser Decke auf der Höhe der beiden Gebirgsgruppen. In der Warscheneckgruppe ist es die Deckscholle des Wurzener Kampl deren Zugehörigkeit zur Juvavischen Decke bereits HAHN erkannt hat (1913, S. 451). Nach ANIWANDTER gehören nicht nur die Werfener Schichten und das Haselgebirge, sondern auch der Jura des Wurzener Kampl zur Hallstätter Deckscholle, der von dem Jura der Warscheneckgruppe (Stubwieswipfel) faziell verschieden ist.

Auf den Hallermauern fand AMPFERER Reste von Werfener Schiefern auf dem Kamm zwischen Natterriegel und Rauchmauer (1935, S. 38, Fig. 13; S. 109, 110, Fig. 44). Außerdem schreibt er (1935, S. 90): „Wir erkennen also auch hier wieder, daß die Gipfelfelsen nicht mehr in ungestörter Lagerung sind, sondern vielmehr Verschiebungen und Verschuppungen erlitten haben. Das ist am leichtesten verständlich, wenn über dieselben eine schwere Schubmasse ihre Bahn gezogen hat." Dann sei auf seine anschließend an diese Sätze mitgeteilten Beobachtungen am Gr. Leckerkogel verwiesen.

Eine ganz gewaltige tektonische Raumverschmälerung durch Faltung und Schuppung, vielleicht auch durch lokale Verschluckung in die Tiefe muß sich im Untergrunde des Windischgarstener Beckens vollzogen haben. Heute ist der Nordrand der Hallermauern beim Pyhrgas 5 *km* vom Sengsengebirge entfernt, vor der Austrischen Orogenese waren es nach meiner Rekonstruktion etwa 22 *km*, von denen 16 unter der Bedeckung mit der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens, 6 *km* unter der nach N verschobenen Masse der Hallermauern (S. 232) verborgen sind. Heute ist das Ostende der Hallermauern nur 1 *km* vom Südfuß des Rabenkogels (Maiereckzug) entfernt, vor der Orogenese waren es 18 *km*, von denen auch hier 6 *km* jetzt unter der nach N verschobenen Masse der Hallermauern liegen. So erklärt sich hier der große Faziesgegensatz zwischen Maiereckzug und Hallermauern.

Nach den Profilen bei GEYER (1913, S. 293, Fig. 2) und ANIWANDTER fallen die Gosauschichten am Wurzensattel und bei der Hintersteiner Alm unter die Deckscholle ein. ANIWANDTER kommt dadurch zu der Ansicht, daß die Hallstätter Decke von nachgosauischem Alter sei. Auch die Lagerungsverhältnisse der aus Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalk bestehenden Deckscholle bei Hinterstoder deutet ANIWANDTER in diesem Sinne. Ferner kann man auch nach AMPFERERS Profilen durch den Gr. und den Kl. Pyhrgas (1926, Fig. 11 und 12) ein nachgosauisches Alter der Hallstätter Decke vermuten. Überdies ist es sehr auffallend, daß nach Blatt „Admont-Hieflau" am NNE-Rande der Deckscholle des Windischgarstener Beckens vom Dambachtal bis zur Admonter Höhe ein ununterbrochener Streifen von Gosauschichten verläuft, die nach den Fallzeichen an mehreren Stellen ein SSW gerichtetes Einfallen zeigen. Auch die auffallend tiefe Lage der Gosaukonglomerate nördlich der Einathner-Alm (am Nordfuß der Hallermauern) im Vergleich mit den der Deckscholle angehörigen Bergen Schafkogel (1552) und Raucher Schober (1488) ist leichter verständlich, wenn man annimmt, daß sie unter der Deckscholle liegen.

Diesen Beobachtungen, die für ein nachgosauisches Alter der Hallstätter Decke sprechen, stehen an anderen Stellen sichere Beobachtungen gegenüber, die ein vorgosauisches Alter dieser Decke erkennen lassen. Am wichtigsten sind meine Beobachtungen in der Plassengruppe (SPENGLER 1919, S. 408, Taf. XV, Profil I), wo Gosauschichten die Überschiebungsfläche diskordant überlagern. Ferner liegen im Bereiche der Blätter: „Lofer—St Johann", „Hallein—Berchtesgaden" nirgends Gosauschichten unter den Hallstätter Deckschollen. Dasselbe gilt für die Hallstätter Decke des Raumes zwischen Ischl und Aussee. Auch weiter im E, im Bereiche der Blätter: „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz", „Schneeberg—St. Aegyd" und „Mürzzuschlag" liegen unter den der Hallstätter Decke entsprechenden Deckschollen der Lachalpendecke nirgends Gosauschichten.

Auch die Tatsache, daß die kleine, aus Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk aufgebaute Hallstätter Deckscholle des Gunstberges bei Windischgarsten nicht durch Gosauschichten von dem unterlagernden Neokom getrennt ist, obwohl Gosauschichten in der Nähe sind, spricht für vorgosauisches Alter.

Die Erklärung dieses scheinbaren Widerspruches ist nicht ganz leicht. Man wird wohl nach dem heutigen Stande der Kenntnisse annehmen müssen, daß überall die primäre Hallstätter Decke von vorgosauischem Alter ist, daß sich aber im Bereiche der Warscheneckgruppe und des Windischgarstener Beckens ein Teil der vorgosauischen Hallstätter Decke nach Ablagerung der Gosauschichten nochmals in Bewegung setzte (sekundäre Hallstätter Decke).

Als die östliche Fortsetzung der Deckscholle des Windischgarstener Beckens kann man den schmalen Zug von Werfener Schichten und Haselgebirge betrachten, der sich vom Schwarzsattel über die Jodlbauerhütte bis zum Ennstal unterhalb Lainbach verfolgen läßt. Das Haselgebirge hat eine kleine Scholle von Magnesit aus der Grauwackenzone mitgebracht (AMPFERER 1935, S. 58—59, Fig. 22 u. 23). Dieser Zug ist über die nördlich angrenzenden Gesteine der Großreiflinger Scholle (S. 240) überschoben und wird selbst von der Gesäusedecke (Buchstein—Tamischbachturm—Peterkogel) überschoben. Er gehört also genau so wie die Deckscholle des Windischgarstener Beckens zu den eingewickelten Deckschollen.

Es ist selbstverständlich unmöglich, festzustellen, ob und wie weit sich die Deckscholle des Windischgarstener Beckens und deren östliche Fortsetzung unter die später von S daraufgeschobenen Triasmassen der Gesäuseberge hinein erstreckt. Ich habe daher in der P. K. diese Räume — ebenso wie im II. T. die von der Reiteralmdecke verhüllten Teile der Hallstätter Decke — mit der Signatur VII („entweder abgetragen oder von Decken verhüllt") bezeichnet.

Die Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens steht am Pyhrnpaß durch die Bosruckmasse mit der Deckscholle des Wörschacher Grabens fast in Verbindung. Diese Verbindung ist nur oberflächlich durch den südlichsten Teil der Gosauschichten des Windischgarstener Beckens (Gosauschichten SE von Polz am Pyhrn) unterbrochen. Diese Unterbrechung durch Gosauschichten-Verhüllung wurde aber in der P. K. viel breiter gezeichnet als auf Blatt „Admont—Hieflau", da nach AMPFERER (1926, Fig. 13, S. 182) dieser Raum eine bedeutende Verschmälerung durch nachgosauische Schuppung erfahren hat.

In der P. K. wurde der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens nördlicher eingetragen als derjenige der Hallstätter Deckscholle des Wörschacher Grabens, aber südlicher als der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke (S. 225).

Der Ablagerungsraum der Gesäuseberge

Als Gesäuseberge werden in Übereinstimmung mit AMPFERER 1935 die Gebirgsgruppen der Hallermauern, des Buchsteins und des Tamischbachturms nördlich und des Admonter Reichensteins, des Hochtors und des Lugauer südlich der Enns zusammengefaßt.

Die Hallermauern stimmen faziell gut mit der Warscheneckgruppe überein. Man könnte daher den Ablagerungsraum der Hallermauern als die unmittelbare östliche Fortsetzung desjenigen der Warscheneckgruppe betrachten. In diesem Falle aber käme das Ostende des Ablagerungsraumes der Hallermauern in die nächste Nachbarschaft des St. Gallener

Zinödls (Großreiflinger Scholle) zu liegen, was wegen des bedeutenden Faziesgegensatzes unwahrscheinlich ist. Während die Hallermauern Dachsteinkalkfazies aufweisen, zeigt der St. Gallener Zinödl nach AMPFERER eine fazielle Ähnlichkeit mit dem Maiereck. Ich glaube daher, daß der Ablagerungsraum der Hallermauern um einige *km* [1]) südlicher lag als derjenige der Warscheneckgruppe und jene relativ zur Warscheneckgruppe einen nachgosauischen Schub nach N erlitten haben. Vielleicht könnte man dann das steile N-Fallen der Dachsteinkalke des Pyhrgas (AMPFERER 1926, Fig. 11 u. 12) als die nach N verschobene östliche Fortsetzung der Dachsteinkalke des Grimming betrachten.

Am Lugkogel tauchen die Dachsteinkalke der Hallermauern gegen W axial in die Tiefe. In der „Dr. Vogelgesangklamm" (westlich vom Lugkogel) sind sie noch aufgeschlossen, während auf den Höhen westlich dieser Klamm nur Gosauschichten anstehen, die man wohl mit den Gosauschichten parallelisieren darf, die AMPFERER bei der Hofalmhütte und an einigen anderen Stellen im Hangenden der Dachsteinkalke der Hallermauern einträgt. Das gegen W gerichtete Achsengefälle ergibt sich vor allem daraus, daß die Gosauschichten bis ins Teichltal hinabreichen, obwohl dieses tiefer liegt als die Vogelgesangklamm. Erst jenseits des großen SW—NE streichenden Bruches der „Pyhrnlinie" erheben sich die Dachsteinkalke der Warscheneckgruppe hoch über die Gosauschichten. Wahrscheinlich vollzieht sich dieses Absinken der Dachsteinkalke der Hallermauern gegen W teilweise an Querbrüchen mit gesenktem Westflügel, von denen der eine die Dachsteinkalke des Gr. Pyhrgas von denen des Lugkogels trennt, während der andere westlich der Vogelgesangklamm verläuft. Vielleicht ist der letztere eine Blattverschiebung, welche die Schubmasse der Hallermauern im W begrenzt. Durch den nachgosauischen Vorschub der Bosruckgesteine gegen N wurden die dem Dachsteinkalk der westlichen Fortsetzung der Hallermauern aufgelagerten Gosauschichten wenigstens teilweise von ihrem Untergrunde abgeschürft und mit losgerissenen Trias- und Jurafetzen des Untergrundes verschuppt (AMPFERER 1926, Profil Fig. 13). Wie die Profile 7—10 bei AMPFERER 1926 zeigen, sind die Hallermauern aus einer mittelsteil N-fallenden, aus mächtigem Ramsaudolomit, geringmächtigen Lunzer Schichten, hellem Hauptdolomit (= Dachsteindolomit), geschichtetem Dachsteinkalk und etwas Lias und Aptychenkalk bestehenden Schichtenfolge aufgebaut, die nur sehr wenig im Detail gefaltet ist, so daß der Ablagerungsraum nur wenig breiter als die heutige Gebirgsgruppe angenommen werden muß.

Von dieser die Hauptmasse der Hallermauern bildenden Serie sind zwei weitere tektonische Einheiten abzutrennen:

A. Mit vorgosauischer Reliefüberschiebung ist im Bereiche der Grabneralp eine höhere Decke auf die Haupteinheit der Hallermauern aufgeschoben, welche durch folgende Schichtenfolge ausgezeichnet ist: 1. wohlgeschichteter, dunkler, bituminöser Gutensteiner Kalk des Lärcheckzuges. 2. Raibler Schichten der „Grabneralp-Fazies" (AMPFERER 1935, S. 45). Daß diese Folge nicht derselben tektonischen Einheit angehören

[1]) In der P. K. habe ich den Ablagerungsraum der Hallermauern um 6 *km* südlicher eingetragen als denjenigen der Warscheneckgruppe.

kann wie die Hauptmasse der Hallermauern, ergibt sich aus folgenden Beobachtungen AMPFERERS:

a) Die Gutensteiner Kalke des Lärchecks fallen nicht unter den Ramsaudolomit der Hallermauern ein, der die tieferen Südhänge des Natterriegels bildet, sondern sind zu einer Mulde verbogen, die nach W in die Luft ausstreicht (AMPFERER 1935, S. 88, Fig. 38 und S. 108).

b) Im Südhang des Natterriegels weist der Ramsaudolomit eine sehr große Mächtigkeit auf, unmittelbar angrenzend, am Rabenkogel, Spielkogel und P. 1385 fehlt er gänzlich zwischen Gutensteiner Kalk und Lunzer Schichten (AMPFERER 1935, S. 40, Fig. 14). Ein so plötzliches Auskeilen des Ramsaudolomites ist nicht möglich.

c) AMPFERER beschreibt eine Reliefüberschiebung von Lunzer Sandstein über Obertriaskalke vom Abhang[1]) und Gipfel des Grabnersteins (1935, Fig. 21 und S. 111). Mit dieser Reliefüberschiebung unvereinbar ist allerdings die von AMPFERER in den Profilen 1926, Fig. 9, 1935, Fig. 14 und 21 eingetragene normale Überlagerung der Raibler Schichten der Grabneralpfazies durch die Obertriaskalke der Admonter Warte und des Grabnersteins. Die Raibler Schichten bei der Grabneralpe müssen ebenso wie die am Gipfel des Grabnersteins mit Reliefüberschiebung den Obertriaskalken aufgeschoben sein. Wie die geologische Karte der Gesäuseberge zeigt, sind die Raibler Schichten bei der Grabneralpe von den in Felsen darüber aufsteigenden, mit Hauptdolomit wechsellagernden Dachsteinkalken der Admonter Warte und des Grabnersteins durch Schutthalden getrennt, so daß diese Umdeutung der Profile AMPFERERS nicht durch Beobachtung in der Natur widerlegt werden kann.

Die Grabneralp-Fazies ist der Aflenzer Fazies ähnlich, deren Ablagerungsraum im II. T. S. 57 südlich der Dachsteinkalkfazies, aber nördlicher als die Hallstätter Fazies angenommen wurde. Dieselbe Lage möchte ich auch hier für wahrscheinlich halten.

Wahrscheinlich gehören auch die Massen von Haselgebirge, Rauhwacke und Gutensteiner Kalk, welche nach AMPFERER (1935, Fig. 39 u. S. 113)[2]) dem Ramsaudolomit der Hallermauern aufgeschoben sind, zu derselben Decke wie die Gesteine des Lärcheckzuges und bei der Grabneralpe. Vielleicht gilt dasselbe auch für die in den Profilen bei AMPFERER 1926, Fig. 7 und 8 zur Darstellung gebrachten, von Werfener Schichten begleiteten Kalkschollen, die wohl von oben in den Ramsaudolomit eingefaltete Deckschollen sind.

Die Ablagerungsräume der schon im Maßstab 1 : 25.000 sehr kleinen Klippen der Grabneralpdecke am Grabnerstein und östlich dieses Berges konnten selbstverständlich in der P. K. nicht eingetragen werden.

B. Die Admonter Schuppenzone, auf welche die Gesteine der Hallermauern ebenso wie diejenigen des Bosruck nachgosauisch südvergent aufgeschoben sind. Dazu gehören vor allem die quarzitischen Werfener Schichten des Pleschberges und Leichenberges, aber auch die

[1]) Die Reliefüberschiebung von Raibler Schichten auf Dachsteindolomit bei P. 1539 und am Zillenkogel habe ich im Sommer 1956 besichtigt. Besonders bei P. 1539 sind die dem Dachsteindolomit aufgeschobenen, eine feuchte Wiese verursachenden Raibler Schichten gut aufgeschlossen.

[2]) Die ältere Darstellung AMPFERERS auf Blatt „Admont—Hieflau" und 1926, Fig. 10 weicht von der 1935 gegebenen ab.

darüber liegenden normalen Werfener Schiefer, Rauhwacken und der Dolomit des Dörfelsteins (AMPFERER 1935, Fig. 38). Ob überhaupt etwas von den Werfener Schichten, die an der S-Seite der Hallermauern anstehen, noch in ungestörtem Verband mit dem Ramsaudolomit der Südhänge steht oder ob alles zur Schuppenzone gehört, ist schwer zu entscheiden. Die Grenze konnte daher nur schematisch gezogen werden.

Die Gruppe des Buchsteins und Tamischbachturms ist jetzt die östliche Fortsetzung der Hallermauern. Ich vermute, daß sich unter der SW—NE streichenden, von Moränen erfüllten Senke des Buchauer Sattels eine Schubfläche verbirgt, an der die Masse des Buchsteins gegenüber den Hallermauern um etwa 8 *km* nach N vorgeschoben ist, also der Ablagerungsraum relativ zu dem der Hallermauern um diesen Betrag südlicher lag. Ich schließe dies daraus, daß die Hallermauern eine nordvergente Stirn im Dachsteinkalk zeigen, der Gr. Buchstein aber eine ziemlich flache Lagerung aufweist, so daß die Stirn hier etwas nördlicher gelegen gewesen war und der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Erst am Peterkogel und Wandaukogel bei Lainbach ist die Stirn wieder erhalten und wird von der Enns durchschnitten (AMPFERER 1935, S. 68, Fig. 26).

Nördlich vom Kl. Buchstein wurden die von den zwei merkwürdigen kleinen Klippen der Loosкögel verhüllten Räume eingetragen. Die Ablagerungsräume der Loosкögel aber konnten nicht eingetragen werden, da diese nach AMPFERER (1935, S. 83) „aus der Nähe stammen und umgestülpte Gipfel der alten Gesäuseberge vorstellen" und daher die Ablagerungsräume irgendwo über dem Ramsaudolomit der Buchstein- oder Reichensteingruppe lagen.

Der Südteil der Gebirgsgruppe des Buchsteins und Tamischbachturms wird von der W—E streichenden Gesäuseverwerfung durchschnitten. Der südlich dieser Störung gelegenen Scholle gehören Himbeerstein, Bruckstein und Gstatterstein an. Das Gebiet südlich der Gesäuseverwerfung muß bereits eine vorgosauische Faltung erlitten haben, wie sich aus der von AMPFERER beobachteten diskordanten Lagerung der Gosauschichten des Lauferwaldes ergibt (1935, S. 78, Fig. 34, 35). Daß aber die Gesäusestörung selbst vorgosauisch ist, wie AMPFERER 1935, S. 79, Fig. 36 und S. 125 angibt, scheint mir nur für die Nebenstörung zwischen Liaskalk und Dolomit-Mylonit bewiesen zu sein. Die Hauptstörung zwischen dem Dolomit-Mylonit und dem Dachsteinkalk des Gstattersteins kann auch nachgosauisch wieder in Bewegung gekommen sein. Die Störung am Nordrand der Gosauschichten des Lauferwaldes muß nachgosauisch sein.

Auch die Gebirgsgruppe des Reichensteins gehört überwiegend (Reichenstein, Sparafeld, Kreuzkogel mit Hochplanmauer und Schildmauer) derselben Einheit an wie die Hauptmasse der Hallermauern und der Buchsteingruppe, die als Gesäusedecke bezeichnet werden soll.

AMPFERER hat sich 1926, S. 172—177 für den Aufbau der Buchstein- und Reichensteingruppe aus zwei Decken und für die Zugehörigkeit von Himbeerstein und Bruckstein zur tieferen Decke ausgesprochen. AMPFERER und KOBER (1938) nehmen hier Nordschub an. Ich selbst nahm 1943 und 1951, S. 374 eine südvergente Bewegung und die Zugehörigkeit der genannten Berge zur Admonter Schuppenzone an. Nach dieser Ansicht wären Himbeerstein, Bruckstein und Haindlmauer nicht zwischen Buchstein und Reichenstein, sondern südlich des letzteren sedimentiert worden. AMPFERER

kommt auffallenderweise 1935 nicht mehr auf seine 1926 ausgesprochene Ansicht zurück, daß die drei Berge einer tieferen Decke angehören, widerlegt sie aber nicht ausdrücklich.

Für meine in der „Geologie von Österreich" ausgesprochene Ansicht würde vor allem sprechen, wenn die von AMPFERER 1935 in der geologischen Karte der Gesäuseberge als Dachsteinkalk eingetragenen Kalke des Hellichten Steins und einiger anderen kleinen Kalkvorkommen im vorderen Johnsbachtal, an der Südseite des Ennstales und im Gofergraben wirklich Dachsteinkalk wären. Sie müßten dann als Fenster unter dem Ramsaudolomit betrachtet werden. Bei einer Begehung im Sommer 1956 aber habe ich den Eindruck gewonnen, daß diese Kalke nur unscharf von den umgebenden Ramsaudolomitmassen getrennt sind. Es ist daher viel einfacher, sie als Wettersteinkalk zu betrachten, wie dies AMPFERER 1933 in der geologischen Spezialkarte „Admont—Hieflau" getan hat. Es wären Kalke, die lokal der Dolomitisierung entgangen sind. Es würde „Wilde Dolomitisierung" vorliegen, wie LEBLING diese Erscheinung 1911 genannt hat. Ferner halte ich es für möglich, daß die massigen Kalke der Haindlmauer das stratigraphisch Liegende der sehr deutlich geschichteten, nordfallenden Dachsteinkalke des Himbeersteins sind und somit ein tieferes Niveau vertreten als der Dachsteinkalk. Unter diesen Umständen wäre es nicht mehr so auffallend, daß so nahe unter dem Kalk der Haindlmauer an der Westseite dieses Berges Werfener Schichten liegen.

Nach dieser einfacheren tektonischen Deutung wären die Kalke von Himbeerstein, Bruckstein und Haindlmauer doch zwischen denen des Buchsteins und des Reichensteins sedimentiert. Man müßte nur annehmen, daß die Riff-Fazies, die in den Weißenbachmauern an der Südseite der Warscheneckgruppe auftritt (GEYER 1913, S. 289) von W her zwischen der durch das Auftreten von Raibler Schichten ausgezeichneten typischen Gesäusefazies des Buchsteins und des Reichensteins bis in die Gegend der Mündung des Johnsbachtales reicht.

Am Nordrand und Westrand der Reichensteingruppe treten Gesteinsmassen auf, welche zur Admonter Schuppenzone gerechnet werden müssen. Dazu gehören der Ramsaudolomit und Dachsteinkalk (?) unter und ober „Sandboden" im Nordhang des Lärchkogels und beiderseits des Gaisentaler Grabens (AMPFERER 1935, S. 135, Fig. 59). Vielleicht (?) darf man auch das Dachsteinkalkband dazurechnen, welches am Fuße des Sparafelds bis ins Bärenkar zieht und vom Ramsaudolomit des Sparafelds durch Haselgebirge getrennt ist.

Besonders schön ist die Überschiebung der Gesäusedecke auf Gosauschichten der Admonter Schuppenzone bei der Scheiblegger Niederalm aufgeschlossen (AMPFERER 1926, S. 175; 1935, S. 35, Abb. 12 und S. 114). Es ist dies ein wichtiger Beweis für das nachgosauische Alter der Überschiebung der Gesäusedecke über die Admonter Schuppenzone. Die stratigraphische Unterlage dieser Gosauschichten bildet Ramsaudolomit mit einer dünnen Auflagerung von Reiflinger Kalk (Hornsteinkalk mit Brachiopoden). Ferner gehören wohl zur Admonter Schuppenzone die lebhaft gefalteten Liasfleckenmergel und Crinoiden- und Hornsteinkalke des höheren Jura südlich der Schildmauer (AMPFERER 1926, S. 176; 1935, S. 69, Fig. 28) und die wahrscheinlich direkt auf Werfener Schichten

liegenden Gosauschichten SW der Bockmayeralm. Der Hauptbestandteil der Admonter Schuppenzone sind aber die mächtigen Werfener Schichten am Nordfuß der Reichensteingruppe.

Wir müssen uns vorstellen, daß im Bereiche der Admonter Schuppenzone schon vor Ablagerung der Gosauschichten eine weitgehende Abtragung erfolgte, welche nur an wenigen Stellen (z. B. Dörfelstein, Scheiblegger Niederalpe) noch etwas Ramsaudolomit übrig ließ, aber an den meisten Stellen die Triasdolomite und -kalke gänzlich entfernte und nur die Werfener Schichten übrig ließ, so daß bei der Bockmayeralm die Gosauschichten unmittelbar über Werfener Schichten transgredieren. Dadurch entstand südlich der mächtigen, zusammenhängenden Kalk- und Dolomitplatte der späteren Gesäuseberge eine Schwächezone, welche nachgosauisch (in der Laramischen Phase?) ganz ähnlich wie die Werfener Schuppenzone an der Südseite des Tennen- und Dachsteingebirges ohne größeren Widerstand von der Kalk- und Dolomitplatte südvergent überschoben werden konnte (Kerbwirkung).

Das Fehlen der Trias zwischen dem Werfener (II. T., S. 42—49) und dem Admonter Anteil der Schuppenzone ist wohl darauf zurückzuführen, daß zwischen Gröbming und Weißenbach bei Liezen die oberkretazische Erosion die ganze Trias abgetragen hatte, bevor die südvergente Überschiebung der Kalkalpen eintrat, so daß diese unmittelbar über Gesteine der Grauwackenzone erfolgte.

Auch an der Südseite der Reichensteingruppe liegt ein schmaler, zum großen Teil von Moräne und Schutt verhüllter Streifen von Werfener Schichten. Hier ist der tektonische Kontakt mit den Triasgesteinen im Hangenden weniger klar, da meist die Werfener Schichten von Ramsaudolmit überlagert werden. Aber auch an solchen Stellen, z. B. am Südfuß des Sparafelds und des Reichensteins, zeichnet AMPFERER in der geologischen Karte der Gesäuseberge (1 : 25.000) die Grenze als tektonische Linie. Viel eindrucksvoller ist der tektonische Kontakt an der Südseite der Hochtor- und Lugauergruppe. Das zeigt deutlich das Profil bei AMPFERER 1935, Fig. 66 und ist auch in dem Übersichtsprofil Fig. 40 dargestellt. Ich möchte daher die Werfener Schichten an der Südseite der Reichenstein- und Hochtorgruppe samt dem schmalen Streifen von Dachsteinkalk und Lias beim Ebner auch zur Admonter Schuppenzone rechnen. Dasselbe gilt wohl auch für die Werfener Schichten südlich vom Stanglkogl. Erst vom Kaiserschild an, auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz", sind die Werfener Schichten an der Südseite der Hochschwabgruppe mit den darüber liegenden Mitteltriasgesteinen normal stratigraphisch verbunden. Hier ist also die Admonter Schuppenzone endgültig zu Ende.

Es wäre auch denkbar, daß die in der P. K. mit einer Punktlinie bezeichnete Grenze zwischen den Werfener Schichten und der Mitteltrias an der Südseite der Hochschwabgruppe eine südvergente Schubfläche ist und somit die breite Zone von Werfener Schichten als die östliche Fortsetzung der Admonter Schuppenzone betrachtet werden muß. Dagegen aber spricht der fast überall zu beobachtende normale stratigraphische Verband zwischen den Werfener Schichten und dem Gutensteiner Kalk.

Die Gebirgsgruppe des Hochtors und des Lugauer gehört auch vorwiegend der Gesäusedecke an. Im Südteil liegt über der Gesäusedecke die Hüpflinger Decke. Die Verschmälerung der Triasplatte der Gesäusedecke durch Faltung ist sehr gering. Wenn man die Faltung in dem Gesamtprofil

bei AMPFERER 1935, S. 95, Fig. 40 ausglättet, zeigt es sich, daß der Ablagerungsraum nur um 10% breiter war als das heutige Gebirge. In NW—SE-Richtung ist der Zusammenschub auf der Strecke: Kummerbrücke—Lugauer nur dadurch etwas größer, daß die Dachsteinkalke des Lugauer steil aufgerichtet sind (AMPFERER 1935, S. 154, Fig. 72). In dieser Richtung dürfte der Ablagerungsraum etwa um 1 *km* breiter gewesen sein als das heutige Gebirge.

Die Hüpflinger Decke ist in einer großen und in einer sehr kleinen Deckscholle erhalten. Die große Deckscholle erstreckt sich von der Hagelmauer westlich des Johnsbachtales über Gamsstein, Stadelfeldschneid und Hochhäusl bis zur Hüpflinger Alm und hat somit eine Länge von 8·5 *km* (AMPFERER 1935, S. 12), die kleine bildet den Rotofen SE der Heßhütte. Die Fazies der Hüpflinger Decke ist der Grabneralpfazies (S. 232) ähnlich (Fehlen des Ramsaudolomits, mächtige Lunzer Schichten), die Ähnlichkeit mit der Aflenzer Fazies an der Bürgeralpe bei Aflenz (SPENGLER 1920) ist noch größer als bei der Grabneralpfazies (Reiflinger Kalk, Wechsellagerung von Reingrabner Schiefern mit Kalkbänken, Hornsteinkalke über den Lunzer Schichten). Wahrscheinlich sind also Grabneralpfazies und Hüpflinger Fazies Teile derselben Decke. Der Ablagerungsraum dieser Decke dürfte etwas südlicher gelegen gewesen sein als der der Admonter Schuppenzone. Dafür sprechen fazielle Gründe. Für die Grabneralp- und Hüpflinger Fazies bezeichnend ist das Fehlen des Ramsaudolomits, in der Admonter Schuppenzone aber ist Ramsaudolomit vorhanden, wie die Profile des Dörfelsteins (AMPFERER 1935, S. 88, Fig. 38) und der Scheiblegger Niederalpe (AMPFERER 1935, S. 35, Fig. 12) zeigen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Gesteine der Admonter Schuppenzone unmittelbar südlich der gleichfalls durch mächtigen Ramsaudolomit ausgezeichneten Fazies der Gesäusedecke abgelagert wurden. Dadurch ergibt sich für die Grabneralp-Hüpflinger Decke eine Mindestschubweite von 14 *km*.

Würde man die Grabneralp-Hüpflinger Decke als einen Bestandteil der Hallstätter Decke betrachten, so käme ihr Ablagerungsraum südlicher zu liegen als derjenige der Deckscholle des Windischgarstener Beckens. Das ist aber aus faziellen Gründen wenig wahrscheinlich, da bei Aflenz (SPENGLER 1920) die Aflenzer Fazies unmittelbar südlich an die Riff-Fazies des Hochschwabs anschließt. Ich glaube daher, daß die Grabneralp-Hüpflinger Decke nördlicher beheimatet ist als die Hallstätter Decke und unter dieser vorgosauisch nach Norden mitgeschleppt wurden.

Der Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle

AMPFERER hat bei der Neuaufnahme des Blattes „Admont—Hieflau" erkannt, daß das Gebirgsstück, welches im N von der Linie: Platzl [1]) im Laussatal—Altenmarkt—Hals—Mayerhütten—Mendling, im W von der Linie: Eisenzieher—St. Gallen—Weißenbach—Platzl, im S von der Linie: Eisenzieher—Weberalm—Bhf. Landl, im SE von der Linie: Bhf. Landl—Palfau—Mendling begrenzt ist, einen Fremdkörper, und zwar eine Deckscholle darstellt (1931, S. 240), die selbst aus zwei Schubmassen besteht, einer tieferen, hauptsächlich aus Untertrias aufgebauten, und einer höheren,

[1]) Etwa 1 *km* oberhalb der Mündung des Laussabaches in die Enns.

aus Mittel- und Obertrias bestehenden Schubmasse. AMPFERER bezeichnet in den tektonischen Kartenskizzen 1931, Fig. 40 und 44 die untere Schubmasse mit schwarzem Aufdruck, die obere als „Insel". Außerdem glaubt AMPFERER (1931, S. 282—284), daß der Zinödl (bei St. Gallen) und der Hainbachstein (bei Altenmarkt) nicht ursprünglich zur Insel gehörten, sondern ersterer vom Maiereckzug und letzterer vom Gamssteinzug bei dem Einschub der Insel abgerissen und dabei um 90° gedreht wurden.

TRAUTH hat diesem ganzen Fremdkörper den Namen: „Großreiflinger Scholle" gegeben und mit Recht darauf hingewiesen, daß diese Scholle typische Lunzer Fazies aufweist und daß es daher sehr unwahrscheinlich ist, daß sie aus dem Raum südlich der Gesäuseberge stammt. TRAUTH betrachtet daher im Gegensatz zu AMPFERER die Großreiflinger Scholle als parautochthon (1936, S. 507—509). Ich selbst habe mich 1951 (S. 372) im wesentlichen dem Standpunkt von TRAUTH angeschlossen.

1954 hat sich A. THURNER, 1955 H. BRANDAUER mit der tektonischen Stellung der Großreiflinger Scholle [1]) beschäftigt. THURNER betont mit Recht, daß die Werfener Schichten der Großreiflinger Scholle mit der höheren Trias in tektonischem Verbande stehen und Reste der vorgosauischen Juvavischen Schubmasse sind. Bezüglich der Mittel- und Obertrias, also der „Insel", lehnt THURNER ebenso wie TRAUTH die Deckennatur ab: „Die Reiflinger Scholle ist also kein Fremdkörper, keine höhere Schubmasse, sondern eine anders geteilte Lunzer und Ötscherschubmasse" (1954, S. 189). Die Entstehung der Scholle versetzt er — meiner Ansicht nach ebenfalls mit Recht — in die Savische Phase. THURNER rechnet im Gegensatze zu AMPFERER die gegen NE gerichtete Spitze vom Waidtal bis Mendling nicht mehr zur Großreiflinger Scholle, wodurch diese die Gestalt eines sehr regelmäßigen Rhomboides bekommt (Taf. XIII, Abb. 1). Trotzdem möchte ich in diesem Punkte THURNER nicht folgen, da nach der Geol. Spezialkarte Haselgebirge, Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten beiderseits des Waidtales offenbar zusammengehören.

Den Einwänden, welche BRANDAUER gegen AMPFERERS Deutung der Großreiflinger Scholle anführt, kann ich mich vollständig anschließen.

Die Abwicklung hat nun vor allem ergeben, daß zwischen den Ablagerungsräumen des Maiereckzuges und der Gesäusedecke reichlich Platz für den Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle ist und es daher schon aus diesem Grunde nicht nötig ist, sich der Hypothese AMPFERERS anzuschließen, daß die Großreiflinger Scholle als Decke über die Gesäusetrias herübergeschoben wurde. Hat es sich doch ergeben, daß das SE-Ende des Ablagerungsraumes des Maiereckzuges und das Ostende desjenigen der Hallermauern vor der Orogenese etwa 22 *km* von einander entfernt waren, während die heutige Entfernung kaum 1 *km* beträgt. An eine nähere Nachbarschaft der Ablagerungsräume des Maierecks und des Zinödl glaube ich nicht, sondern an einen schon ursprünglichen Zusammenhang des Zinödl mit der Hauptmasse der Großreiflinger Scholle. Stellt sich doch der Zug von Lunzer Schichten an der Ostseite des Zinödl genau in die Streichungsrichtung des westlichen Astes der Lunzer Schichten der Pflegeralm ein und

[1]) THURNER spricht von „Reiflinger Scholle". Der Ausdruck „Großreiflinger Scholle" ist aber genauer, da der bekannte Eisenbahnknotenpunkt Klein-Reifling nicht im Bereiche der Scholle liegt.

auch die Hauptdolomitmassen beiderseits des Erbgrabens liegen einander genau gegenüber. Dem Umstand, daß statt des Wettersteinkalkes im Nordteil des Zinödl nördlich des Erbgrabens Reiflinger Kalk auftritt, möchte ich nicht allzuviel Bedeutung beimessen. Denn kleine Wettersteinkalkriffe können auf sehr kurzer Strecke auskeilen bzw. durch Hornsteinknollenkalk ersetzt werden. Der schmale Streifen von Jurakalk, Hauptdolomit und Gosauschichten am SW-Fuß des Zinödl, (genauer dargestellt von AMPFERER 1931 in der geolog. Karte des Zinödl Fig. 39) hat meines Erachtens nichts mit der Großreiflinger Scholle zu tun, sondern kann als südliche Fortsetzung derselben Gesteine betrachtet werden, die am E-Abhang der Teufelskirche gegen St. Gallen anstehen (ROSENBERG 1958). Die Gosauschichten an der W-Seite des Zinödl wären daher eigentlich das südliche Ende des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen.

Hingegen kommt der Ablagerungsraum des Hainbachsteins wirklich in die westliche Fortsetzung desjenigen des Gamssteins zu liegen. Die Überschiebung der Großreiflinger Scholle auf den Gamssteinzug weist einige bemerkenswerte Eigentümlichkeiten auf. Vor allem kann die Schubweite nicht ganz gering sein. Das ergibt sich: 1. aus dem beträchtlichen Faziesunterschied: der Gamssteinzug weist Wettersteinkalk, die Großreiflinger Scholle hingegen nur Gutensteiner und Reiflinger Kalk, dafür aber viel mächtigere Lunzer Schichten auf (AMPFERER 1931, S. 279). 2. Die Großreiflinger Scholle ist auf den gegen N überkippten N-Schenkel des Gamssteingewölbes aufgeschoben (AMPFERER 1931, Fig. 25 a). Es muß daher zwischen den Ablagerungsräumen des Gamssteins und der Großreiflinger Scholle noch derjenige des normal gelagerten Südschenkels des Gamssteinsattels liegen, in dem sich wohl der Faziesübergang vollzieht. Von Altenmarkt bis Palfau fallen die Gesteine der Großreiflinger Scholle und wohl auch die Überschiebungsfläche im allgemeinen gegen S ein (AMPFERER 1931, Fig. 25 a, b und Fig. 36), östlich von Palfau hingegen ist die Überschiebungsfläche nachträglich gegen S überkippt (AMPFERER 1931, Fig. 24) oder steht saiger (SPENGLER 1922, S. 173, Profil IX).

Wie sich aus meiner P. K. ergibt, hat die NW-Ecke des Haidach bei Weißenbach einen Schub von 11 *km* gegen N ausgeführt. Gegen E nimmt die Schubweite bis zum Hals rasch auf etwa 2·5 *km* ab und verkleinert sich am Ostende der Scholle auf etwa 2 *km*. Diese rasche Abnahme der Schubweite im Streichen ist nur dadurch verständlich, daß eigentlich die durch starke Kompression in W—E-Richtung ausgezeichneten Weyrer Bögen unter die Großreiflinger Scholle unterschoben wurden, wobei Faltung der Weyrer Bögen und Unterschiebung gleichzeitig erfolgten. Man kann es auch so ausdrücken, daß sich die Großreiflinger Scholle als starre Gesteinsmasse verhalten hat, welche sich der starken Faltung der Weyrer Bögen (S. 240) entzogen hat und daher zu einer eigenen Schubmasse wurde. Dadurch wird die Bildung der Großreiflinger Scholle mit der Entstehung der nördlich angrenzenden Weyrer Bögen kausal verknüpft. Da die Mulden der Weyrer Bögen Oberkreide in ihren Kernen führen, muß auch die Großreiflinger Scholle nachgosauisch entstanden sein. Durch ihr Vordringen wurden die Gosauschichten nördlich von St. Gallen, westlich von Weißenbach und bei Goltl östlich vom Hainbachstein in Falten gelegt.

Die den Rand der Großreiflinger Scholle bildenden Massen von Werfener Schiefer und Haselgebirge gehören wohl ebenso wie dieselben Gesteine in dem

westlich angrenzenden Gebiete der vorgosauischen Hallstätter Decke an, denn sie stehen weder mit den Gesteinen der Großreiflinger Scholle noch mit denen ihres Untergrundes in stratigraphischem Verband. Die längs des Tales von St. Gallen, bei Altenmarkt, am Südfuß des Gamssteins und westlich von Landl anstehenden Werfener Schichten und Haselgebirgstone liegen unter der Großreiflinger Scholle, der im S verlaufende Zug: Schwarzsattel—Jodlbauerhütte—Ennstal unterhalb Lainbach liegt auf dem Hauptdolomit der Großreiflinger Scholle. Da es möglich ist, daß sich Teile der Hallstätter Decke unter der Großreiflinger Scholle verbergen, wurde im Ablagerungsgebiet der Hallstätter Decke ein Raum von der Gestalt der heutigen Großreiflinger Scholle mit der Signatur VII bezeichnet.

Der Ablagerungsraum der Weyrer Bögen

Das vielleicht schwierigste Abwicklungsproblem im Bereiche der ganzen Nördlichen Kalkalpen bietet das Gebiet der Weyrer Bögen, weil sich hier die Vergenz der Falten von SW über W und NW bis N dreht. Man könnte den Weyrer Bogen beinahe ein kleines Abbild des großen Gesamtbogens der Alpen nennen. Die Weyrer Bögen haben durch G. GEYER eine vorzügliche Beschreibung (1909, S. 85—99) und kartographische Darstellung auf Blatt „Weyer" erfahren. A. SPITZ zeigte dann, daß die Faltung westlich des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen älter ist als diejenige der Weyrer Bögen und daß die Hauptdolomitzone von Neustift auf die von W heranstreichenden Faltenzüge aufgeschoben ist (1916, S. 39, Kärtchen der Scharung südlich des Buch-Denkmals), was durch die Untersuchungen von H. LÖGTERS (1937) vollständig bestätigt wurde. Eine weitere Klärung der Weyrer Bögen haben die Untersuchungen von ROSENBERG (1955, 1957) gebracht.

Eine besondere Schwierigkeit in der Darstellung des Ablagerungsraumes der Weyrer Bögen ergibt sich aus folgender Tatsache: Der durch den Oberkreidestreifen Großraming—St. Gallen verhüllte Streifen von Trias-Jura-Neokom-Gesteinen erscheint in der P. K. um 11 *km* länger als der Oberkreidestreifen in der geol. Karte [1]), da die im Untergrunde der Oberkreide liegenden älteren Gesteine vorgosauisch mit W—E streichender Achse lebhaft gefaltet sind und diese Faltung ausgeglättet werden mußte. Daher war zur Zeit der Gosau der Raum in N—S-Richtung schon auf die heutige Länge verkürzt. Die östlich an den Oberkreidestreifen angrenzenden Gesteine zeigen aber nur N—S streichende Falten und waren daher in N—S-Richtung vor der Faltung nicht ausgedehnter als heute. Infolgedessen lagen die heute beiderseits des Oberkreidestreifens einander gegenüberliegenden Trias-Jura-Neokom-Gesteine in der Geosynklinale nicht in derselben geographischen Breite, und zwar reichten die Gesteine des östlichen Gebietes nicht so weit nach N wie diejenigen des westlichen.

[1]) Bei der Konstruktion der Westgrenze des jetzt durch den Oberkreidestreifen Großraming—St. Gallen verhüllten Teiles des Ablagerungsraumes wurde meist die Karte von LÖGTERS, nur in dem Raume östlich des Prefingkogels diejenige von RUTTNER (1957) benützt. Doch mußten die Zacken dieser Grenzlinie in N—S-Richtung mehr oder minder verbreitert werden, da es sich ja um den Zustand vor der Faltung des voroberkretazischen Grundgebirges handelt.

Da die nachgosauisch mit S—N-Achse gefalteten Ostgebiete keine Anzeichen einer vorgosauischen Faltung mit W—E-Achse zeigen, muß unterhalb des Oberkreidestreifens verborgen die Ostgrenze des vorgosauisch mit W—E-Achse gefalteten Raumes liegen, die vielleicht die Gestalt einer N—S streichenden vorgosauischen Blattverschiebung hat.

Man könnte bei Betrachtung des Kartenbildes denken, daß die jetzt S—N streichenden Falten ursprünglich ein W—E-Streichen besaßen und erst nachträglich um einen südlich von St. Gallen gelegenen Drehpunkt in der dem Uhrzeiger entgegengesetzten Richtung in ihre heutige Lage gedreht wurden, und zwar um einen Winkel von mehr als 90°. Eine derartige Annahme führt aber beim Versuch einer Rückgängigmachung dieser Bewegung zu so ungeheuerlichen, die ganzen Kalkalpen betreffenden Ergebnissen, daß ich eine derartige Annahme ablehnen muß, wobei ich aber eine Drehung um einen kleinen Winkel für sehr wahrscheinlich halte (siehe unten!).

Die Ostgrenze des Oberkreidestreifens Großraming—St. Gallen ist überall eine Überschiebung. Vom Faltrionkogel gegen N ist es eine Überschiebung von mit oberkarnischen Rauhwacken beginnendem Hauptdolomit über Oberkreide (siehe Bl. „Weyer" und die geologische Karte der Weyrer Bögen samt Profilen von LÖGTERS). Weiter im S scheint nach Bl. „Weyer" und LÖGTERS Karte und Profilen 2—4 der Oberkreidestreifen einen Muldenbau zu besitzen. Nach RUTTNER (1957, S. 223) und ROSENBERG (1957) aber liegt auch hier keine Mulde vor, sondern ein gegen E geneigtes Schichtpaket, welches im E von der Frankenfelser Decke überschoben wird.

Auch südlich des Laussatales ist die Ostgrenze des Gosaustreifens eine Überschiebungsfläche (AMPFERER 1931, S. 271—274).

Versucht man nun, die Faltenzüge der Weyrer Bögen, deren Streichrichtung im S gegen NW gerichtet ist und sich stetig über N und NE nach E dreht, auszuglätten, ohne eine nachträgliche Krümmung anzunehmen, so erweist sich das aus geometrischen Gründen als unmöglich. Betrachtet man nämlich den Außenrand der Weyrer Bögen von St. Gallen bis Waidhofen, so hat dieser fast genau die Gestalt eines Kreisbogens, dessen Mittelpunkt im Ybbstal etwas nördlich von Gr. Hollenstein gelegen ist. Durch einen gegen das Zentrum des Kreises (oder vom Zentrum ausgehenden) Druck können die Gesteine nicht in konzentrische Falten gelegt werden, da der durch das Streichen der Falten bezeichnete Kreis kleiner (bzw. größer) sein müßte als die kreisförmige Begrenzung des ungefalteten Sedimentes. Es müßten daher auch in radialer Richtung streichende Störungen auftreten, und zwar, wenn der Druck gegen das Zentrum gerichtet ist, radial streichende Falten oder, wenn der Druck vom Zentrum nach außen gerichtet war, radial streichende Risse.

Da solche Radialstörungen nicht vorhanden sind, ist die Bildung der bogenförmig verlaufenden Falten nur möglich, wenn 1. eine leichte nachträgliche Krümmung der vorher gerade verlaufenen Falten erfolgte und 2. wenn die Streichrichtungen der Falten schon ursprünglich nicht parallel waren, sondern gegen NE divergierten. Daß letzteres der Fall ist, ergibt sich schon daraus, daß die Streichungsrichtungen der einzelnen Falten keine konzentrischen Bögen bilden, sondern daß die Krümmung der Faltenzüge, je weiter wir von außen gegen innen fortschreiten, immer flacher wird (GEYER 1909, S. 87, 88). So gehört der Kreisbogen, der durch den Außenrand

des Alpkogelzuges gebildet wird, nicht mehr zu dem Zentrum nördlich von Gr. Hollenstein, sondern zu einem Kreis, dessen Zentrum im Sandgraben etwa bei Kl. Bromau liegt. Der Bogen der „Weyrer Linie" (GEYER 1909, S. 91) weist einen noch größeren Krümmungsradius auf; denn das Zentrum dieses Kreises liegt etwa 2 *km* SE des Dorfes Lassing (auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz"). Die nächste tektonische Linie, die Zone der Oisbergmulde, verläuft aus der Gegend des Alpel (Blatt „Gaming—Mariazell") 13 *km* ganz gerade (Streichen 60°) bis zum Jägerhaus „Waldhütte", besitzt hier einen schwachen Knick, dann folgt beim Sattlhacker ein zweiter schwacher Knick, und von hier verläuft die Linie durch 6 *km* bis zu ihrem Ende bei Platzl im Laussatale abermals ganz gerade (Streichen 40°). Der innersten Linie, der Königsberg—Voralpe-Mulde, fehlen auch diese schwachen Knicke, sie verläuft ganz gerade (Streichen 60°). Ferner ist zu erkennen, daß sich die einzelnen Bögen an einem Punkt fast vereinigen. Diesen Punkt hat SPITZ (1916, S. 41) den „Knoten von St. Gallen", AMPFERER (1931, S. 239) noch bezeichnender „Wirbelzentrum von Altenmarkt—St. Gallen" genannt. Die Weyrer Bögen lassen sich dann am besten abwickeln, wenn man annimmt, daß zuerst gerade, nicht parallele, vorgosauische Faltenzüge entstanden, die nachgosauisch um das Wirbelzentrum etwas gedreht und dabei an einzelnen Stellen geknickt wurden.

Um diese nachträgliche Drehung bzw. Knickung der Faltenzüge zu berücksichtigen, habe ich z. B. den Ablagerungsraum der Oisbergmulde in der P. K. so dargestellt, daß die gerade Verbindungslinie der Ablagerungsorte des Wasserkopfs—Saugrabenspitz—Platzl im vord. Laussatal einen Winkel von nur 20° mit der W—E-Richtung bildet, so daß durch die Orogenese diese Linie auf der Strecke Alpel—Waldhütte um etwa 10°, von Waldhütte bis Sattlhacker um etwa 20°, auf der Strecke Sattlhacker—Platzl um etwa 30° in der dem Uhrzeiger entgengesetzten Richtung gedreht wurde.

Das gilt aber nicht für die der Frankenfelser Decke angehörigen äußersten Bögen, wo die erst der tertiären Orogenese angehörigen Faltenzüge schon ursprünglich bogenförmig angelegt wurden.

Der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke

Östlich des Oberkreidestreifens Großraming—St. Gallen beginnt der niederösterreichische Typus des kalkalpinen Deckenbaues (SPITZ 1916, S. 41), den KOBER (1912) als erster beschrieben hat.

Als Grenze zwischen der Frankenfelser Decke und der Lunzer Decke im Bereiche der Weyrer Bögen betrachtet KOBER (1912, S. 361) die Weyrer Linie GEYERS (1909, S. 91). TRAUTH hingegen hält 1921 (S. 229, 264 und Taf. IV) eine nördlich des Stubauberges und an der Westseite des Alpkogels verlaufende Linie für die Grenze zwischen der Frankenfelser und der Lunzer Decke. Da aber TRAUTH in einer späteren Arbeit (1936, S. 500, Taf. I) die Kobersche Trennung zwischen der Frankenfelser und der Lunzer Decke angenommen hat, habe ich mich 1943 und 1951, S. 370, auch der Ansicht angeschlossen, daß die Weyrer Linie in ihrer ganzen Erstreckung die Grenze zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke ist. Neue Unter-

suchungen von G. ROSENBERG (1955 a) aber haben gezeigt, daß doch die 1921 von TRAUTH angegebene Linie als Grenze zwischen beiden Decken betrachtet werden muß. Von der in der tektonischen Karte Fig. 3 bei GEYER (1909, S. 86) mit d bezeichneten Weyrer Linie bildet nur der nordöstliche Teil zwischen dem Ybbstal und dem Neudorfbach (N Weyer) den Ausbiß der Überschiebungsfläche an der Basis der Lunzer Decke [1]). Vom Neudorfbach an zieht die Deckengrenze gegen W (Geol. Karte bei ROSENBERG 1955 a, Taf. 1), folgt dann der Grenze zwischen der Kreide der Innbachmulde und dem Hauptdolomit und Jura des Stubauberges (ROSENBERG S. 532). SW des Ennstales ist nach GEYERS Profil V und nach ROSENBERG S. 539 zwischen der schon der Lunzer Decke angehörigen W-vergenten Antiklinale des Ennsberges und Alpkogels und der schon der Frankenfelser Decke angehörigen Jura-Kreide-Mulde westlich des Alpkogelzuges keine Überschiebungsfläche nachweisbar, so daß hier in der inversen Schichtenfolge des Mittelschenkels der Lunzer Decke wahrscheinlich ein fast [2]) ungestörter stratigraphischer Verband vorhanden ist (TRAUTH 1921, S. 264). Der Ablagerungsraum des jetzt unter der Lunzer Decke verborgenen Teiles der Frankenfelser Decke wurde daher am Westende nur sehr schmal gezeichnet. Aber schon bei Gaflenz dürfte die Schubweite der Lunzer Decke mindestens 6 *km* betragen. Dadurch ergibt sich auch ein Raum für den Faziesübergang: in der Lunzer Decke sind die Lunzer und Opponitzer Schichten sowie der Hauptdolomit sehr viel mächtiger als in der Frankenfelser Decke.

Die von TRAUTH (1921) und von ROSENBERG (1955 a) angegebene Linie hat als Deckengrenze folgende Vorteile gegenüber der Weyrer Linie: 1. Die Fazies der Gebirgsgruppe des Alpkogels und Stubauberges (mächtiger Wettersteinkalk, Hirlatzkalk) spricht für Zugehörigkeit zur Lunzer Decke. 2. Die Deckengrenze läßt sich bis an die Gosauzone Großraming—St. Gallen verfolgen, während die Weyrer Linie im südlichen Teile des Blattes Weyer innerhalb einer einheitlichen Triasmasse endet (GEYER 1909, S. 92).

Ferner konnte ROSENBERG (1957) in einer sehr gründlichen und interessanten Arbeit nachweisen, daß sich die Frankenfelser Decke an der Ostseite der Gosauzone Großraming—St. Gallen bis in den Raum südlich von St. Gallen verfolgen läßt. Südlich des Laussatales ist sie allerdings nur in Form einer ganz dünnen Jurakalkschuppe sichtbar. ROSENBERG macht keine Angaben über die Schubweite der beiden W-vergenten Schubflächen im Bereiche des Südteiles der Weyrer Bögen: der Frankenfelser Decke über die Gosauzone und der Lunzer Decke über die Frankenfelser Decke. Ich habe für beide Überschiebungen nur sehr geringe Schubweiten angenommen, da sich sonst die Schwierigkeit, im Südteil der Kalkalpen ein Äquivalent für den E—W-Zusammenschub des Südendes der Weyrer Bögen zu finden, steigert. Der Ablagerungsraum des unter der Lunzer Decke verborgenen Teiles der Frankenfelser Decke wurde daher hier nur 1—2 *km* breit angenommen. Auch den Ablagerungsraum des südlichen Teiles der Franken-

[1]) Der südliche Teil der Weyrer Linie vom Neudorfbach über Kl. Reifling bis in den Raum östlich des Bodenwiesberges ist eine steile W-vergente Schubfläche innerhalb der Lunzer Decke (siehe S. 251).

[2]) Die von GEYER in Profil V im Westhang des Almkogels eingetragene Schubfläche scheint ganz lokal zu sein.

felser Decke habe ich nur unwesentlich breiter als die heutige Frankenfelser Decke in der Karte bei ROSENBERG (1957, S. 216) gezeichnet [1]).

Wenn es aber doch notwendig ist, mit Rücksicht auf den Faziesunterschied, der zwischen der Reichraminger Zone und dem Südzipfel der Frankenfelser Decke besteht, der Überschiebung der letzteren über die Gosauzone Großraming—St. Gallen eine größere Schubweite zuzuerkennen, wäre man genötigt, als Äquivalent dieser E—W-Raumverkürzung im N eine entsprechende Raumverkürzung im S, im Bereiche der Gesäuseberge, anzunehmen. Am ehesten käme da ein Westschub des Gr. Buchstein über das Ostende der Hallermauern in Betracht.

Wie sich aus der P. K. ergibt, lag der Ablagerungsraum des Westendes der Frankenfelser Decke wesentlich südlicher als derjenige der Ternberger Zone. Der Frankenfels-Ternberger Faziesraum bildete offenbar schon in der Geosynklinale im Bereiche des Gamssteins und Hechenberges einen gegen S gerichteten Vorsprung. Daß hier nur ein seitlicher Deckenanschnitt vorliegt, ist wegen der gleichmäßigen Drehung der Vergenz von N über NW, W bis WSW unmöglich. Vielleicht war dieser Vorsprung des geringmächtigen Frankenfelser Faziesraumes gegen S mitbestimmend für die Entstehung der gewaltigen Querstruktur.

Die Frankenfelser Decke weist in dem Raume zwischen dem SW-Ende der Decke und Waidhofen einen sehr lebhaften Faltenbau auf. Die Ausglättung dieser Falten mit Hilfe der Profile bei GEYER 1909 (Taf. II), ABERER 1951 und TRAUTH 1954 ergab, daß der Ablagerungsraum wesentlich breiter war als die heutige Zone.

Profile:	Vor der Orogenese:	Jetzt:
GEYER V: Gamsstein	6 *km*	3 *km*
GEYER III: Neustiftgraben—Innbach	10 *km* (?)	5·6 *km*
ABERER I: südl. Neustift—Scheinoldstein	9 *km*	5·5 *km*
GEYER II und ABERER II: Spindeleben [2])	7·5 *km*	3·5 *km*
GEYER I: Rettenberg	5 *km*	3·2 *km*
TRAUTH S. 122: Buchenberg bei Waidhofen	3·5 *km*	1·5 *km*
TRAUTH (geol. Karte): Ybbstal bei Gstadt	1·5 *km*	1 *km*

In dem Raume zwischen dem Waidhofener Bach und der Ybbs weicht die von TRAUTH 1954 veröffentlichte „Geologische Karte des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl bei Gstadt" von GEYERS Blatt „Weyer" ab. Nach TRAUTH (1954, S. 125) sind südlich vom Hauptdolomit des Buchenberges zwei durch Hauptdolomit getrennte Mulden in der Frankenfelser Decke vorhanden, die Untergrasberg- und die Obergrasbergmulde. Die östliche Fortsetzung des Hauptdolomites des Buchenberges ist am rechten Ybbsufer abgetragen, nur der beide Mulden trennende Hauptdolomit quert das Ybbstal bei Gstadt.

---

[1]) Es ist schade, daß ROSENBERG kein Profil durch die Frankenfelser Decke zeichnet, aus dem das Ausmaß des Zusammenschubs durch die Faltung zu erkennen ist, und daß seine Karte nicht wenigstens bis zum Faltrionkogel nach N reicht. Der Ablagerungsraum dieses Teiles der Frankenfelser Decke mußte daher schematisch eingetragen werden.

[2]) Bei den Profilen durch die Spindeleben und den Rettenberg wurden GEYERS Posidonomyenmergel nach ABERER S. 15 als Neokom betrachtet und zur Frankenfelser Decke gerechnet.

Zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des östlich der Ybbs gelegenen Abschnittes der Frankenfelser Decke wurde in erster Linie die Karte von TRAUTH (1921, Taf. IV) benützt. Die zahlreichen, im Raume von Ybbsitz der zusammenhängenden Frankenfelser Decke vorgelagerten Deckschollenklippen (TRAUTH 1921, S. 145, 225; 1954, S. 119) beweisen, daß die Frankenfelser Decke einst mindestens bis zum Urlbachtal gereicht hat, aber der größte Teil der Decke der Erosion zum Opfer gefallen ist. Daraus darf man wohl schließen, daß auch weiter im W wahrscheinlich ein beträchtliches Stück an der Stirn der Frankenfelser Decke abgetragen ist. Besonders in dem Raum zwischen dem Gasthaus Henne und Gstadt ist der durch Stirnabtragung verschwundene Teil der Frankenfelser Decke wohl bedeutend breiter als der sichtbare Teil der Decke. Da wohl auch der abgetragene Teil der Frankenfelser Decke heftig gefaltet war, ist es leicht möglich, daß die Ablagerungsräume der nördlichsten Deckschollenklippen vor der Faltung weiter von dem Ablagerungsraum des zusammenhängenden Teiles der Frankenfelser Decke entfernt waren als gegenwärtig.

Für den zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Kaumberg a. d. Triesting gelegenen Abschnitt der Frankenfelser Decke liegen mehrere aneinander anschließende neuere, zum größten Teil noch nicht veröffentlichte Dissertationen von Schülern Prof. KOBERS vor, welche mit geologischen Karten 1 : 25.000 und Profilen versehen sind. Es handelt sich von W gegen E um folgende Arbeiten:

MAKOVEC F.: Stratigraphie und Tektonik der Kalkalpen-Flyschgrenze im Raume von Waidhofen a. d. Ybbs (unveröff.) 1952.

BIEDERMANN H.: Geologie und Tektonik des Raumes Ybbsitz—Gstadt—Opponitz. 1952. Raum zwischen dem Quertal der Ybbs bei Gstadt und dem Tal des Prollingbaches (unveröff.).

STERBA H.: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. 1953. Raum zwischen dem Tal des Prollingbaches und dem Schwarzenberg (950 *m*) (unveröff.).

GALLE H.: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiete von Gresten und Reinsberg. 1950. Raum zwischen dem Schwarzenberg und dem Bockaubach (unveröff.)

PARLOW E.: Das Gebiet um Scheibbs. 1950. Raum zwischen dem Bockaubach und dem Melkbach (unveröff.).

HARTL H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, N. Ö. 1950. Raum zwischen dem Melkbach und der Ostgrenze der Spezialkartenblätter Ybbs und Gaming—Mariazell. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien II. Jahrg.

SCHWENK H.: Geologie der Kalkalpen und Klippenzone westlich der Pielach. 1949. Raum zwischen der Westgrenze des Spezialkartenblattes St. Pölten und dem Quertal der Pielach bei Rabenstein (unveröff.).

FISCHAK W.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. 1949. Raum zwischen dem Quertal der Pielach und Prünsbach (unveröff.).

NEUBAUER W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien I. Jahrg. 1949. Raum zwischen Prünsbach und Wiesenbachtal.

PROKOP F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen N. Ö. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien III. Jahrg. 1951. Raum zwischen dem Wiesenbachtal und dem Hallbachtal.

NADER W.: Die geologischen Verhältnisse um Hainfeld/Gölsen. 1953. Raum zwischen dem Hallbachtal und der Araburg bei Kaumberg (unveröff.).

Nach BIEDERMANN tritt die Frankenfelser Decke zwischen dem Ybbstal und dem Tal des Prollingbaches als ein etwa 1 *km* breiter Streifen zutage, welcher in zwei Schuppen (Unter- und Oberschuppe) geteilt ist. Beide Schuppen weisen eine vom Hauptdolomit bis zur Oberkreide reichende Schichtenfolge auf. Von den nördlich des Längstales der Kl. Ybbs auf-

tretenden Deckschollenklippen verbindet Biedermann die südlichen mit der Unterschuppe, die nördlichen mit der Oberschuppe. Wenn das zutrifft, müßten die nördlichen Deckschollenklippen südlicher abgelagert sein als der südlich des Kl. Ybbstales zutagetretende Streifen der Unterschuppe, und die Schubweite der Oberschuppe über die Unterschuppe müßte mindestens 4 *km* betragen, wodurch der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke um diesen Betrag breiter würde. Gegen die Teilung der Frankenfelser Decke durch eine Schubfläche mit so großer Schubweite spricht aber die Tatsache, daß sich die Teilung weder über die Ybbs nach W noch über den Prollingbach nach E verfolgen läßt, wie die Karten von TRAUTH 1954 und von STERBA zeigen. Ich habe daher — in Übereinstimmung mit dem Profil bei TRAUTH 1921, Taf. III — angenommen, daß die Schubweite der Ober- über die Unterschuppe nur ganz gering ist und daß die heute am nördlichsten liegenden Deckschollenklippen auch das nördlichste Ablagerungsgebiet hatten.

Leider sind in dem den Karten von TRAUTH 1954 und BIEDERMANN gemeinsamen Teile der Frankenfelser Decke nördlich und südlich der Kl. Ybbs die Formations- und Deckengrenzen sehr verschieden eingetragen. Aber auch die Karten von BIEDERMANN und STERBA passen an ihrer Grenze nicht zusammen. So ist z. B. die Frankenfelser Decke bei BIEDERMANN am linken Ufer des engen Tales des Prollingbaches 1200 *m* breit und durch eine Schubfläche geteilt eingetragen, während STERBA sie am rechten Ufer desselben Tales nur 500 *m* breit zeichnet und keine Teilung in zwei Schuppen beobachtet. Während BIEDERMANN nördlich von Ybbsitz eine ziemlich große, überwiegend aus Oberjurakalk aufgebaute Deckschollenklippe einträgt, zeichnet STERBA die östliche Fortsetzung als sehr kleine Hauptdolomitklippe. Da ich nicht weiß, welche der hier vorliegenden Karten am besten der Natur entspricht, habe ich mich bei der Abwicklung dieses Teiles der Frankenfelser Decke und der zugehörigen Deckschollenklippen an die ältere Karte von TRAUTH (1921) gehalten und nur die geringfügige Teilung der Frankenfelser Decke südlich des Kleinen Ybbstales angedeutet.

Wie ein Blick auf TRAUTHS Karte (1921, Taf. IV) zeigt, ist vom Schallaubauernberg an gegen E die Frankenfelser Decke wieder in größerer Breite im Zusammenhang erhalten. Nach den Profilen STERBAS weist sie hier eine starke Faltung auf. STERBAS Profil 1 durch Schloßalpe und Angelsberg ist jetzt 3·4 *km* breit und weist zwei Mulden auf, von denen die südliche, die Kastengrabenmulde, Cenoman im Kern enthält. Vor der Faltung war die Zone mindestens 7·5 *km* breit (wobei ich annehme, daß die Schloßalpenmulde weniger tief war, als sie STERBA zeichnet).

Über den Bau des Schwarzenberges äußern GALLE und STERBA verschiedene Ansichten: nach GALLE bildet der Jurakalk des Gipfels des Schwarzenberges eine Deckscholle über der Kreide der Kastengrabenmulde, während STERBA hier nur Faltung und steile Schuppung sieht. Ich hielt mich an STERBAS Ansicht.

GALLE hält die „flyschähnlichen Sandsteine" des Beckens von Brettel für Neokom und betrachtet sie als Kern der südlichen Mulde der Frankenfelser Decke. RUTTNER und PREY hingegen fanden hier typische Flyschgesteine (graue Kalksandsteine, grüne Ölquarzite) (RUTTNER 1952). Ich

habe mich RUTTNERS Ansicht angeschlossen, daß hier ein Flyschfenster unter den Kalkalpen vorliegt (mündliche Mitteilung), und zeichne daher in der P. K. ein Erosionsloch in dem Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke.

In dem Raume NE des Fensters von Brettel ist die Frankenfelser Decke geschuppt (RUTTNER 1952), wobei die höchste, die Runzelbergschuppe GALLES, die Hauptmasse der Decke bildet. Sichere Anhaltspunkte für die Schubweite der Runzelbergschuppe sind nicht zu erkennen; ich habe sie kleiner als 1 *km* angenommen. Im Arbeitsgebiet PARLOWS scheint die Frankenfelser Decke nur aus der Runzelbergschuppe zu bestehen, die aber intensiv gefaltet ist. PARLOWS durch die Ginselhöhe gezogenes Profil ist, soweit es die Frankenfelser Decke betrifft, jetzt 3·7 *km* breit. Vor der Faltung war die Zone etwa 6 *km* breit.

Im Erlauftal südlich von Scheibbs treten in einem Halbfenster nach TRAUTH (1921, Karte Taf. IV) zur pienidischen Klippenzone gehörige Flyschgesteine unter der Frankenfelser Decke zutage. Nach dem Kartenbild muß die Überschiebungsfläche an der Basis der Kalkalpen sehr flach liegen. Vergleicht man damit den lebhaften Faltenbau innerhalb der Frankenfelser Decke, so ergibt sich auch hier ebenso wie im Bereiche der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten (S. 214), daß die Überschiebungsfläche an der Basis der Kalkalpen den älteren Faltenbau derselben glatt durchschneidet. Dasselbe gilt wohl auch für das oben erwähnte Fenster von Brettel.

Südlich dieses Raumes tritt die Frankenfelser Decke im Fenster von Urmannsau unter der Lunzer Decke zutage. BITTNER hat bereits auf Blatt „Gaming—Mariazell" das Neokom in der Tiefe des Erlauftales zwischen den sich steil darüber erhebenden Triasbergen eingezeichnet, aber als Fenster hat es zuerst KOBER (1923, S. 171, Fig. 80) erkannt. Die Form des Fensters wurde nach der Karte von RUTTNER (1948, Taf. 1) gezeichnet. Das Fenster von Urmannsau ist sehr wichtig für die Feststellung der Mindestschubweite der Lunzer Decke. Das Westende des Fensters liegt 4 *km*, das Ostende 5 *km* südlicher als der heutige Schubrand der Lunzer Decke. Mindestens so weit reicht also die Frankenfelser Decke unter die Lunzer Decke hinein. Da aber der unter der Lunzer Decke verborgene Teil der Frankenfelser Decke wahrscheinlich ebenso stark gefaltet ist wie der sichtbare Teil dieser Decke, muß der Ablagerungsraum des verhüllten Teiles der Frankenfelser Decke beträchtlich breiter gewesen sein.

Östlich des Erlauftales weist nach PARLOWS Profil 7 die Frankenfelser Decke den Bau einer liegenden nordvergenten Falte auf, deren Liegendschenkel der Hauptdolomit des P. 836, deren Muldenkern die Kössener Schichten von Robitzbrunn und deren Hangendschenkel der Hauptdolomit samt der darüberliegenden, bis zum Neokom reichenden Schichtenfolge des Holzkogels angehören. Diese liegende Falte ist auch noch in einem Profil zu sehen, welches HARTL längs der Melk und des bei Jeßnitzhof in den Jeßnitzbach mündenden Bodingbachs zieht (P3). Südlich des aus Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln bestehenden Muldenkerns tritt in diesem Profil bei P. 845 neuerdings etwas Rhät über dem Hauptdolomit auf, dessen östliche Fortsetzung HARTLS „Weißenbach-Statz-

berg-Synklinale" ist [1]). Diese Synklinale muß nördlich P. 968 noch sehr seicht sein, denn sonst wäre es trotz der von HARTL beschriebenen N—S-Aufwölbungen nicht möglich, daß im Quellgraben des Weißenbachs und im Mühlgraben der aus Rhät und Jura bestehende Muldenkern ganz abgetragen ist. Ich vermute, daß HARTL diese Mulde auch in Profil P1 zu tief gezeichnet hat. Nach P1 ist die Frankenfelser Decke an der Grenze der Kartenblätter „Gaming—Mariazell" und „Ybbs" einerseits, „Schneeberg—St. Aegyd" und „St. Pölten" anderseits jetzt 5 *km* breit, während der Ablagerungsraum der Decke hier etwa 7·5 *km* breit gewesen sein dürfte.

Die Südbegrenzung des sichtbaren Teiles der Frankenfelser Decke ist zwischen Erlauf und Nattersbach infolge der hier auftretenden Halbdeckschollen und Deckschollen der Lunzer Decke sehr verwickelt. Am auffallendsten ist die große, beinahe quadratisch begrenzte Halbdeckscholle des Schlagerbodens, die ihre Begrenzung im W und E wohl nur durch Querbrüche erhalten haben kann, welche sich erst nach Eintritt des Deckenschubes gebildet haben.

SCHWENK unterscheidet in dem von ihm kartierten Westabschnitt des auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Teiles der Frankenfelser Decke zwei Schuppen: die nördlichere und tiefere ist die Steinklammer Schuppe, deren obere Begrenzung durch den bei der Haltestelle Steinklamm das Pielachquertal erreichenden, bereits von BITTNER auf Blatt „St. Pölten" eingetragenen Zug von Kössener Schichten und Liasfleckenmergel gebildet wird. SCHWENK konnte aber diesen Zug über das von BITTNER eingetragene Westende hinaus bis in den Raum NW Gsoll verfolgen und die Überschiebung mit Hilfe des Rauhwackenbandes an der Basis der höheren Schuppe, der Kirchberger Schuppe, sogar bis in den Raum NW vom Pichlberg nachweisen. Der südliche Teil der Kirchberger Schuppe enthält nach SCHWENK eine liegende Falte, in deren Antiklinalkern der bereits von BITTNER eingezeichnete, den Gipfel des Fronberges (1 *km* nördlich von Kirchberg) bildende Jurakalk gelegen ist. SCHWENK beobachtete außerdem bei Kirchberg eine Einschaltung von Jurakalk im Neokom, der offenbar die Wurzel zu demjenigen am Fronberg bildet (SCHWENKS Profil 6). Durch Ausglätten der Liegendfalte läßt sich feststellen, daß der Ablagerungsraum der heute im Meridian von Kirchberg 4 *km* breiten Kirchberger Schuppe mindestens 7 *km* breit war.

Derselbe Bau setzt sich nach E in das Arbeitsgebiet FISCHAKS fort, doch spricht FISCHAK nicht von Schuppen, sondern nur von liegenden Falten. Demnach dürfte auch westlich der Pielach die Schubweite der Kirchberger Schuppe nur gering sein. Den Rhätzug der Steinklammer Schuppe (= Haselgrabenmulde bei FISCHAK) verbindet dieser — im Gegensatz zu der Eintragung BITTNERS — mit dem sich am Westhange des Hirschkogels heraushebenden Rhät. Ferner fand FISCHAK, daß die Frankenfelser Decke nördlich vom Hirschkogel eine isolierte, auf Gesteinen

[1]) Daß die Mulde am Nordrande der Frankenfelser Decke nicht die westliche Fortsetzung der Weißenbach-Statzberg-Synklinale sein kann, ergibt sich nicht nur aus ihrer nördlicheren Lage, sondern auch aus HARTLS Blattverschiebung IV. Macht man diese Blattverschiebung rückgängig, so gelangt die Mulde noch 800 *m* weiter nach N. Östlich vom Grössing-Halbfenster ist die Mulde am Nordrande der Frankenfelser Decke offenbar ein Opfer der Abtragung geworden.

der Kieselkalkzone liegende, 2·5 *km* lange Deckscholle bildet (Kaiserkogel-Deckscholle).

Nach Blatt „St. Pölten" hat es den Anschein, als ob die Frankenfelser Decke im Ostgehänge des Eschenauer Tales gänzlich unter der Lunzer Decke verschwinden und erst im Lilienfelder Halbfenster wieder auftauchen würde. So wurden daher die Verhältnisse auf meiner tektonischen Übersichtskarte (1928, S. 60) dargestellt.

Nach den Neuaufnahmen von FISCHAK und NEUBAUER hingegen streicht der sichtbare Teil der Frankenfelser Decke aus dem Raume NW des Eschenauer Tales ununterbrochen bis ins Traisental weiter. FISCHAK schreibt (MS. 35): „Die Kirchberger Doppelantiklinale endet nicht, wie es auf der Bittner-Karte für den Hauptdolomit der Frankenfelser Decke eingezeichnet wurde, westlich Eschenau, sondern sie streicht über das Wehrabach- und Prünsbachtal hinweg zum Traisental. Allerdings ist hier die gesamte Frankenfelser Decke schon sehr schmal geworden, da ihre nördlichen tektonischen Glieder der Erosion zum Opfer gefallen sind und besteht eigentlich nur mehr aus Resten der Kirchberger Doppelantiklinale. Diese Reste schließen die Neokombucht gegen die Flyschzone ab. Der Kanal von Eschenau, der eine Verbindung des Neokoms der Frankenfelser Decke mit dem Flysch darstellen soll, existiert nicht!" Bei einer Exkursion zu dieser Stelle konnte ich mich von der Richtigkeit der Angaben FISCHAKS überzeugen.

Nach NEUBAUER gehört der nördlichste, 0·5—1 *km* breite Streifen der Kalkalpen zwischen dem Eschenauer und dem Traisental der Frankenfelser Decke an, so daß die Lagerungsverhältnisse hier ähnlich sind wie zwischen dem Traisental und dem Wiesenbachtal. Im Traisentale bildet die Frankenfelser Decke das Lilienfelder Halbfenster und ist daher um 1·9 *km* weiter gegen S sichtbar als zu beiden Seiten des Halbfensters. Wie sich durch Ausglätten der Falten der Frankenfelser Decke im Traisentale ergab, war der Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles dieser Decke etwa 3·5 *km* breit. Die von NEUBAUER beschriebenen tektonischen Komplikationen der Frankenfelser Decke im Ostteil des Lilienfelder Halbfensters konnten wegen der Kleinheit des Maßstabes der P. K. nicht genau abgewickelt werden. Zwischen Traisen- und Wiesenbachtal ist der faltige Zusammenschub der Frankenfelser Decke etwas stärker als westlich der Traisen. So war nach Profil IX (NEUBAUER Taf. III) der heute in 900 *m* Breite vor der Stirn der Lunzer Decke sichtbare Streifen der Frankenfelser Decke vor der Faltung 1500 *m* breit.

Die östliche Fortsetzung wurde zwischen Wiesenbachtal und Hallbachtal von PROKOP neu aufgenommen. PROKOP bestreitet die von BITTNER (1901, S. 161) von der W-Seite der Staffspitze beschriebene Blattverschiebung und zieht die Frankenfelser Decke zwischen beiden Tälern ungestört durch. Versucht man nach seinen Profilen die Falten der Frankenfelser Decke auszuglätten, so erhält man:

Nr. der Profile:	1	4	5	6
Heutige Breite:	1·5	1·1	1·1	1 *km*
Breite des Ablagerungsraumes:	2·5	1·8	1·9	2 *km*

Vom Hallbachtal bis über den Ostrand des Blattes „St. Pölten" hinaus wurde die Frankenfelser Decke von NADER neu kartiert. Nach NADERS

Profil ist sie im Hallbachtal in 1 *km* Breite aufgeschlossen und in enge Falten gelegt. Der Ablagerungsraum dürfte daher wenigstens doppelt so breit gewesen sein. Von Hainfeld gegen E sind die Meinungen über die Fortsetzung der Frankenfelser Decke geteilt.

Südöstlich von Hainfeld verschwindet nach der geol. Spezialkarte „St. Pölten" die Frankenfelser Decke gänzlich unter der Lunzer Decke. In dem Raume bis Kaumberg rechnet KÜPPER 1949 einen stellenweise über 0·5 *km* breiten Streifen zur Frankenfelser Decke (Profile S. 124). Da aber in der 1950 gezeichneten „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" derselbe Streifen von KÜPPER zur Flyschzone gerechnet ist, ist wohl auch vom Westrande der Karte bis Kaumberg die Frankenfelser Decke gänzlich unter der Lunzer Decke verborgen. Erst zwischen dem Laabach und dem Höfnergraben treten an einzelnen Stellen unter dem Gutensteiner Dolomit der Lunzer Decke Kieselkalke zutage, die der „Kieselkalkzone" angehören, die seit SOLOMONICA (1935, S. 93) zur Frankenfelser Decke gerechnet wird. Die Frankenfelser Decke wäre daher auf einer Strecke von 8 *km* gänzlich durch die Lunzer Decke verhüllt.

Nach NADER hingegen verläuft die Grenze zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke in NW—SE-Richtung durch den Hauptdolomitzug des P. 732 (SE von Hainfeld), da beim Leitner und weiter im E im Hangenden des Hauptdolomits Liasfleckenmergel auftreten, die nur in der Frankenfelser Decke vorkommen dürfen.

Mir aber kommt es wahrscheinlicher vor, daß der Hauptdolomitzug des P. 732 — wie es Blatt „St. Pölten" zeigt — tektonisch einheitlich ist und von hier gegen E die Fleckenmergelfazies auch auf die Lunzer Decke übergreift [1]). Denn nach NADERS Deutung müßte man den ganzen durch Fleckenmergel ausgezeichneten Kalkalpenstreifen bis über Thenneberg hinaus zur Frankenfelser Decke rechnen, und die Lunzer Decke wäre hier fast gänzlich unter der Ötscherdecke verborgen.

Von Kaumberg bis in die Gegend von Alland tritt die Kieselkalkzone [2]) an mehreren Stellen als sehr schmaler Streifen an der Grenze zwischen den Kalkalpen und der Flyschzone zutage. Daß aber im Raume SW von Alland die Frankenfelser Decke mindestens 3 *km* weit unter den höheren Kalkalpendecken nach S reicht, zeigt das Fenster von Groißbach, welches KÜPPER (1954, S. 53) wegen des Auftretens von Kalksburger Schichten zur Frankenfelser Decke rechnet (vgl. dazu auch S. 286). Wegen der ähnlichen Lage dürfte wohl auch das Fenster von Nöstach zur Frankenfelser Decke gehören.

In der Gegend des Gr. Winkelberges (NW von Grub) ist nach SPITZ (1919, Taf. III, Profile 4 und 5) der Kieselkalk des Lias mit Hauptdolomit verfaltet oder verschuppt. Dasselbe ist nach SPITZ (1910, S. 401) und

[1]) Bei einer kurzen Exkursion in diesen Raum konnte ich leider wegen der schlechten Aufschlüsse keine eigenen für die eine der beiden Ansichten entscheidenden Beobachtungen machen.

[2]) Weiter im W wurden nur die Ablagerungsräume der kleinen, von NADER beobachteten Deckschollen der Kieselkalkzone („Hornsteindecke") in willkürlicher, wahrscheinlich viel zu kleiner Entfernung von dem Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke eingetragen. Da in den westlich angrenzenden Karten von PROKOP und NEUBAUER die Kieselkalkzone fehlt, wurde auch auf eine Eintragung des Ablagerungsraumes der von FISCHAK und SCHWENK zur Kieselkalkzone gerechneten Gesteine verzichtet.

SOLOMONICA (1935, S. 93) in dem großen Halbfenster zwischen Kaltenleutgeben und dem Sulzberg der Fall. Von Kaltenleutgeben bis zum NE-Ende der Kalkalpen bei Kalksburg ist noch eine höhere Schuppe der Frankenfelser Decke sichtbar, um deren Erforschung sich ROSENBERG (1938, 1948, 1949) große Verdienste erworben hat. In dieser höheren Schuppe ist der Lias nicht als mächtiger Kieselkalk, sondern in Form geringmächtiger, aber fossilführender Fleckenmergel und Adneter Schichten entwickelt (ROSENBERG 1938, S. 149—155). In der P. K. ist der beiläufige Ablagerungsraum dieser höheren Schuppe SE von demjenigen der Kieselkalkzone eingetragen, eine genauere Abwicklung verbietet schon der zu kleine Maßstab der Karte.

Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke

Da der westlichste Teil der Lunzer Decke den Weyrer Bögen angehört, ist hier eine beträchtliche Verkürzung in W—E-Richtung durch die Faltung eingetreten. Das gilt vor allem für den westlich der Weyrer Linie gelegenen Abschnitt der Lunzer Decke. Durch das Ausglätten des N—S streichenden Sattels des Ennsberges (GEYER 1909, Taf. II, Profil V) ergibt sich, daß die Strecke zwischen dem Ablagerungsort des Gr. Alpkogels und der Weyrer Linie bei Kl. Reifling mindestens 2 *km* länger war als die gegenwärtige Entfernung zwischen beiden Punkten. Die in GEYERS Profil V in dem Jura-Neokom-Gebiet bei Kl. Reifling eingezeichneten Bruchstaffeln wurden als kleine Schuppen mit sehr geringer Schubweite umgedeutet. Daher wurden hier in der P. K. schmale, unter den Schuppen verborgene Räume eingezeichnet.

Die Weyrer Linie ist auf der Strecke vom Neudorfbach bis zu ihrem Südende der Ausbiß einer steilen, W-vergenten Schubfläche.

Nach GEYER (1909, S. 92) hat die Weyrer Linie bis zur Gieskoglalm „den Charakter einer Überschiebung, indem der Reiflinger Kalk am Bärenkogel (Bauernkogel der Spezialkarte) über die von Rhät, Jura und Neokom bedeckte Hauptdolomitzone von Mayerhoftal aufgeschoben ist. Auf der Südabdachung des Bärenkogels nächst der im Schleifenbachtale liegenden Gieskoglalpe gleicht sich diese große Störung anscheinend aus und verliert sich in dem oberhalb des Borsees mit Nordsüdstreichen durchziehenden antiklinal gebauten Muschelkalkterrain". Wie ist aber dann die Grenze zwischen dem merkwürdigerweise direkt an Wettersteinkalk grenzenden Rhät, Jura, Neokom einerseits und dem Muschelkalk westlich von Gieskogl anderseits zu deuten? Ich nehme nach den Eintragungen in der Karte an, daß die Überschiebung der Weyrer Linie über „Unt. Henneköql" bis in die Nähe des P. 1221 reicht. Die Karte würde in der Grenzregion zwischen den Blättern „Weyer" und „Admont-Hieflau" an dieser Stelle eine Revision sehr nötig haben, da hier (bei „Nigebauer") die Eintragungen von GEYER und AMPFERER gar nicht zusammenpassen. Außerdem ist es nach Blatt „Weyer" unverständlich, daß bei P. 1221 der Hauptdolomit zwischen Opponitzer Kalk und Rhät an einer Stelle fast verschwindet, während er westlich und östlich dieser Stelle in großer Mächtigkeit vorhanden ist.

In dem östlich der Weyrer Linie gelegenen Abschnitt der Lunzer Decke eignet sich das NNW—SSE gezogene Profil II bei GEYER 1909 gut zur Ausglättung der Falten. Die Faltung ist im Nordteil (vom Gschnaidbach bis zur Ybbs südlich des Breitenauer Berges) nur schwach (heutige Breite 8 *km*, Breite des Ablagerungsraumes 10 *km*), verstärkt sich zwischen den beiden Querungen des Ybbstales (heutige Breite 5 *km*, Breite des Ablagerungsraumes 7·5 *km*) und wird sehr stark im Königsbergzug.

Im mittleren Abschnitt des Profils liegt die nordvergente Oisbergmulde (siehe auch AMPFERER 1930, S. 73, Fig. 30). Die Oisbergmulde

läßt sich bis in die Nähe der Bahnstation Weißenbach-St. Gallen verfolgen. In ihrem SW Teil grenzt am Sattlhackbruch (GEYER 1909, S. 86, Abb. 3 c und S. 91) die Kreide des Muldenkerns unmittelbar an den Hauptdolomit des Nordschenkels. Ich betrachte mit GEYER den Sattlhackbruch als eine echte — und zwar vorgosauische — Verwerfung und zeichne daher in der P. K. keinen unter dieser verborgenen Raum ein.

Gegen E scheint sich die Oisbergmulde zu verflachen. Wenigstens zeigt das im E anschließende Gebiet des Friesling nach dem Profil, welches AMPFERER (1930, Taf. II) längs des Stollens des Ybbstal-Kraftwerkes gezeichnet hat, den Bau einer einfachen flachen Mulde, so daß der Ablagerungsraum der Sedimente nur unbedeutend breiter gewesen sein kann als das heutige Kartenbild. Anderseits spricht AMPFERERS Feststellung (1930, S. 80), daß der Hauptdolomit des Friesling „von zahlreichen Bruch- und Schubflächen sowie von Mylonitzonen durchzogen ist", dafür, daß der Bau doch nicht so einfach ist, wie es das Profil zeigt. Ich habe daher für das Gebiet des Friesling im Profile des Stollens einen Zusammenschub von 9 auf 7 *km* angenommen.

Für das östlich anschließende Gebiet (Wülfaberge, Zürner) liegen zwar Aufnahmsberichte von TRAUTH (1934) und RUTTNER (1950, 1952) vor, aber leider noch keine neueren geologischen Karten und Profile, so daß eine genauere Abwicklung noch nicht möglich ist. Doch ist besonders aus RUTTNERS Berichten zu erkennen, daß in dieser Gegend auf Blatt „Gaming—Mariazell" zuviel Hauptdolomit eingetragen ist und daß dieser Raum viel stärker gefaltet ist als das Gebiet des Friesling, was wohl auf das Vordringen der Sulzbachschuppe (siehe S. 254) zurückzuführen ist. Ich habe daher für den Meridian von Bodingbach eine Verschmälerung der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke durch die Faltung von 12 auf 6 *km* angenommen.

Besonders wichtig ist, daß RUTTNER in dem Raume südlich von Gaming eine sehr starke Faltung mit N—S-Achse nachgewiesen hat. Durch Ausglätten der Falten in Abb. 5 (RUTTNER 1948, S. 120) ergab sich, daß die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der heute in W—E-Richtung 4 *km* voneinander entfernten Berge Lorenzberg und Schwarzenberg vor der Faltung etwa 6·5 *km* voneinander entfernt waren. Selbstverständlich muß auch der nördlich dieser Gegend gelegene Teil des Nordrandes der Lunzer Decke um etwa denselben Betrag in W—E-Richtung verkürzt worden sein, obwohl dort bisher noch keine Querfaltung festgestellt wurde.

Da für den Raum östlich des Fensters von Urmannsau noch keine Neuaufnahme der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke vorliegt, wird die Abwicklung dieses Gebietes zweckmäßigerweise erst im Zusammenhang mit der Abwicklung der Lunzer Decke auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" vorgenommen (S. 256).

Wir gehen nunmehr wieder nach W zurück und untersuchen den Südteil der Lunzer Decke.

Ein sehr schwieriges Abwicklungsproblem bietet der Königsbergzug zwischen den Quertälern des Lassingbaches südlich von Gr. Hollenstein und der Ybbs zwischen Göstling und Kogelsbach. Der Königsbergzug weist zwei übereinander geschobene, verkehrte, südfallende Schichtenfolgen auf, die untere aus Hauptdolomit, Opponitzer Kalk, Lunzer Schichten, Muschel-

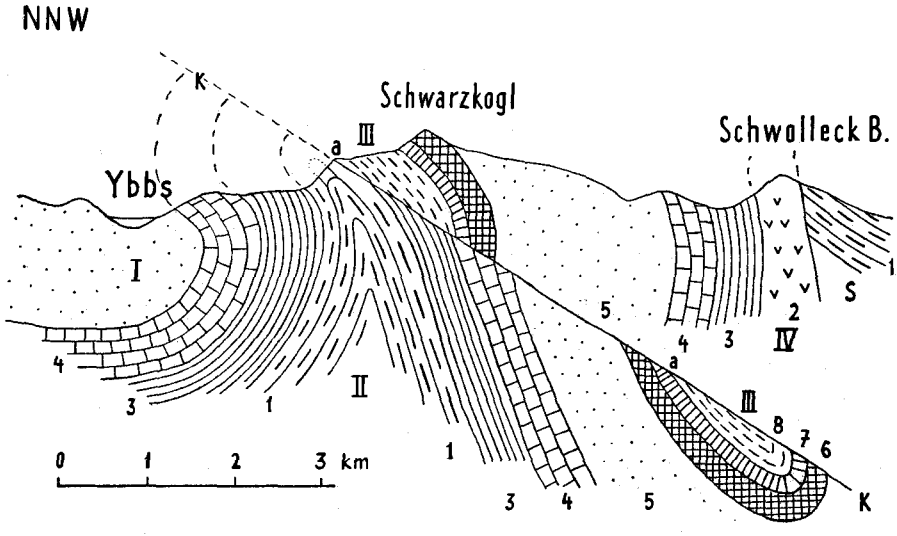


Abb. 4. Profil durch den Königsbergzug (mit Benützung von Fig. 27 bei AMPFERER 1930, S. 70, aber in die Tiefe hypothetisch ergänzt).

Schichtgruppen: 1 = Gutensteiner und Reiflinger Kalk, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Lunzer Schichten, 4 = Opponitzer Schichten, 5 = Hauptdolomit, 6 = Rhätischer Dachsteinkalk, 7 = Jura, 8 = Neokom.

Tektonische Elemente: I = Oisbergmulde, II = Thomasbergsattel (nach dem Thomasberg E Gr. Hollenstein), III = Königsbergmulde, IV = Gamssteinsattel. K = Königsbergüberschiebung (a—a = Schubweite dieser Überschiebung), S = Sulzbachschuppe.

kalk, die obere aus Neokom, Jura, Rhät und Hauptdolomit bestehend, wie das Profil 2 auf Taf. XX bei GEYER 1904 und noch deutlicher das Profil bei AMPFERER 1930, Fig. 27, S. 70, zeigt. Nach diesem Profil könnte man die Lagerungsverhältnisse so deuten, daß die obere verkehrte Serie des Königsbergzuges ein Fenster der Frankenfelser Decke unter der Lunzer Decke darstellt, welches durch nachträgliche Deckenfaltung samt der unteren, zur Lunzer Decke gehörigen Serie zu dem inversen Schenkel eines gegen N überkippten Sattels geworden ist. Diese Deutung ist aber hauptsächlich deshalb unmöglich, weil die obere Serie des Königsberges gegen W nicht untertaucht, sondern in dem den Königsberg gegen W fortsetzenden Zuge der Voralpe zu einer normalen, wenn auch mehrfach geteilten Mulde der Lunzer Decke wird (Profil 3 bei GEYER 1904, Taf. XX, und bei AMPFERER 1931, S. 267, Fig. 27).

Man muß daher die abnormen Lagerungsverhältnisse des Königsbergzuges aus einer Falte in der Lunzer Decke ableiten. Die untere verkehrte Serie kann nur der Mittelschenkel zwischen der regelmäßigen, NW-vergenten Oisbergmulde (AMPFERER 1930, Fig. 30, S. 73) und dem südlich anschließenden Sattel, die obere verkehrte Serie nur der Mittelschenkel zwischen einer südlicheren, Neokom im Kern führenden Mulde und dem Gamssteinsattel sein. Es ist also der zwischen beiden verkehrten Schichtfolgen vermittelnde normal gelagerte Faltenschenkel durch die Überschiebung

an der Erdoberfläche völlig unsichtbar [1]) geworden. Das spricht für eine Überschiebung mit etwas größerer Schubweite. Unter der sehr bescheidenen Annahme, daß in dem verborgenen Schenkel die Lunzer und Opponitzer Schichten je 500 *m*, der Hauptdolomit 1000 *m*, die Folge Rhätkalk—Neokom wieder 500 *m* mächtig sind, ergibt sich aus Profil Abb. 4, daß die Schubweite der Königsberg-Überschiebung (Entfernung der Punkte a—a) mindestens 4·5 *km* beträgt.

Nach Rückgängigmachung der Königsberg-Überschiebung ergibt sich durch die Ausglättung der Königsbergmulde, daß die Horizontalentfernung der Ablagerungsorte des Muschelkalkes bei a und des Gipfelgesteins des Schwarzkogels vor der Orogenese mindestens 8 *km* betrug (jetzt ist es 1 *km*).

Die Faltungen und Überschiebungen des Königsberg-Voralpe-Zuges sind vorgosauisch, was sich weniger daraus ergibt, daß sichere Gosauschichten [2]) nicht eingefaltet sind, viel mehr jedoch aus dem Umstand, daß am SW-Ende des Voralpezuges, bei Goltl im Ennstale, Gosauschichten diskordant über dem Faltensystem liegen.

Die Ausglättung des Faltenbündels der Voralpe und des steil aufgerichteten Sattels des Gamssteins ergab für den Ablagerungsraum des Voralpe-Gamsstein-Gebietes eine etwa 50% größere Breite als heute.

Im E schließt an das Königsberggebiet die regelmäßige Falte an, welche BITTNER (1888) als „Geologische Musterlandschaft" bezeichnet hatte. Wie AMPFERER festgestellt hat, ist aber dieses Gebiet nicht die tektonische Fortsetzung des Königsberges, sondern die Lunzer Musterfalte ist eine Schubmasse, welche über dem Königsberg liegt (AMPFERER 1930, S. 71). Ich glaube aber, daß die Lunzer Musterfalte keine Decke bildet, die einst den ganzen Königsberg bedeckte, sondern nur eine Schuppe (Sulzbachschuppe nach SPENGLER 1951, S. 371), die schon ursprünglich nicht viel weiter gegen W reichte als gegenwärtig und nur einen ganz geringen Betrag auf das Ostende des Königsbergzuges aufgeschoben ist. Die Stirn der Sulzbachschuppe wird von einem schmalen Zug von invers gelagerten Jura- und Neokomgesteinen gebildet, den AMPFERER (1930, S. 371) von Grössing im Ybbstale bis Bodingbach verfolgen konnte, wo er bereits von BITTNER auf Blatt „Gaming—Mariazell" eingezeichnet ist. Von hier an konnte ihn RUTTNER (1948, S. 110 und Karte Taf. 1, 1952) bis in den Nordhang der Gfälleralm verfolgen.

Um einen Anhaltspunkt für die Schubweite der Sulzbachschuppe zu gewinnen, nehme ich an, daß diese Jura-Neokom-Zone ursprünglich die östliche Fortsetzung der gleichfalls invers gelagerten Jura-Neokom-Zone des Königsberges war und erst durch den Nordschub der Sulzbachschuppe in ihre heutige, 4 *km* nördlichere Lage gelangte. Die Sulzbachschuppe hatte also eine Schubweite

[1]) Nach AMPFERER (1930, S. 69) erscheinen „entlang der Überschiebung vielfach Lunzer Sandsteine eingeschaltet". Diese Schubfetzen sind die einzigen an der Erdoberfläche sichtbaren Reste des sonst in der Tiefe verborgenen normal gelagerten Faltenschenkels und beweisen somit dessen Existenz.

[2]) TRAUTH (1934, S. 97) gibt allerdings aus der Kreide des Königsbergzuges auch „flyschartige Gosau (dunkle Kalksandsteine und sandige Mergelschiefer)" an. Doch glaube ich, daß diese fossilleeren Gesteine auch höhere Unterkreide oder Cenoman sein können.

von etwa 4 *km*. Der Opponitzer Kalk des „Kohlengruben-Waldberges" ist daher nicht die östliche Fortsetzung des Opponitzer Kalkes, welcher von Gr. Hollenstein bis Grössing an der Südseite des Ybbstales verläuft, sondern die nach N verschobene Fortsetzung des Opponitzer Kalkzuges des Eignerkogels, und der Sulzbachsattel die Fortsetzung des Gamssteinsattels [1]).

Der Sulzbachschuppe gehören wohl auch die ausgedehnten Werfener Schichten und Muschelkalkmassen südlich von Göstling an. Die NNE—SSW verlaufende, fast gerade Linie Göstling—Kerschbaum—Schwölleck B. (1042)—Lassing dürfte eine Blattverschiebung und gleichzeitig die tektonische Westgrenze der Sulzbachschuppe sein. Auf der Strecke Göstling — gegenüber Widderleithen—Kogelsbach—Grössing verläuft die heutige Westgrenze der Sulzbachschuppe nicht so gerade, weil es sich hier teilweise um einen Abtragungsrand handelt. Der Ablagerungsraum des südlichen Teiles der Sulzbachschuppe war wohl die östliche Fortsetzung desjenigen der Gr.-Reiflinger Scholle (S. 237).

Wenn diese Deutung der Tektonik zutrifft, ergibt sich für die Strecke Grössing—Gfälleralm eine überraschend große Breite des Ablagerungsraumes der jetzt unter der Sulzbachschuppe verborgenen Gesteine, weil zur Schubweite der Sulzbachschuppe noch der ausgeglättete Nordteil der Königsbergfalte dazukommt, der sich unter der Sulzbachschuppe nach E fortsetzen muß. Ich gelange dadurch zu dem Ergebnis, daß die jetzt unter der Sulzbachschuppe verborgenen Gesteinsmassen vor der Faltung einen etwa 10 *km* breiten Raum bedeckten. Von diesen 10 *km* entfällt ein kleiner Teil auf das unter dem Hangendschenkel verborgene Stück des inversen Mittelschenkels der liegenden Falte, aus der die Sulzbachschuppe entstanden ist, der Hauptteil auf das vielleicht noch in sich gefaltete Stück des Liegendschenkels, das unter der Sulzbachschuppe verborgen ist.

Die jetzt in den Bereich der Ötscherdecke hineinragenden Lunzer Schichten bei „Offen" von „Offenauer Fürhaupt" werden mit Vorbehalt zur Sulzbachschuppe gerechnet. Der schmale Streifen von Werfener Schichten etwa 1 *km* W von Göstling wurde als eine kleine Deckscholle der Sulzbachschuppe auf der Schuppe des Königsberges betrachtet.

Durch Ausglätten der Lunzer Musterfalte in den drei Profilen bei RUTTNER (1948, S. 103, Abb. 1) kam ich zu dem Ergebnis, daß der Ablagerungsraum der Sulzbachschuppe zum Beispiel im Bereiche des Profils A (durch den Lunzberg) vor der Faltung eine um 4·5 *km* größere Breite besaß als die heutige Breite der Schuppe (jetzt 6·5 *km*, einst 11 *km*). Im östlichen Teile der Sulzbachschuppe läßt sich infolge des verwickelteren Baues und des Fehlens von Profilen die Breite des Ablagerungsraumes nur beiläufig schätzen. Für die Überschiebung der Muschelkalkschuppe des Stierhaltkogels wurde angenommen, daß die Schubweite von W gegen E von 0 bis etwa 800 *m* zunimmt. Über die Beziehungen der Stierhaltschuppe zur Annaberger Decke siehe S. 265.

Zur Abwicklung der Falten und Schuppen des auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" gelegenen Teiles der Lunzer Decke wurden vor allem die Profile

[1]) Die Faziesänderung im Streichen in der Mitteltrias (Wettersteinkalk im Gamsstein, Gutensteiner und Reiflinger Kalk im Sulzbachsattel) kann sich leicht auf dieser Strecke vollziehen. Es ist sogar möglich, daß durch das Ostende des Wettersteinkalkriffes des Gamssteins die Göstlinger Blattverschiebung im Sediment vorgezeichnet war.

II—V bei SPENGLER 1928, Taf. I, benützt. Für die Schwarzenbacher Schuppe ergibt sich aus dem Auftreten von 3 Zügen von Lunzer Schichten über Hauptdolomit westlich von Schwarzenbach eine Schubweite von etwa 1·7 *km*. Für die Hohensteinschuppe wurde für Schubweite + Stirnabtrag ein Betrag von 1·5 *km* angenommen, die Schubweite der Fuchsriegelschuppe beträgt etwa 1 *km*, diejenige der Hammerlmühlschuppe nur 0·5 *km*. In Profil III war der Ablagerungsraum der Lunzer Decke zwischen ihrer Stirn und dem Schubrand der Annaberger Decke vor der Faltung und Schuppung etwa 14 *km* breit, während die gegenwärtige Breite der Zone 8 *km* beträgt. Vor der starken Faltung war der Ablagerungsraum der Hohensteinschuppe zwischen dem Hohenstein und dem Schubrand der Reisalpendecke 8 *km* breit, gegenwärtig sind es in Profil V nur 4 *km*.

Die Verfolgung der Falten und Schuppen der Lunzer Decke aus dem Bereiche des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" in das Blatt „Gaming—Mariazell" ist dadurch sehr erschwert, daß die gedruckte Bittnersche Karte — wie ich bereits feststellen konnte, als ich bei der Aufnahme von „Schneeberg—St. Aegyd" an die Westgrenze der Karte gelangte — hier zahlreiche Fehler aufweist und RUTTNER bei seiner Neuaufnahme des Blattes „Gaming—Mariazell" noch nicht in den NE-Teil der Karte gekommen ist. Nur für den nördlichsten Streifen der Lunzer Decke liegt die Neuaufnahme von HARTL vor. HARTL (S. 8) unterscheidet nördlich der Loicher Schuppe noch die Schlagerbodenschuppe, die aber nur in der zwischen St. Anton a. d. Jeßnitz und Frankenfels nach N vorspringenden Halbdeckscholle des Schlagerbodens erhalten ist. Die Schubweite der Nördlichen Schuppe HARTLS (welche der Loicher Schuppe + Hammerlmühlschuppe weiter im E entspricht) auf die Schlagerbodenschuppe habe ich auf 0·5 *km* geschätzt. HARTL zeichnet in P2 die Schubfläche flacher, aber das rasche Auskeilen der karnischen Gesteine gegen E zwischen Hauptdolomit im Liegenden und Hangenden spricht für eine steile Stellung der Schubfläche.

Die Schubfläche der Hohensteinschuppe (= Südliche Schuppe Hartls) über die Nördliche Schuppe läßt sich nach BITTNERS und HARTLS Karte wenigstens bis in den Raum südlich von Winterbach verfolgen. Die Überschiebung der Schwarzenbacher Schuppe über die Hohensteinschuppe ist nach BITTNERS Karte bis zur Nattersmühle (östlich von Puchenstuben) sichtbar, wo Lunzer Schichten auf Hauptdolomit geschoben sind (SPENGLER 1928, S. 75). Da es unwahrscheinlich ist, daß sich diese Überschiebungsfläche nicht über den Nattersbach gegen W fortsetzt, wurde hier an der W-Grenze des unter dieser Schubfläche liegenden Raumes ein ? eingesetzt.

Ferner vermute ich, daß sich der am Gaisenberg am Westrand des Bl. „Schneeberg—St. Aegyd" aufgeschlossene Aptychenkalkkern der Seilerriegelmulde [1]) bis zu dem von BITTNER bei „Tannenmann" eingezeichneten Neokom fortsetzt. Daher wurde der unter der Fuchsriegelschuppe verborgene Teil der Schwarzenbacher Schuppe bis zum Tannenmann nach W gezeichnet. Außerdem vermute ich, daß sich der Aptychenkalkkern der Pielachursprungmulde über 3 kleinere von BITTNER eingezeichnete

[1]) Die Seilerriegel- und Pielachursprungmulde am W-Rand von „Schneeberg—St. Aegyd" sind in Profil I (SPENGLER 1928, Taf. I) dargestellt. Vgl. dazu auch meine tektonische Übersichtskarte (1928, S. 60).

Neokomvorkommen bis zum Neokomzug von Puchenstuben fortsetzt und daß dieser Aptychenkalkzug die östliche Fortsetzung des von RUTTNER (1948, Karte Taf. I) bis in den Raum nördlich der Gfälleralm verfolgten Oberjura- und Neokomzuges ist. Auch RUTTNER selbst vertritt — wie er mir mitteilte — diese Meinung. Wenn diese Vermutungen zutreffen, muß allerdings der Raum um Puchenstuben ganz anders — und zwar viel verwickelter — gebaut sein, als er auf BITTNERS Karte dargestellt ist.

Die Pielachursprungmulde gehört bereits zu der liegenden Falte, aus deren Hangendschenkel später die Annaberger Decke entstand. Wie sich bei der Abwicklung der Annaberger Decke (S. 263 und Abb. 5) ergab, muß die Pielachursprungmulde wesentlich tiefer sein, als ich sie in Profil I (1928) zeichnete. Dafür spricht auch der 1928, S. 82, erwähnte Faziesunterschied zwischen den beiden Schenkeln der Mulde. Wie bereits S. 254 erwähnt wurde, stellte RUTTNER 1948, S. 110, fest, daß der oben erwähnte Oberjura-Neokomzug wenigstens auf der Strecke Pfaffenschlag—Gfälleralm kein Muldenkern ist, sondern zum verkehrten Mittelschenkel der Sulzbachschuppe (SPENGLER 1951, S. 371) gehört. Dieser Bau scheint auch am Westrand des Bl. „Schneeberg—St. Aegyd" bereits vorhanden zu sein, denn am Nordhang des Hühnerkogels ist die verkehrte Schichtfolge des Südschenkels der Pielachursprungmulde durch eine Schubfläche von der normal gelagerten Trias der Fuchsriegelschuppe getrennt (SPENGLER 1928, Profil I). Ich habe in diesem Profil die Schubfläche wahrscheinlich viel zu steil gezeichnet. Die meist unter der Annaberger Decke verborgene und fast nur in den Fenstern zutage tretende verkehrte Schichtenfolge dürfte somit etwa der Sulzbachschuppe entsprechen. Für die Grenze der beiden Kartenblätter hat sich für die Schubfläche an der Basis dieser Schuppe eine Schubweite von etwa 3 *km* ergeben.

Für die auf Blatt „St. Pölten" gelegene Stirnregion der Lunzer Decke mußten für die Strecke vom Pielachquertal bis etwa zum Pechberg die kleinen und wohl etwas schematischen Profile BITTNERS (1896, S. 387) benützt werden. In dem Raume zwischen dem Pielachquertal und dem Tradigisttal dürfte durch die Faltung nur eine geringfügige Verschmälerung der Stirnregion der Lunzer Decke eingetreten sein, denn BITTNER zeichnet im unteren und mittleren Profil die Gesteine des auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Teiles der Lunzer Decke nur schwach gefaltet. Erst das obere Profil weist auch in der Stirnregion eine stärkere Faltung auf.

In dem Raume zwischen dem Hohenstein und dem Wiesenbachtale konnte die „Geologische Karte der Kalkalpen um Lilienfeld" (1 : 25.000) von W. NEUBAUER (1949) samt den zugehörigen Profilen zur Abwicklung der Falten und Schuppen der Lunzer Decke benützt werden.

NEUBAUER teilt meine Taverner Schuppe (1928, S. 74) in zwei Schuppen, von denen er die tiefere als Taverner Schuppe (S. 26), die höhere als Rotmauerschuppe (S. 24) bezeichnet. Die auf den Raum westlich des Ratzenecks beschränkte Rotmauerschuppe ist, wie NEUBAUERS Profil XIV zeigt, von der Taverner Schuppe durch eine steil W-fallende Querstörung getrennt. Die Gesteine der Rotmauerschuppe bildeten wohl ursprünglich den Südschenkel der Gschwendantiklinale (= Nordschenkel der Seilerriegelmulde) und wurden später so weit nach N geschoben, daß die Eisensteinmulde gänzlich unter ihnen verschwindet. Der in der P. K. als „von der Rotmauerschuppe verhüllt" gezeichnete Raum ist selbstver-

ständlich viel breiter als deren Schubweite, denn die große Breite dieses Raumes hat sich durch Ausglättung der Eisensteinmulde ergeben. Die Schubweite der Taverner Schuppe scheint im Höllgraben am größten zu sein. Wenn man mit Hilfe von NEUBAUERS Karte in Profil VIII die unter der Taverner Schuppe verborgene Mulde ergänzt, so erhält man eine Mindestschubweite von 1 *km*, und wenn man außerdem die Mulde ausglättet, so zeigt es sich, daß der unter der Taverner Schuppe verborgene Raum mindestens 1·5 *km* breit war.

Aus NEUBAUERS etwa 500 *m* westlich vom Gipfel des Schober gezogenem Profil I ergibt sich, daß der Raum zwischen P. 917 und dem Schoberkamm vor der Faltung 2 *km* breit war (jetzt sind es 1·5 *km*) und daß die Horizontalkomponente der Schubweite der Hohensteinschuppe hier nur etwa 750 *m* beträgt. Da nach meinem Profil durch den Hohensteingipfel (Taf. I, Profil V) dort die Schubweite etwa doppelt so groß ist, muß eine rasche Abnahme der Schubweite gegen E angenommen werden. Nach NEUBAUERS Karte hat die Hohensteinschuppe an seiner Engleitenlinie ihr östliches Ende. Die in der östlichen Fortsetzung der Hohensteinüberschiebung nördlich vom Niederhof auftretende Schubfläche hat nach NEUBAUERS Profil III eine so geringe horizontale Schubweite, daß der unter dieser Schubfläche jetzt verborgene Raum in der P. K. wegen ihres kleinen Maßstabes nicht darstellbar ist. Da NEUBAUER einwandfrei nachweisen konnte (S. 28), daß BITTNERS (1901, S. 161) Querstörung des Klostertales [1]) nicht vorhanden ist, ist auch die von mir 1928, S. 71, ausgesprochene Meinung irrig, daß der Triasaufbruch im inneren Klostertal (Höllgraben) der Hohensteinschuppe entspricht.

Von NEUBAUERS Profilen eignet sich V besonders gut zur Ausglättung der Falten, da es verhältnismäßig einfach ist und bis zum Stirnrand der Decke reicht. NEUBAUER zeichnet in diesem Profile die Juramulde (Eisensteinmulde) so tief, daß die Klauskalke [2]) vor der Faltung einen dreimal so breiten Raum bedeckten als gegenwärtig (vor der Faltung 750 *m*, heutige Breite der Mulde 250 *m*). Im Bereiche der Schrambacher Musterfalte ist die Verschmälerung durch die Faltung bereits viel geringer: 1·75 *km* vor der Faltung, 1·12 *km* gegenwärtig. Noch geringer ist die Verschmälerung durch die Faltung auf der Strecke vom Birkfelner bis zum Stirnrand der Decke: 5 *km* vor der Faltung, 4 *km* gegenwärtig (gemessen an der Grenze von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk). In Profil VI beträgt die Breite des Ablagerungsraumes etwa 5·5 *km*, die heutige Breite 4·2 *km* (Taverner Überschiebung — Stirnrand). Weiter im Osten ist die Verschmälerung der Lunzer Decke durch die Faltung noch geringer: in Profil VIII hatte der Ablagerungsraum auf der Strecke von der Taverner Überschiebung bis zum Rand des Lilienfelder Halbfensters eine Breite von 3·5 *km*, gegen-

[1]) Ich habe 1928, S. 71, an BITTNERS Ansicht festgehalten, weil ich wegen Zeitmangel meine Aufnahmstätigkeit auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" beschränken mußte und daher den auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Hauptteil des Klostertales nicht kartieren konnte.

[2]) Aus NEUBAUERS Karte ergibt sich eine sehr auffallende Diskordanz an der Basis der Klausschichten, da diese nördlich der Glatz auf Kössener Schichten, im Traisental und in Profil V auf Opponitzer Kalken liegen. Ob hier — wie NEUBAUER anzunehmen scheint — eine stratigraphische Diskordanz vorliegt oder ob an der Grenze gegen die Opponitzer Kalke eine Schubfläche verläuft, möchte ich dahingestellt lassen.

wärtig sind es 3 *km*. In dem größtenteils unter den Gosauschichten der Vordereben verborgenen Profil: vor der Faltung 5·5 *km*, jetzt 4·65 *km* (gemessen an der Hauptdolomit-Rhät-Grenze), in dem am Westgehänge des Wiesenbachtals gezogenen Profil VII: vor der Faltung 4·75 (?), jetzt 4 *km*.

Sehr wichtig ist der von NEUBAUER (S. 32) beschriebene, in 1·5 *km* Länge am Westrande des Lilienfelder Halbfensters sichtbare verkehrte Liegendschenkel der Lunzer Decke (Profil VI). Der Ablagerungsraum dieses Liegendschenkels muß natürlich nördlich desjenigen des Hangendschenkels liegen, und zwar muß wegen der verkehrten Lagerung N und S vertauscht gewesen sein. Östlich des Halbfensters ist nur die „eingerollte Stirn" (NEUBAUER S. 34) am Nordgipfel des Puchersreith-Berges (773 *m*) erhalten. Wegen der in den Profilen VII und IX dargestellten verkehrten Lagerung muß auch hier im Ablagerungsraum N und S vertauscht gewesen sein. Aber der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der verkehrten und der normalen Serie muß hier viel kleiner sein als westlich der Traisen, da nur der normal gelagerte Teil der Stirn der Abtragung zum Opfer gefallen ist.

Die östliche Fortsetzung von NEUBAUERS Karte ist die „Geologische Karte der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit a. d. Gölsen" (1 : 25.000) von F. W. PROKOP (1951), welche das zwischen dem Wiesenbachtal und dem Hallbachtal auf Blatt „St. Pölten" gelegene Stück der Lunzer Decke enthält. Zahlreiche Profile ermöglichen auch in diesem Raum eine Abwicklung der Falten und Schuppen.

Nummer der Profile:	1	2	3	4	5	6
Heutige Breite:	3·0 *km*	3·1 *km*	3·5 *km*	3·1 *km*	2·6 *km*	2·8 *km*
Breite des Ablagerungsraumes:	4·2 *km*	4·5 *km*	4·4 *km*	4·0 *km*	4·6 *km*	4·5 *km*

In den Profilen 1 und 2 wurde die Entfernung von der Puchersreith-Verwerfung bis zum Südrande der Karte, in den Profilen 3 und 4 die Entfernung vom Stirnrand der Lunzer Decke bis zum Südrande der Karte, in den Profilen 5 und 6 die Entfernung vom Stirnrand der Decke bis zur Überschiebung der Schwarzwaldeckschuppe gemessen. Die Schwarzwaldeckschuppe entspricht nämlich nach PROKOP (S. 10) der Taverner Schuppe in NEUBAUERS Arbeitsgebiet.

Auf der 3·5 *km* langen Strecke von P. 454 im Wiesenbachtal bis zum Übertritt der Nordgrenze der Liaskalke auf Blatt „St. Pölten" liegt der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Schwarzwaldeckschuppe auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd". Ich selbst habe 1928 diese Linie nicht als Überschiebung betrachtet, doch bin ich jetzt geneigt, mich der Ansicht von NEUBAUER und PROKOP anzuschließen. In der von mir 1928, S. 83, beschriebenen Schichtenfolge wäre die Schubfläche zwischen „neokomer Aptychenkalk" und „jurassischer Hornsteinkalk" anzunehmen. Meine Wendelgupfmulde (1928, S. 84) liegt schon innerhalb der Schwarzwaldeckschuppe.

Die Schubweite der Schwarzwaldeckschuppe kann wegen des bedeutenden Faziesgegensatzes beiderseits des Ausbisses der Schubfläche — Auftreten von ziemlich mächtigen Liaskalken in der Schwarzwaldeckschuppe — nicht ganz unbedeutend sein. Die Abwicklung der obigen 6 Profile läßt erkennen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs durch die Faltung bei den Profilen 5 und 6 merklich größer ist als in den westlicheren Profilen. Die Schubweite der Steigengrabenschuppe und der

ihr im E entsprechenden Atzbachschuppe kann nur ganz unbedeutend sein (im W 0·3, im E 0·5 *km*). Die Scholle der Staffspitze entspricht genau der „eingerollten Stirn" des P. 773 westlich vom Wiesenbachtal, sie erscheint also an der Puchersreith-Verwerfung gegenüber dem Hauptteil der Lunzer Decke gehoben [1]). Die Längsprofile 11, 12 und 13 zeigen, daß auch im Streichen eine merkliche Verkürzung erfolgt ist (Profil 12 ist jetzt 7 *km* lang, der Ablagerungsraum hatte eine Länge von 7·5 *km*).

In dem östlich an PROKOP anschließenden Aufnahmsgebiete NADERS setzt sich der von PROKOP festgestellte Falten- und Schuppenbau fort. NADER unterscheidet eine Lunzer Decke I und II, wobei letztere der Schwarzwaldeckschuppe PROKOPS entspricht und ebenso wie diese Hirlatzkalk führt. Die Lunzer Decke I ist nach dem von NADER im Ostgehänge des Hallbachtales gezogenen Profil stark gefaltet, und auch die von PROKOP beschriebene Atzbachschuppe ist hier noch vorhanden. Über die Abgrenzung zwischen Lunzer und Frankenfelser Decke östlich des Ramsautales siehe S. 250. Die Lunzer Decke II ist sehr stark durch Gosauschichten verhüllt, verschwindet nach NADERS Karte unmittelbar östlich des Ramsautales unter der Reisalpendecke und tritt für 0·5 *km* erst in dem Bergrücken wieder zutage, der die Araburg trägt. Nach NADER besteht nämlich dieser Bergrücken nicht gänzlich aus Triasgesteinen der Reisalpendecke, wie er auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" dargestellt ist, sondern ein kleiner Teil ist aus Rhät- und Juragesteinen der Lunzer Decke II aufgebaut. Bei einem Besuch der Araburg im Juni 1957 habe ich den Eindruck gewonnen, daß NADERS Beobachtung zutreffen dürfte.

Östlich des Hallbachtales tritt eine ganz gewaltige Verschmälerung des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke ein. Während der an der Erdoberfläche sichtbare Teil der Lunzer Decke im Meridian von St. Veit an der Gölsen noch eine Breite von 8·5 *km* besitzt, ist er im Meridian von Hainfeld nur mehr 2 *km*, an der Ostgrenze des Blattes „St. Pölten" sogar nur mehr 0·8 *km* breit, wovon auf die vorgosauischen Gesteine kaum 300 *m* entfallen. Da die Gesteine der Lunzer Decke heftig gefaltet sind, muß dieser Unterschied nach Ausglättung der Falten noch krasser sein. Durch Ausglätten der Falten ergibt sich, daß der sichtbare Teil des Ablagerungsraumes der Lunzer Decke im Meridian von St. Veit a. d. Gölsen mindestens 14·5 *km*, an der Ostgrenze des Blattes „St. Pölten" aber nur etwa 0·4 *km* breit war. Diese starke Verschmälerung der Lunzer Decke gegen E ist zum geringsten Teil dadurch bedingt, daß der nördlichste Randstreifen der Decke hier der Abtragung verfallen ist, zum weitaus größten Teil aber dadurch, daß die Ötscherdecke (Reisalpen-Teildecke) viel weiter gegen N, bis in den Südteil des Blattes „St. Pölten", erhalten geblieben ist und dadurch den größten Teil der Lunzer Decke verhüllt. Da die Reisalpendecke im Gegensatz zur lebhaft gefalteten und geschuppten Lunzer Decke eine nur wenig gefaltete starre Platte ist, die in der Geosynklinale nur unbedeutend breiter war als heute, ergibt sich für den Meridian des Ostrandes des Blattes „St. Pölten" zwischen dem Südrand des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke und dem Nordrand des sichtbaren Teiles der Reisalpendecke in der Geosynklinale ein sehr breiter unsichtbarer Raum, der dadurch

[1]) Nicht abgesenkt, wie PROKOP S. 6 irrtümlich schreibt. Vgl. dazu die richtige Angabe bei NEUBAUER S. 34.

noch größer wird, daß auch die östliche Fortsetzung der Ablagerungsräume der „Zwischenschuppen" (S. 266) dazukommt. Nach meiner Konstruktion hatte dieser heute an der Erdoberfläche nicht sichtbare Raum eine Breite von etwa 20 *km*, wovon ein kleiner Teil auf Verhüllung durch Gosauschichten und Stirnabtragung der Ötscherdecke, weitaus der größte Teil aber auf die Verhüllung durch die Ötscherdecke entfällt. Selbstverständlich ist das nicht so gemeint, daß die Lunzer Decke 20 *km* weit unter die Ötscherdecke hineinreicht, denn die Gesteine auch des verborgenen Teiles der Lunzer Decke sind sicherlich heftig gefaltet und geschuppt. Aber ich würde es für möglich halten, daß die Lunzer Decke bis unter den Gipfel des Unterberges unter die Ötscherdecke hineinreicht.

Auch im Bereiche der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" ist offenbar der unter der Ötscherdecke verborgene Teil der Lunzer Decke ebenso groß, denn der von SPITZ (1919, S. 2) als „Höllensteinzone" bezeichnete Streifen besteht — abgesehen von den zur Frankenfelser Decke gehörenden Teilen (S. 250) — aus der nur wenige *km* breiten nördlichen Randzone der Lunzer Decke. Daß tatsächlich ein beträchtlicher Teil der Lunzer Decke unter der Ötscherdecke verborgen ist, zeigt das Schwechatfenster (S. 286). In der Gegend des Schwechattales ist nur ein 1·5 *km* breiter Stirnstreifen der Lunzer Decke in der Höllensteinzone sichtbar, die übrigen 20 *km* sind von der Ötscherdecke bedeckt, wovon die Erosion nur einen kleinen Teil im Schwechatfenster wieder freigelegt hat. Zwischen dem Mödlingbach und Rodaun, im eigentlichen Höllensteinzug (SPITZ 1910), ist wieder ein etwas breiterer Streifen der Lunzer Decke sichtbar. Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke des Höllensteinzuges erscheint in der P. K. selbstverständlich etwas breiter als in der G. K., da die Falten ausgeglättet sind. SPITZ (1910) und MARINER (1926, S. 92, Fig. 7 a u. 7 b) zeichnen die Mulden verhältnismäßig seicht, KÜPPER (Profil unterhalb der G. K. der Umgebung von Wien) wesentlich tiefer. Ich habe bei der Ausglättung der Falten die Profile von SPITZ (1910, Taf. XII u. XIII) benützt, da ich keinen triftigen Grund sehe, die Mulden so tief zu zeichnen wie bei KÜPPER. Auch am Ostende der Kalkalpen sind noch mindestens 15 *km* der Lunzer Decke unter der Ötscherdecke verborgen, was natürlich auch hier nicht besagt, daß die Lunzer Decke 15 *km* weit unter die Ötscherdecke hineinreicht. Die Schubweite der vorgosauischen + nachgosauischen Ötscherdecke (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3) ist hier jedenfalls wesentlich kleiner als 15 *km*, denn es ist sehr wahrscheinlich, daß der verborgene Teil der Lunzer Decke etwa ebenso stark gefaltet ist wie der sichtbare. Ich würde es gar nicht für ausgeschlossen halten, daß die im Schwechatfenster sichtbare liegende Falte (S. 286) auch unterhalb der Anningermasse noch vorhanden ist.

Der Ablagerungsraum der Annaberger Decke

Wenige Stellen im Ostabschnitte der Kalkalpen ermöglichen eine so genaue und lehrreiche Abwicklung wie die im Westteil des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" bis zu ihrer Stirn erhaltene Annaberger Decke, und zwar dadurch, daß einige z. T. miteinander zusammenhängende Fenster in diese Decke eingeschnitten sind, von denen das Annaberger Fenster das größte und am besten aufgeschlossene ist (SPENGLER 1928, S. 60

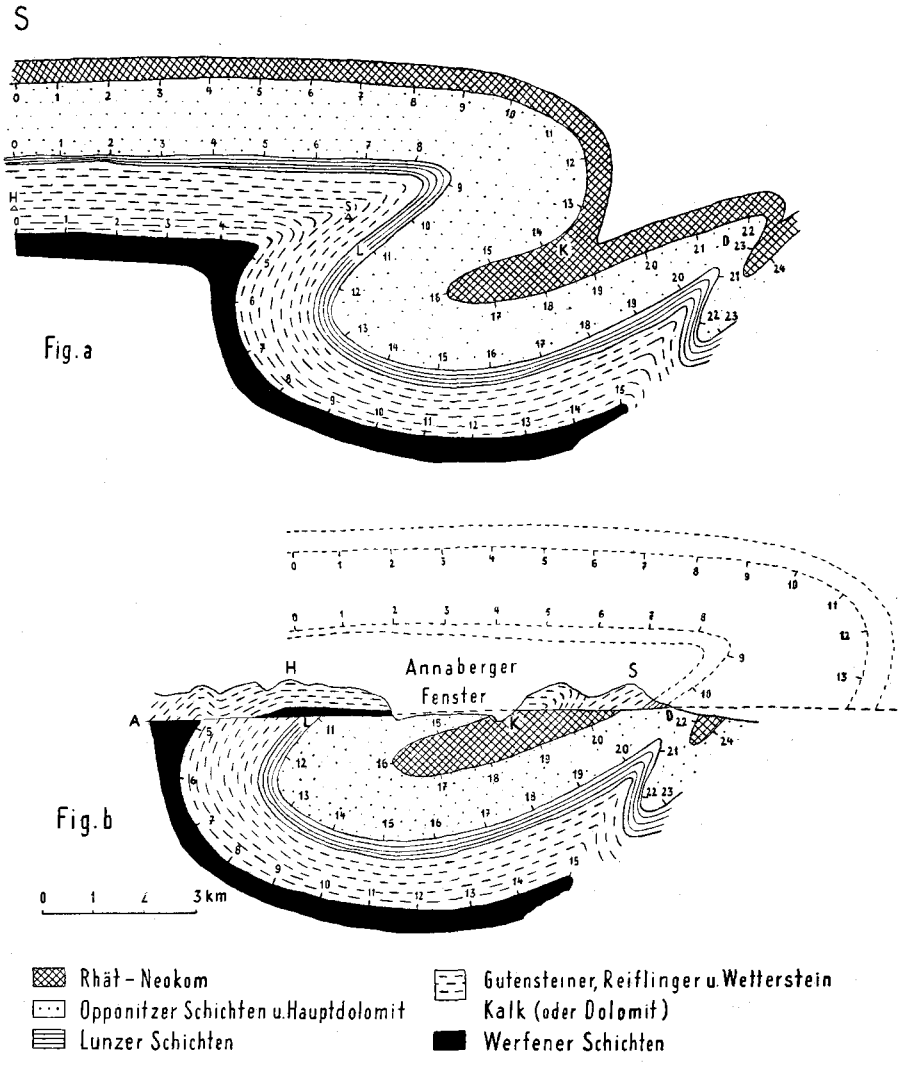


Abb. 5. Die Entstehung der Annaberger Decke.

Fig. a = älterer Zustand (schiefe Falte) } des Profiles III bei SPENGLER
Fig. b = jüngerer Zustand (Annaberger Decke) } 1928, Taf. I.

A = Überschiebungsfläche der Annaberger Decke; H = Hartstein, S = Schlegelberg (in Fig. a Lage der Gipfelgesteine beider Berge); L und K = im Annaberger Fenster sichtbare Lunzer und Kössener Schichten; D = Hauptdolomit nördlich vom Schlegelberg. Die Zahlen bedeuten in beiden Profilen dieselben Stellen. Im Ablagerungsraum bedeuten sie die Horizontalentfernung vom Ablagerungsort des Gipfelgesteins des Hartsteins in Kilometern.

[tektonische Karte], S. 99—107). Der Rahmen des Annaberger Fensters besteht aus Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk, im Fenster ist eine inverse, durch sehr große Mächtigkeit ausgezeichnete, SSW fallende Schichtenfolge aufgeschlossen, welche vom Wettersteinkalk bis

zu den Kössener Schichten reicht (SPENGLER 1928, Taf. I, Profile II und III). Die Annaberger Decke ist daher aus einer gewaltigen schiefen Falte dadurch entstanden, daß sich der Hangendschenkel an einer Scherfläche weiter nach N bewegte [1]).

Abb. 5, Fig. a zeigt ein Profil durch die schiefe Falte aus der Zeit, als die Annaberger Decke noch nicht existierte, Fig. b ein Profil nach Entstehung der Annaberger Decke durch Nordschub des Hangendschenkels der schiefen Falte (= Profil III bei SPENGLER 1928, Taf. I, mit einigen Ergänzungen nach unten und oben). Die an der schiefen Falte beteiligten Schichten besitzen etwa folgende Mächtigkeiten:

Rhät+Jura	500 *m*
Opponitzer Schichten+Hauptdolomit	1200—1500 *m* [2])
Lunzer Schichten	400 *m*
Mitteltrias (Gutensteiner Kalk — Wettersteinkalk)	1000—1500 *m*
	3100—3900 *m*

Diese Mächtigkeiten wurden im Mittelschenkel (im Annaberger Fenster) und im Hangendschenkel (in der Annaberger Decke) beobachtet; der Liegendschenkel liegt gänzlich in der Tiefe. Zweifellos nimmt die Mächtigkeit der kalkig-dolomitischen Triasstufen von N gegen S bedeutend zu. In Profil b [3]) wurde die heutige Landoberfläche nach Profil III (bei SPENGLER 1928) mit den Gipfeln Hartstein (H) und Schlegelberg (S), in Profil a die Lage der Gipfelgesteine der beiden Berge in dem früheren orogenetischen Stadium eingetragen. Ferner wurde mit den beiden Buchstaben L und K in beiden Profilen und auf der P. K. auf dieselben jetzt im Annaberger Fenster aufgeschlossenen Punkte hingewiesen. Der inverse Mittelschenkel ist übrigens nicht nur im Annaberger Fenster, sondern auch im Fenster von Mühlfeld (Profil III a) und im Gösinger Halbfenster (Profil I), der aus Aptychenschichten bestehende Muldenkern in der Pielachursprungmulde (Profil I) aufgeschlossen.

Zur Veranschaulichung der Größe der schiefen Falte wurden in Profil a und b Kilometer eingetragen. Da eine Faltung durch Biegung der Schichten nur möglich ist, wenn die einzelnen Schichten auf ihren Schichtflächen gleiten, liegen nur in ungefalteten Schichtenfolgen die Schichten in ursprünglicher Weise übereinander, in gefalteten Schichtenfolgen hingegen sind die ursprünglich vertikal übereinander gelegenen Punkte um bedeutende Beträge gegeneinander verschoben. Wie ein Vergleich der an der Basis der anisischen Stufe, an der Obergrenze der Lunzer Schichten und der Obergrenze des Hauptdolomits eingetragenen Kilometerzahlen zeigt, erreichen diese Gleitungen auf den Schichtflächen bei so großen Falten in ihrer Summe auch Kilometerbeträge.

---

[1]) Diese Erklärung ist allerdings nur dann möglich, wenn man das Schmelzfenster im Sinne der beiden unteren Profile bei SPENGLER 1928, S. 139, Fig. 14, deutet.

[2]) In der durch Abtragung verschwundenen Sattelbiegung dürfte der Opponitzer Kalk+Hauptdolomit durch Anschoppung sogar eine Mächtigkeit von 2000 *m* erreicht haben. Sehr große Mächtigkeiten des Hauptdolomits kommen auch sonst in diesem Kalkalpenteil vor, z. B. im Göller (Profil IV bei SPENGLER 1928).

[3]) Profil b unterscheidet sich von Profil III nur dadurch, daß die letzte flache Verbiegung der Überschiebungsfläche der Annaberger Decke fehlt.

Zum Zwecke der Abwicklung der Annaberger Decke muß zuerst diese an der Scherfläche zurückgeschoben und dann erst die große schiefe Falte ausgeglättet werden. Wie sich aus einem Vergleich der beiden Stadien des Profils III ergibt, muß man die Annaberger Decke um 6·5 *km* zurückschieben, um das Stadium b ins Stadium a zurückzuverwandeln (in Profil II wären es nur 4, in Profil I nur 3 *km*). Glättet man dann die schiefe Falte aus, so zeigt es sich, daß die Horizontalentfernung der Ablagerungsorte des Hauptdolomits der Lunzer Decke nördlich vom Schlegelberg (D in beiden Profilen) und des Gutensteiner Kalkes des Hartsteins 22 *km* betrug. Jetzt sind beide Punkte 7·5 *km* voneinander entfernt. Da im Ablagerungsraum der Punkt D vom Punkt K 8 *km*, vom Punkt L 10 *km* entfernt war, heute aber die Entfernung K—L 3 *km* beträgt, erscheint die jetzt im Annaberger Fenster sichtbare Gesteinsmasse im Ablagerungsraum in N—S-Richtung kleiner als heute. Das ist durchaus verständlich, denn die heutige Kartenebene schneidet die südfallende Schichtenfolge des Fensters diagonal, und die Diagonale ist länger als eine Seite des Rechteckes. Hingegen zeigt das Annaberger Fenster im Bereiche der Annaberger Decke im Ablagerungsraum fast genau dasselbe Bild wie die heutige Karte, da die Schichten des Fensterrahmens eine recht flache Lagerung besitzen.

Die Sulzbachschuppe ist weiter im W aus derselben Falte entstanden, aber dadurch, daß nicht der Sattel, sondern die Mulde (Pielachursprungmulde) von einer Überschiebungsfläche zerschnitten wurde. Noch weiter im W ist derselbe inverse Mittelschenkel der gewaltigen schiefen Falte im Königsbergprofil sichtbar. Auch hier ist die Schichtenfolge, besonders der Hauptdolomit, wie im Annaberger Fenster, von ungewöhnlicher Mächtigkeit (Abb. 4).

Über die Fortsetzung der Annaberger Decke in das Blatt „Gaming—Mariazell" sei folgendes bemerkt: Den unmittelbar an das Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" angrenzenden Teil habe ich seinerzeit im Anschluß an die Kartierung dieses Blattes begangen und darüber in dem Abschnitt „Das Gösinger Halbfenster" (1928, S. 105—107) berichtet. Ich erkannte die beiden zur Annaberger Decke gehörigen Deckschollen des P. 1181 und der Brandmäuer und sah, daß der Wettersteinkalk [1]) des P. 907 und die Lunzer Schichten bei Gösing und Hohenaß die Fortsetzung der im Annaberger und Mühlfelder Fenster zutage tretenden Serie sind und daher der Lunzer Decke angehören. Ich bezeichnete sie als das „Gösinger Halbfenster".

Über die weitere Fortsetzung der Annaberger Decke gegen W bestehen die Ansichten von AMPFERER (1930), LAHN (1933), TRAUTH (1934) und SPENGLER (1943, 1951, S. 372). Die Untersuchungen TRAUTHS haben gezeigt, daß die Deutungen AMPFERERS und LAHNS nicht in Betracht kommen. Meine 1943 und 1951 geäußerte Ansicht unterscheidet sich von derjenigen TRAUTHS dadurch, daß ich die ausgedehnten Muschelkalkmassen im Bereiche der Vorderen Tormäuer und des Nestelberg- und Hundsgrabens als die Fortsetzung des P. 907 betrachtete und sie daher zur Lunzer Decke rechnete und Tormäuerschuppe nannte, während TRAUTH diese Muschelkalkmassen als die Fortsetzung des P. 1181 ansah und daher zur Annaberger Decke rechnete. Nach meiner damaligen Vorstellung wären

[1]) Gutensteiner und Reiflinger Kalk auf Blatt „Gaming—Mariazell".

die Brandmäuer südlich der Schießwand, nach TRAUTH nördlich derselben sedimentiert.

Ein Versuch, die Abwicklung auf Grund meiner seinerzeit geäußerten Ansicht vorzunehmen, scheiterte an unüberwindlichen Platzschwierigkeiten in dem Raume östlich der Gfälleralm. Ich habe daher meine frühere Deutung aufgegeben und mich der Ansicht TRAUTHS angeschlossen, daß die Muschelkalkmassen der Vorderen Tormäuer samt den ihnen aufgelagerten Lunzer Schichten (bei Brennwiesen und Kerschbaum) zur Annaberger Decke gehören [1]). Die auffallend gerade Grenze zwischen dem Muschelkalk der Annaberger Decke und dem Hauptdolomit der Gfälleralm längs des Hundsgrabens kann wohl nur eine Blattverschiebung sein, an deren Ostseite die Annaberger Decke nach N vorgeschoben und außerdem nachträglich versenkt wurde. RUTTNER betrachtet (1948, S. 112) die steile Überschiebung des Stierhaltkogels als das westliche Ende der Annaberger Decke. Das wird schon richtig sein. Aber die Schubweite dieser Überschiebung ist nur ganz geringfügig (S. 255). An der Blattverschiebung des Hundsgrabens aber nimmt die Schubweite der Annaberger Decke sprunghaft zu, so daß man eigentlich erst östlich dieser Blattverschiebung von einer Decke sprechen kann [2]).

Die Blattverschiebung des Hundsgrabens ist wohl ein ähnliches Gebilde wie diejenige von Göstling (S. 255); an beiden Querstörungen ist der Ostflügel nach N geschoben.

Eine besondere Behandlung erfordert das Schmelzfenster. Überraschenderweise treten bei der Häusergruppe Schmelz südlich von Annaberg wieder Lunzer Schichten, Wettersteinkalk, Jura und Diabas fensterartig unter der Annaberger Decke zutage (SPENGLER 1928, S. 103—104). Das Schmelzfenster ist ein Doppelfenster, denn der Nord- und Ostrahmen wird von der Annaberger Decke, der Süd- und Westrahmen von der Unterbergdecke gebildet (1928, S. 119—120 und tektonische Karte auf S. 60). Der Fensterinhalt des Schmelzfensters erlaubt zwei Deutungen (1928, S. 140 und Fig. 14 auf S. 139). Ich möchte mich der zweiten, durch die beiden unteren Profile der Fig. 14 veranschaulichten Deutungsmöglichkeit anschließen, daß die im Schmelzfenster sichtbaren Gesteine Decken angehören, welche unter der Lunzer Decke liegen. Und zwar möchte ich glauben, daß die Lunzer Schichten und der Wettersteinkalk nahe nördlich der Trias des Höhenbergs (Profil II) sedimentiert wurden, wo mächtige Lunzer Schichten und Wettersteinkalk (1928, S. 63) auftreten. Die Lunzer Schichten und der Wettersteinkalk des Schmelzfensters würden daher dem südlichsten, unter den höheren Decken verborgenen Teile der Frankenfelser Decke angehören. Vom Jura und Diabas des Schmelzfensters möchte ich jetzt vermuten, daß diese Gesteine der Grestener Decke (= Pienidischen Klippendecke) angehören; denn rote und graue Aptychenkalke gibt es auch dort, und basische Eruptivgesteine sind im Bereiche der Klippenzone (z. B. Serpentin von

[1]) Auch die ausgedehnten Massen von Werfener Schichten bei Trübenbach und Wienerbruck, welche sich vom Brandkogel bis über den Ostrand des Blattes „Gaming—Mariazell" erstrecken, habe ich zur Annaberger Decke gerechnet. Es wäre allerdings möglich, daß sie teilweise zur Ötscherdecke gehören.

[2]) Der unter dem östlich der Blattverschiebung gelegenen Teil der Annaberger Decke verborgene Raum ist von dem nur unter der Sulzbachschuppe verborgenen durch zwei gestrichelte N—S verlaufende gerade Linien in der P. K. abgegrenzt.

Gstadt, TRAUTH [1954, S. 115]), aber nicht in der Frankenfelser Decke bekannt. Wenn bei Windischgarsten ein Flyschfenster vorhanden ist, warum soll da nicht in der Schmelz ein Fenster vorliegen, in dem Gesteine der Klippendecke zutage treten? Auf eine zweite analoge Stelle wird S. 267 hingewiesen. Vom Schmelzfenster bis zum Nordrand der Lunzer Decke östlich von Frankenfels sind es jetzt 13 *km*. Es ist nicht notwendig, daß die Lunzer und Annaberger Decke in dieser ganzen Breite von der Frankenfelser Decke unterlagert werden, denn es wäre auch denkbar, daß die Grestener Decke bei ihrer Unterschiebung unter die Kalkalpen von einem nördlicher gelegenen Teile der Frankenfelser Decke ein Stück abgerissen und so weit nach Süden verschleppt hat.

Östlich von Türnitz tritt eine grundsätzliche Änderung im Gebirgsbau ein: die für die Abwicklung so wichtige inverse Serie des Annaberger Fensters verschwindet leider an dessen Ostrand auf Nimmerwiedersehen und der nördliche Schubrand der Annaberger Decke läßt sich nur bis zum P. 720 nördlich von Türnitz verfolgen [1]). SE von P. 720 scheinen Gosauschichten den Schubrand der Annaberger Decke diskordant zu überlagern, was zusammen mit dem Fehlen von Gosauschichten in den Fenstern und unter dem Stirnrand der Decke für vorgosauisches Alter der Annaberger Decke spricht (SPENGLER 1928, S. 126; 1931, S. 88). Östlich von Türnitz aber wird die Annaberger Decke von der sicher nachgosauischen Reisalpendecke abgelöst.

Der Ablagerungsraum der Reisalpendecke und der Zwischenschuppen

Die Reisalpendecke zeigt zwei gegen N vorspringende Lappen: 1. Der P. 833 NW Lehenrotte, 2. Muckenkogel und Klosteralpe östlich der Traisen. Ich glaube, daß die Trennung dieser beiden Lappen nur auf die tief einschneidende Erosion der Traisen zurückzuführen ist [2]). Ebenso ist wohl auch die tiefe und breite Einbuchtung des Nordrandes der Reisalpendecke zwischen der Klosteralpe und dem Höhenberg bei Salzerbad im wesentlichen eine Erosionswirkung.

Die Reisalpendecke ist nur bei Dickenau und von Kleinzell an gegen E unmittelbar auf die Lunzer Decke aufgeschoben. Auf der ganzen Strecke zwischen diesen Punkten sind die beiden Decken durch Zwischenschuppen getrennt. Diese Zwischenschuppen sind teils abgesplitterte Teile der Lunzer Decke, wie die hauptsächlich aus Hauptdolomit und Aptychenkalken bestehende Schuppe z (1928, Profil VIII und IX) und die Staffschuppe z_3 [3])

---

[1]) Meine 1928, S. 99, unter Vorbehalt ausgesprochene Meinung, daß der Zug von Lunzer Schichten: Stelzhof—Responed (nördlich von Türnitz) noch zur Annaberger Decke gehört, hatte ich schon zur Zeit der Reinzeichnung des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" aufgegeben. Es handelt sich vielmehr um die südlichste Antiklinale der Lunzer Decke. A (?) in Profil V ist daher gegenstandslos.

[2]) NEUBAUER (S. 23) glaubt, daß diese beiden Lappen durch ein lokal weiter gegen N gerichtetes Gleiten der Ötscherdecke hervorgerufen sind. Diese Erscheinung müßte sich aber auch im Türnitzer Höger durch ein Zurückbleiben des Mittelstücks bemerkbar machen, wovon nichts zu sehen ist.

[3]) Auf die Schuppe z_2 kann man verzichten, wenn man die Lunzer Schichten des Staff nicht (wie 1928, S. 112) als die westliche Fortsetzung der Kleinzeller Lunzer Schichten, sondern als das normale Hangende des Muschelkalkes der Staffbasis betrachtet. Die aus Aptychenkalken bestehende Zwischenschuppe des Reisalpenprofils (1928, S. 110, Fig. 10, 11) könnte dann auch zur Staffschuppe Z_3 gehören.

(Profil X), teils der von der Hauptmasse der Reisalpendecke überfahrene Stirnteil der Reisalpendecke, wie die Schwarzkogelschuppe z_1 (Profile VI—X). Dabei wurde am Staff ein kleiner Teil von z_1 unter die nördlicher abgelagerte Schuppe z_3 eingewickelt (1928, S. 113).

Auch wenn man, wie es in der P. K. geschehen ist, die Ablagerungsräume der Zwischenschuppen so schmal als möglich annimmt, sind die Ablagerungsorte des Klumbergs (956 *m*), welcher der Lunzer Decke angehört, und des Muckenkogels (Reisalpendecke) mindestens 20·5 *km* voneinander entfernt (1928, S. 138), während die heutige Entfernung nur 2 *km* beträgt. Dabei wurde angenommen, daß die Ablagerungsräume von z_3 (ursprünglich südlichster Teil der Lunzer Decke) und von z_1 (ursprünglich nördlichster Teil der Reisalpendecke) nur etwa 3 *km* voneinander entfernt waren. Denn aus faziellen Gründen ist keine größere Entfernung nötig, da der nördliche Teil der Reisalpendecke im Raume von Kleinzell typische Lunzer Fazies aufweist und der Faziesübergang sich erst innerhalb der Reisalpendecke vollzieht (1928, S. 114—116).

Den *Gryphea* cf. *arcuata* führenden, an Grestener Schichten erinnernden Schubfetzen zwischen Reisalpe und Rotenstein (1928, S. 114) möchte ich nicht aus einer Zwischenschuppe, sondern ähnlich wie die Aptychenkalke des Schmelzfensters (S. 266) aus der die Kalkalpen unterlagernden Grestener Decke beziehen.

Gegen E läßt sich die Trias der Reisalpendecke ununterbrochen bis zum spitzen NE-Ende der Hauptdolomitmasse des Hochecks [1]) verfolgen (1 *km* S des Bahnhofes Altenmarkt-Thenneberg). Auf der Strecke vom Brandstätter Kogel bis über das Kieneck nach E lassen die Fallzeichen und das Vorhandensein der WNW-vergenten Schuppe östlich Speckmann im Gutenbachtal (1928, Profil XI) und der WSW-vergenten Schuppe des Kienecks (Blatt „Wiener Neustadt") einen leichten Zusammenschub im Streichen erkennen. Aus diesem Grunde habe ich (auf Grund einer ganz rohen Schätzung) die Entfernung Brandstätter Kogel—Hocheck im Ablagerungsraum um 2 *km* größer gezeichnet als gegenwärtig.

Das Verhältnis der Hauptdolomitmasse des Hochecks zum Muschelkalk des Kienberg-Gemeindeberg-Zuges wird im „Wassertal" südlich des Bahnhofes Altenmarkt-Thenneberg von SPITZ (1919) und KÜPPER (1949) verschieden gedeutet. SPITZ sagt S. 49: „Im allgemeinen liegt der Dolomit im Wassertal deutlich über dem Muschelkalk. Eine schmale Zunge scheint jedoch unter den Muschelkalk herabzugehen (Lagerung?); ich bin nicht sicher, ob hier nicht Muschelkalkdolomit vorliegt, der unmittelbar an den Hauptdolomit grenzt." Das Profil 15 bei SPITZ steht mit seiner Karte insofern nicht in Übereinstimmung, als es an der N-Seite des Mittagskogels nur Gutensteiner Kalk, keinen Hauptdolomit anschneidet, während seine Karte hier Hauptdolomit angibt. Nach KÜPPERS Karte (Taf. I) ist der Muschelkalk des Kienberges auf den Hauptdolomit des Hocheckzuges aufgeschoben. S. 125 schreibt KÜPPER: „Ergänzend soll noch erwähnt werden, daß die Gosau SW des Mittagskogels mit der SSW streichenden Gosau W von Altenmarkt zusammenhängen kann, so daß die Untertriaskalke auf die Hauptdolomite des Hochecks aufgeschoben wären. Überzeugende Aufschlüsse, die für diese Deutung sprechen, fehlen leider." Im Sinne der Deutung KÜPPERS zeichne ich in der P. K. den Ablagerungsraum des Muschelkalkes des Kienberg-Gemeindeberg-Zuges um 0·5 *km* südlicher als in der G. K.

Ein weiterer Unterschied betrifft den Wiegenberg (580 *m*) N von Altenmarkt. SPITZ betrachtet ihn als Muschelkalkdolomit und daher als eine

[1]) Die Reisalpendecke ist mit der Hocheckschuppe bei SPITZ (1919) identisch.

Deckscholle der Hocheckschuppe (Profil 13), KÜPPER hingegen hält den Wiegenberg für Hauptdolomit und erst das SE angrenzende Steinkampl (585 *m*) für Muschelkalk und legt daher die Überschiebung der Ötscherdecke erst in den Sattel zwischen Wiegenberg und Steinkampl (S. 125, Karte Taf. 1, Profil 3 auf S. 124). Da aber nach diesem Profil der Hauptdolomit des Wiegenberges auch auf die Gosauzone Brühl—Altenmarkt aufgeschoben ist, gehört der Wiegenberg offenbar zu einer Schuppe der Lunzer Decke.

Dem Nordrand der Reisalpendecke sind auf Blatt „St. Pölten" östlich vom Ramsautal ein kleines Muschelkalkvorkommen und ein 850 *m* langer Zug von Werfener Schichten vorgelagert, welche offenbar keine Deckschollen auf den Gosauschichten bilden, sondern unter diesen hervortauchen.

Ebenso gelagert ist nach KÜPPER 1949, Taf. 1 (geol. Karte) und Profil 3, S. 124 ein Muschelkalkvorkommen und ein sehr kleiner Rest von Werfener Schiefern südlich von Altenmarkt. SPITZ hingegen deutet diese Vorkommen als Deckschollen der nachgosauischen Hocheckschuppe. Da auch auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" (1952) diese Ansicht vertreten wird, folge ich für diese beiden Vorkommen der Deutung von SPITZ.

Aber der Muschelkalk und die Werfener Schichten östlich des Ramsautales können nicht zur nachgosauischen Reisalpendecke, aber auch nicht zur Lunzer Decke gehören, da diese hier in ihrem Südteil überwiegend aus Jura besteht, sondern nur zu einer bereits vorgosauisch der Lunzer Decke aufgeschobenen Ötscherdecke, deren Schubweite wohl erheblich größer war als diejenige der nachgosauischen Reisalpendecke. Das Verdienst, als erster diesen Werdegang der Gebirgsbildung erkannt zu haben, gebührt A. SPITZ (1919, Fig. 12 auf S. 108). Diese vorgosauische Ötscherdecke entspricht nach Alter und Bildungsart der Annaberger Decke, wie schon ein Vergleich des Profils a in Fig. 12 bei SPITZ mit meinem S. 262 gegebenen Profil b durch die Annaberger Decke zeigt. Bestätigt wird das Vorhandensein einer vorgosauischen Ötscherdecke durch eine Bohrung bei Brunn a. Geb. (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3).

Der Ablagerungsraum der Ötscherdecke

1. Der Raum zwischen Hieflau und Mariazell

Der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Ötscherdecke über die Lunzer Decke beginnt im W am Gamsbach unterhalb Gams, wo der Dachsteinkalk der Ötscherdecke unter Zwischenschaltung eines schmalen (zur Hallstätter Decke gehörigen?) Streifens von Haselgebirge an den Hauptdolomit der Großreiflinger Scholle grenzt, welche hier die oberste Schuppe der Lunzer Decke ist. Südwestlich des Gamstales gehört wohl noch ein sehr schmaler Streifen von Dachsteinkalk zwischen den Höfen Reitter und Kaiser zur Ötscherdecke, sonst aber ist hier die Trias des NW-Randes der Ötscherdecke und der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Ötscherdecke über die Lunzer Decke unter den Gosauschichten des Beckens von Gams verborgen (AMPFERER 1931, S. 261: „Gegen W zu greift die Gosaubucht von Gams über den Rand des Dachsteinkalkgebirges hinaus und verkittet dasselbe mit dem Hauptdolomitgebiet der Steinmauer."). Demnach ist die Überschiebung hier bereits vorgosauisch. Wahrscheinlich setzt sich die Überschiebung unter den Gosauschichten des Gamser Beckens gegen W

in die Überschiebung der Gesäuseberge (Tamischbachturm—Buchstein) über die Großreiflinger Scholle fort, so daß Ötscherdecke = Gesäusedecke ist (AMPFERER 1931, S. 255: „Man kann also wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit von einer geschlossenen Verbindung des Dachsteinkalkrandes unter der Gosaubucht von Gams reden.").

Im Gegensatze dazu ist nach den Beobachtungen von AMPFERER, TRAUTH und RUTTNER (1948, S. 102) die Überschiebung der Ötscherdecke auf Blatt „Gaming—Mariazell" nachgosauisch. Das braucht kein Widerspruch zu sein. Es ist auch an anderen Stellen der Kalkalpen beobachtet, daß sich eine vor Ablagerung der Gosauschichten entstandene Überschiebungsfläche im Tertiär nochmals in Bewegung setzte (z. B. Reiteralmdecke bei Reichenhall, SPENGLER 1951, S. 361, Fußnote).

Genauso wie die Gesäusedecke im Bereiche der Gesäuseberge bis zum heutigen Südrande der Kalkalpen reicht, ist es in der Hochschwabgruppe mit der Ötscherdecke. Wie ich bereits 1922, S. 163—168, gezeigt habe, ist BITTNERS „Gußwerk—Admonter Linie", die in ihrem Westteil mit der Gesäuseverwerfung identisch ist, kein Ausbiß einer Deckenüberschiebung, sondern vom Admonter Becken bis zum Brunntal eine Verwerfung (bzw. Blattverschiebung, siehe S. 271), die sich erst östlich des Brunntales in eine zunächst sehr steile, aber gegen E flacher werdende südfallende Überschiebungsfläche verwandelt, die sich gegen E bis zum Ostfuß der Sauwand verfolgen läßt. Auf dieser 23 *km* langen Strecke kann man also von einer Hochschwabschuppe sprechen (SPENGLER 1925, S. 290) [1]). Trotz der faziellen Übereinstimmung (mächtige massige Wettersteinkalke) besteht kein tektonischer Zusammenhang mit der Schneebergdecke (SPENGLER 1931, CORNELIUS 1939), sondern nur mit der Hohen Veitsch und mit dem vom Mürzquertal zerschnittenen, durch Mürztaler Fazies ausgezeichneten Gebiet, welches die Deckschollen der Lachalpendecke trägt (S. 289). Es gehört also trotz der abweichenden Fazies (Riff-Fazies) die Hochschwabgruppe zur Ötscherdecke, eine „Hochalpine Decke" im Sinne KOBERS gibt es nicht [2]).

Von Gams setzt sich der Nordrand der Ötscherdecke über Palfau—Lassing—Noth (Steinbachtal)—Durchlaß (oberhalb des Lunzer Sees)—Langau zum Nordhang des Ötscher fort (siehe tektonische Karte bei RUTTNER 1948).

Auf der Strecke von „Ablaß" (westlich des Steinbachgrabens) bis zum Ybbsquertal habe ich keine Stirnabtragung angenommen, da nach RUTTNER (1948, S. 101) hier die Ötscherdecke bis zu ihrer Stirn erhalten ist. Aus der Abwicklung ergab sich für den zwischen Gams und Lassing gelegenen Teil der Ötscherdecke eine Mindestschubweite von etwa 11 *km*.

---

[1]) Der nördlich des Ablagerungsraumes der Hochschwabschuppe mit Sign. II bezeichnete Raum liegt jetzt teils unter der Hallstätter Deckscholle des P. 1138, teils unter der Hochschwabschuppe verborgen.

[2]) Ich betone das hier hauptsächlich aus dem Grunde, weil P. BECK-MANNAGETTA in seiner 1955 veröffentlichten „Tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich" die Gußwerk—Admonter Linie von Hieflau an gegen E — ähnlich wie KOBER — als Überschiebung zwischen zwei Großeinheiten eingetragen hat. Auch die Ausscheidung einer breiten Hallstätter Zone im Bereiche des Gamser Gosaubeckens und das östliche Ende der Gesäusedecke bei Wildalpen widerspricht meinen Kartierungsbefunden (siehe SPENGLER 1957 a).

Bei Göstling und Lunz ist in der P. K. zwischen den Ablagerungsräumen der Sulzbachschuppe und der Ötscherdecke sogar ein Zwischenraum von nur 5—6 *km* Breite gezeichnet. Hier scheint allerdings die große Faziesverschiedenheit zwischen beiden tektonischen Einheiten für eine größere Schubweite zu sprechen. Anderseits ist zu berücksichtigen, daß sich gerade dieser Faziesübergang auch auf ganz kurzer Entfernung vollziehen kann, wie die Verhältnisse in der Reisalpendecke bei Kleinzell zeigen (SPENGLER 1928, S. 114; 1951, S. 373).

Der nördlich der Gußwerk—Admonter Linie gelegene Teil der Ötscherdecke hat in dem Raume zwischen Hieflau und Mariazell sowohl in N—S- als in W—E-Richtung eine beträchtliche Verschmälerung durch Faltung und Schuppung erfahren. Hingegen verhielt sich der südlich dieser Linie gelegene Teil, die aus massigen Riffkalken bestehende Hochschwabgruppe, viel starrer gegen den Tangentialdruck.

Im Bereiche des Ostteils des Gosaubeckens von Gams sind einige N-vergente Schuppen von geringer Schubweite vorhanden (SPENGLER 1922, S. 173, Profil X). Durch Abwicklung der Schuppen und Falten im Bereiche des Gamser Gosaubeckens und des Hochkar ergab sich, daß die Entfernung Lassing—Hochkar—Gr. Geiger vor der Orogenese um etwa 4 *km* größer war als gegenwärtig.

In den Gebirgsgruppen des Hochkar, Dürrenstein und Ötscher, aber auch im Zuge der Kräuterin und in dem dazwischen gelegenen Raume (Dolomitgebiet von Abbrenn) weist die Ötscherdecke ein SW—NE gerichtetes Hauptstreichen auf, welches etwa parallel verläuft mit dem Streichen der nördlich angrenzenden „Musterfalten" der Lunzer Decke. Gegen NE nimmt das Ausmaß des normal auf dieses Hauptstreichen gerichteten tektonischen Zusammenschubes zu. In dem Profil Langau—Neuhaus—Greith überschreitet man mehr Schubflächen als in dem Profil Steinbachtal [1])—Hochstadl. In letzterem Profil überschreitet man nur die Neuhauser Überschiebung (SPENGLER 1922, S. 171) bei Abbrenn, in ersterem außer der Neuhauser Überschiebung eine etwa 2 *km* nördlich von Neuhaus verlaufende Parallelstörung [2]), ferner die Überschiebung bei der Reislacken (SPENGLER 1925, S. 282, Profil XIV und S. 285) und die Überschiebung der Wieskogel-Tribein-Schuppe (Profil XIV und S. 283). Macht man diese Schubflächen und die Falten rückgängig, so ergibt sich ein Ablagerungsraum, der sich gegen E fächerförmig verbreitert. Das hat weiter zur Folge, daß der Ostteil der Hochschwabgruppe in der Geosynklinale etwas südlicher lag als der Westteil, so daß z. B. die Ebenstein und Hochschwab verbindende Gerade, welche heute 80° streicht, nach meiner Rekonstruktion vor der Orogenese in der Richtung 110° verlief. Oder mit anderen Worten, die Hochschwabgruppe hat sich bei der Orogenese um 30° entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht. Das würde bedeuten, daß schon von den Weyrer Bögen an die Drehung in die westkarpathische Richtung beginnt.

Ferner ist in dem westlichen Teil der Ötscherdecke auch eine Raumverkürzung im Streichen, also in der Richtung W—E oder SW—NE, ein-

[1]) Allerdings ist hier die Raumverschmälerung durch Faltung nicht unbedeutend, wie z. B. TRAUTHS Profil längs des Tremmlstollens zeigt (1948, Taf. III).

[2]) E—W-Störung bei RUTTNER 1949.

getreten. Diese Querfaltung ist schon im Gebiete des Akogels nördlich des Westteiles des Gamser Gosaubeckens zu beobachten (AMPFERER 1931, S. 254—255, Fig. 13). Viel stärker ist nach AMPFERER (1930, S. 74, Fig. 31) und RUTTNER (1948, S. 105, Abb. 2) diese Querfaltung mit N—S bis NW—SE streichenden Achsen am Nordrande der Ötscherdecke südlich von Lunz ausgeprägt. Die Fallzeichen auf Karte Taf. I bei RUTTNER 1948 zeigen, daß im Gebiete des Hetzkogels und Scheiblingsteins das W-Fallen des Dachsteinkalkes weitaus überwiegt. Durch Ausglätten dieser Querfaltung ergab sich, daß die Ablagerungsorte von Akogel und Ötscher etwa 40 *km* voneinander entfernt waren, während die heutige Entfernung nur 36·5 *km* beträgt.

Die starke Querfaltung mit N—S bis NW—SE-Achsen scheint auf den Raum nördlich der E—W-Störung (RUTTNER 1949) beschränkt zu sein. Südlich dieser Störung setzt nach RUTTNER ein anderer Bauplan (mit NNE—SSW-Achsen) ein, der wohl gegen S in den Bauplan mit NE—SW-Achsen im Dolomitgebiet von Abbrenn und in der Kräuterin übergeht. Aber auch dieser Bauplan hat eine E—W-Komponente und muß daher auch zu einer Verkürzung in E—W-Richtung führen.

Aber von der felsigen und daher gut aufgeschlossenen Hochschwabgruppe südlich der Gußwerk—Admonter Linie kann man wohl mit Sicherheit behaupten, daß eine Querfaltung fehlt. Die massigen Riffkalke würden wohl auch keine Faltung erlauben, aber es fehlen auch Anzeichen von Raumverkürzung in anderer Form, z. B. N—S streichende Schuppen. Es passen daher vor der Orogenese der nördlich und südlich der Gußwerk—Admonter Linie gelegene Raum nicht zusammen; die Hochschwabgruppe ist zu kurz.

Ich vermute nun, daß an der Gesäuseverwerfung (S. 234) außer einer Senkung des Südflügels auch eine gegen E gerichtete Horizontalverschiebung des Nordflügels (Buchstein, Tamischbachturm) um 2·5 *km* eingetreten ist. Die Gesäuseverwerfung wäre daher gleichzeitig eine W—E streichende Blattverschiebung. Macht man die Blattverschiebung rückgängig, d. h. schiebt man den Buchstein und Tamischbachturm um 2·5 *km* nach W zurück, so lag der Dachsteinkalk des Gstattersteins genau südlich desjenigen des Tamischbachturms und derjenige des Himbeersteins nur 0·5 *km* westlicher als der Gr. Buchstein. Diese 2·5 *km* betragende E-Verschiebung des Nordflügels würde sich in der östlichen Fortsetzung der Gesäuseverwerfung auf der Strecke von Hieflau bis Rotmoos durch den W—E-Zusammenschub des Nordflügels allmählich ausgleichen.

Der Ablagerungsraum der Hochschwabgruppe mußte in N—S-Richtung nur wenig breiter gezeichnet werden als gegenwärtig, da nur die ziemlich flache Gschöderer Antiklinale und die Antiklinale Eisenerz—Seeberg, die nur zwischen Heuschlagmauer und Hörndlmauer etwas stärker aufgewölbt ist (SPENGLER 1922, S. 157, Profil I), ausgeglättet und einige unbedeutende südvergente Schuppen beim Sackwiesensee (Profil III) und bei Seewiesen rückgängig gemacht werden mußten. So wurde z. B. die Entfernung Rotmoos — Ilgner Hocheck im Ablagerungsraum 17 *km* groß gezeichnet, während sie heute nur 15 *km* beträgt.

2. Der Ablagerungsraum der Unterbergdecke.

Wie ich bereits 1928, S. 135, festgestellt habe, ist die Unterbergdecke des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" die östliche Fortsetzung der nördlichen, unter der Neuhauser Überschiebung gelegenen Schuppe der Ötscherdecke des Blattes „Gaming—Mariazell".

Eine Bestimmung der Mindestschubweite der Unterbergdecke ist vor allem mit Hilfe des Halbfensters im Traisentale südlich von Hohenberg und der kleinen Deckscholle am Stadelberg möglich (SPENGLER 1928, S. 118—119). Die Deckscholle am Stadelberg liegt 3·5 *km* nördlicher als das Südende des Halbfensters bei der Walchmühle im Traisentale. Unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Stirnabtragung der Unterbergdecke ergibt sich daraus, daß z. B. bei Hohenberg die jetzt an der Überschiebungslinie unmittelbar aneinandergrenzenden Gesteine der Reisalpen- und Unterbergdecke vor der Orogenese mindestens 5 *km* voneinander entfernt waren.

Am Unterberg selbst erfordern die zwei kleinen Fenster von Hauptdolomit zwischen Blockboden und Brunntaler Höhe eine Mindestschubweite der Unterbergdecke von 1 *km*. Ich habe aber mit Rücksicht auf die oben dargestellten Verhältnisse bei Hohenberg auch noch am Unterberg selbst eine Schubweite von 3 *km* angenommen, die sich auf Blatt „Wiener Neustadt" am Trafelberg auf 2 *km* verkleinert.

Beim Panzenbeck im Tale des Mirabaches zeigt der Ausbiß der Überschiebung der Unterbergdecke eine ganz scharfe Knickung aus W—E in SW—NE-Streichen (aus dem alpinen in das westkarpatische Streichen). Die Vergenz der Überschiebung ändert sich daher plötzlich von N auf NW. Da somit die Schubrichungen beiderseits dieser Knickstelle gegen NNW konvergieren, muß hier durch das Zusammenwirken der beiden Schubrichtungen eine Verkürzung im Streichen eingetreten sein. Das muß sich darin äußern, daß die eine der beiden Schubmassen an der Knickungsstelle etwas auf die andere hinaufgeschoben ist [1]). Nach einer Beobachtung von KÜPPER scheint tatsächlich die Further Schuppe (= Schönschuppe bei SPITZ 1919) auf die Unterbergschuppe aufgeschoben zu sein. KÜPPER schreibt (1951 a, S. 85): „Es besteht der Eindruck, als ob die Basis der Further Schuppe beim Hainthaler (heute Leitner Wirt) nicht in die Basisfläche der Unterbergdecke nach W einbiegt, sondern zumindest ein Parallelast der Further Schuppe noch weiter nach S sich in der Richtung des Lederkogels erstreckt. Vorläufig ergibt sich hieraus, in großen Umrissen, daß die Unterbergdecke von der Further Schuppe überfahren wird." Um dieser Beobachtung Rechnung zu tragen, habe ich — wegen des Fehlens einer neueren Karte leider in ganz schematischer Weise — in der P. K. einen gegen S spitz endigenden Raum eingetragen, welcher den unter der Further Schuppe verborgenen Teil der Unterbergdecke andeuten soll. Der NW-Schub der Further Schuppe ist jedenfalls jünger als die N-Vergenz, wie die von KOBER (1911, Taf. III) beschriebene und abgebildete nordvergente Gaissteinfalte innerhalb der Further Schuppe zeigt.

---

[1]) Es ist im kleinen dieselbe Erscheinung, welche im großen nach KOSSMAT an der Grenze zwischen dem W—E-Streichen der Südalpen und dem NW—SE-Streichen der Dinariden zu beobachten ist.

Der Ablagerungsraum der Further Schuppe wurde zwischen Almesbrunnberg und Schönberg um 1 *km* länger gezeichnet als die gegenwärtige Länge. Daß hier eine tektonische Verkürzung eingetreten ist, zeigt u. a. die Gaissteinfalte.

3. Der Ablagerungsraum der Göllerdecke

Die Göllerdecke des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" ist die östliche Fortsetzung der südlichen, über der Neuhauser Überschiebung gelegenen Schuppe der Ötscherdecke des Blattes „Gaming—Mariazell". Bei der Darstellung des bei Mariazell gelegenen Teiles des Ablagerungsraumes der Göllerdecke wurde die Karte von HAUSER (1942, Taf. IX und X) benützt.

Die Göllerdecke besaß einen Stirnteil aus Wettersteinkalk, der aber nur am Größenberg (1086 *m*) westlich von Rohr annähernd vollständig erhalten ist und anzeigt, wie weit die Göllerdecke ursprünglich nach N gereicht hat. Weitere Reste dieses Wettersteinkalkzuges sind am Sauecker Kogel (SE St. Aegyd) und Haselstein erhalten. An den dazwischen gelegenen Stellen ist der aus Wettersteinkalk bestehende Stirnteil der Decke abgetragen, so daß man sich vorstellen muß, daß die Decke einst bis St. Aegyd und Rohr gereicht hat. Aus dem Vorsprung des Größenberges ergibt sich eine Schubweite von mindestens 5 *km*.

Das weite Vorspringen des Größenberges nach N ist nur auf Erosion und nicht darauf zurückzuführen, daß hier die Decke lokal weiter nach N vorgestoßen wurde. Denn wenn das der Fall wäre, müßte es sich dadurch bemerkbar machen, daß beiderseits des Größenberges Wettersteinkalk in südlicherer Lage auftritt.

Im Gegensatze zu der Unterbergdecke zeigt die Göllerdecke an der Grenze zwischen dem alpinen W—E-Streichen und dem westkarpatischen SW—NE-Streichen keinen scharfen Knick, sondern einen sanft und gleichmäßig gekrümmten Bogen.

Nach der geologischen Karte, Blatt „Wiener Neustadt" würde ich den 14 *km* langen Zug von Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk, der sich vom Kloster Mariahilferberg über Muggendorf und Hochwald bis fast zum Further Tal verfolgen läßt, für eine Deckscholle halten, wie es ein Profil bei KOBER (1911, Taf. IV, Profil II) zeigt. Die nordwestliche Begrenzung ist zweifellos eine Überschiebungsfläche, aber auch die südöstliche Begrenzung vom Eisenhammer Gutenstein über Blättertal—Helmwiese—Auf dem Hohenwart—Wegscheid scheint eine Überschiebung zu sein, an der an vielen Stellen Werfener Schichten in unmittelbaren Kontakt mit Lunzer Schichten und Hauptdolomit kommen. Bei zwei Exkursionen im Frühjahr 1957 habe ich gesehen, daß die Werfener Schichten bei den Bethsteighäusern und bei Brandleiten zwar sehr schlecht aufgeschlossen, aber doch im Verwitterungsboden nachweisbar sind. Auch sonst gewann ich bei dieser Gelegenheit den Eindruck, daß KOSSMATS Karte verläßlich ist. Bei Gutenstein dürfte der Wettersteinkalk südlich des Bahnhofes einerseits mit dem Gutensteiner Kalk der Deckscholle, anderseits mit dem Ramsaudolomit [1]) des Neukogls (855 *m*) normal verbunden sein, so daß die Deckscholle eigentlich eine Halbdeckscholle ist.

[1]) In der geologischen Spezialkarte „Wiener Neustadt" ist der Dolomit des Neukogls als Hauptdolomit eingetragen. Es handelt sich aber zweifellos um Ramsaudolomit (SPENGLER 1931, S. 94).

Hingegen dürfte der spitz beim Bahnhof Gutenstein beginnende, sich gegen NE allmählich verbreiternde Streifen von Hauptdolomit halbfensterartig darunter hervortreten, so daß das von der Straße Pernitz—Pottenstein durchzogene Schärfftal innerhalb dieses Halbfensters verlaufen würde.

Die Göllerdecke läßt sich auf Blatt „Wiener Neustadt" ununterbrochen bis in die Nähe von Pernitz verfolgen. Hier aber ist sie durch das Tertiär von Weidmannsfeld und das Quartär von Neusiedl verhüllt. Nach dem Kartenbild ist es aber sehr wahrscheinlich, daß sich der zwischen beiden Neukögeln durchziehende Streifen von Lunzer und Opponitzer Schichten im Wolfskogel [1]) fortsetzt. Demnach wäre die Deckscholle des Hochwald mit der am Wolfskogel beginnenden Schuppe zu verbinden, welche als die Hauptschuppe der Göllerdecke bezeichnet werden kann. Daraus ergibt sich auch für den Raum zwischen Pernitz und dem Further Tal eine Mindestschubweite der Göllerdecke von 5 *km*.

Nach der geologischen Karte läßt sich die Schubfläche an der Basis der Hauptschuppe nur bis zum Waxeneck verfolgen. Ich aber würde es für wahrscheinlich halten, daß die Schubfläche NE vom Waxeneck etwa 2 *km* im Hauptdolomit verläuft, dann von dem Tertiär westlich von Pottenstein verhüllt ist, die Triesting als Überschiebung von Hauptdolomit über Rhät bei Josefsbrunn überschreitet und schließlich unter dem Tertiär der Triestingsenke verschwindet.

Hingegen bildet die mit dem Wettersteinkalk der Steinwand beginnende und auch den Hauptdolomit „Auf der Wurzen" enthaltende Schuppe eine untere [2]), der mit Lunzer Schichten beginnende Hauptdolomitzug des Schärfftales eine obere Zwischenschuppe zwischen der Unterberg- und Göllerdecke. Nördlich des Gasthofes „Bruthenne" im Further Tal scheinen sich die beiden Zwischenschuppen zu vereinigen. Die Abspaltung der Zwischenschuppen hängt offenbar mit dem Übergang aus der Nordvergenz in die Nordwestvergenz zusammen.

Unter der Überschiebungsfläche der Göllerdecke treten auf der etwa 100 *km* langen Strecke vom Salzatal südlich vom Hochkar bis zum Triestingtal nirgends Gosauschichten zutage. Es ist daher möglich, wenn auch nicht wahrscheinlich, daß die Göllerschuppe bereits vorgosauisch ist. Hingegen ist die untere der beiden Zwischenschuppen zwischen der Unterberg- und der Göllerdecke, die man als Schuppe der Steinwandklamm bezeichnen kann, sicher nachgosauisch, da bei der Steinwandklamm, vor allem aber bei Furth unter dieser Schuppe Gosauschichten zutage treten. Dasselbe gilt von der im folgenden behandelten Gippel- und Baumeckschuppe im Hangenden der Hauptschuppe der Göllerdecke, da auch unter dieser an einigen Stellen Gosauschichten liegen.

Die Gippelschuppe (SPENGLER 1928, Taf. I, Profil VI) ist nur 9·5 *km* lang und besitzt daher wohl auch eine sehr geringe Schubweite.

Östlich des Schwarzatales hat eine ähnliche Stellung die über die Gosauschichten SE von Schwarzau überschobene Baumeckschuppe (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profile XIII—XVI). Der westliche Teil der Baumeck-

[1]) Die Opponitzer Schichten des Wolfskogels sind in einem kleinen Steinbruch hinter dem Hause des Schuhmachers Reszner in Pernitz gut aufgeschlossen.

[2]) Zu der unteren Zwischenschuppe dürfte auch der Wettersteinkalk des P. 705 am Mariahilferberg bei Gutenstein gehören.

schuppe vom Schwarzatal bis zum Klostertaler Gscheid hat eine Neuaufnahme durch H. P. CORNELIUS (1951) erfahren. Mit Hilfe seiner Profile (S. 77, Abb. 20) läßt sie sich gut abwickeln. Vor allem zeigt es sich, daß der Hauptdolomit des Baumeckkogels durch eine steilstehende Schubfläche von dem nördlichen, aus Wettersteindolomit und Lunzer Schichten mit diskordant darüberliegenden Gosauschichten aufgebauten Teile der Schuppe getrennt ist. Die südliche, aus Hauptdolomit und aufgelagertem geringmächtigen Rhät und Jura bestehende Teilschuppe wird von CORNELIUS als Schürmkogelschuppe abgetrennt. Versucht man die Faltung der nördlichen Teilschuppe in Abb. 20, Profil g auszuglätten, so erhält man eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 1·5 *km* (heutige Breite 950 *m*). Für die Schürmkogelschuppe ergibt sich eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 600 *m* (heutige Breite 300 *m*). Die Schubweite der Schürmkogelschuppe schätze ich auf etwa 0·5 *km*. Die östliche Fortsetzung der Schürmkogelschuppe ist wohl die Überschiebung von Dachsteinkalk auf Gosauschichten am Nordfuß des Kuhschneeberges (CORNELIUS S. 36, Abb. 4, Profile c und d). Daß auch Verkürzungen der Baumeckschuppe im Streichen eingetreten sind, zeigt das Profil S. 82, Abb. 21 bei CORNELIUS 1951.

Die Überschiebung an der Basis dieser Schuppe läßt sich auf Blatt „Wiener Neustadt" mit Hilfe eines Streifens von Lunzer Schichten bis zum Hause „Am Feldbaum" verfolgen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß sie von hier an durch 3 *km* gänzlich im Hauptdolomit verläuft und dann wieder durch einen Streifen von Lunzer Schichten südlich des Ortgrabens angedeutet ist. Dann folgt wohl wieder eine 2 *km* lange Strecke im Hauptdolomit und hierauf Bedeckung durch das Tertiär von Weidmannsfeld. Wahrscheinlich taucht dieselbe Schubfläche am Nordostrand dieses schmalen Tertiärstreifens zwischen den Kössener Schichten und dem Dachsteinkalk im Nordgehänge des Kitzberges wieder auf. An der Hohen Mandling treten wieder Gosauschichten unter der Überschiebungsfläche auf, von der „Schwaig" an verläuft sie neuerdings gänzlich im Hauptdolomit des Grillenberger Tales und verschwindet bei Grillenberg unter dem Tertiär. Der verhältnismäßig gerade Verlauf der Überschiebungslinie spricht für eine steile Stellung der Schubfläche und geringe Schubweite. Am Höchbauerberg (im Voistale) und im Piestingtale beträgt die Schubweite mindestens 1 *km*. Dieser Betrag wurde für die ganze Überschiebungsfläche angenommen. Für die Baumeckschuppe ergibt sich durch Ausglätten der Falte in Profil XV (SPENGLER 1931, Taf. XIX) eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 1·8 *km*.[1] In dem Raume NW der Dürren Wand dürfte der Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles dieser Schuppe wesentlich schmäler sein; ich habe ihn 700 *m* breit gezeichnet. Im Piestingtale dürfte der Ablagerungsraum der Baumeckschuppe etwa 1·5 *km* breit sein und bis Grillenberg eine Breite von 2·5 *km* erreichen.

Das durch das Tertiär von Grillenberg oberflächlich getrennte Triasgebiet des Guglzipf, in das das Triestingtal zwischen Berndorf und St. Veit eingeschnitten ist, gehört wohl auch zur Baumeckschuppe. Man kann daher diese nach ihren Endpunkten besser als Baumeck-Guglzipf-Schuppe bezeichnen, die man somit in einer Länge von über 37 *km* im Streichen verfolgen kann. Da allerdings von der „Schwaig" bis Mühlfeld (bei Grillenberg) die Überschiebungslinie auf der Karte „Wiener Neustadt" gänzlich durch Hauptdolomit gezogen ist und von hier bis Berndorf durch Tertiär

verhüllt ist, ist es fraglich, ob auf dieser 10 *km* langen Strecke noch eine tektonische Trennung von der Hauptschuppe der Göllerdecke vorhanden ist.

Über der Baumeckschuppe liegt eine Schuppe, welche ich auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" Kohlbergschuppe [1]) genannt habe (SPENGLER 1931, S. 522; Taf. XIX, Profile XIV—XVI). Besser jedoch ist es, diese Schuppe nach ihrer höchsten Erhebung als Dürrewand-Schuppe zu bezeichnen. Der Ausbiß der Schubfläche an der Basis der Dürrewand-Schuppe ist auf Blatt „Wiener Neustadt" nördlich unter dem Schober, Öhler und der Dürren Wand als Grenze zwischen einem schmalen Streifen von Dachsteinkalk und dem darüber liegenden Hauptdolomit eingetragen. Nördlich vom Öhlerkreuz tritt eine Spur Lunzer Schichten an der Basis der Dürrewand-Schuppe auf. Die Überschiebungsfläche scheint nördlich unterhalb des Nordgipfels der Dürren Wand (1155 *m*) und des Martersberges gänzlich im Hauptdolomit zu verlaufen, dann durch einige km von Tertiär und Gosauschichten verdeckt zu sein. Oberhalb von Oed überschreitet sie das Piestingtal und läßt sich als Überschiebung von Hauptdolomit über Rhät und Lias bis in die Nähe des Hochran verfolgen.

Dann taucht die Überschiebung bei Kleinfeld wieder unter dem Tertiär hervor und läßt sich bis zum Triestingtal bei Triestinghof verfolgen. Die Schubweite der Dürrewand-Schuppe ist wohl auch nicht größer als diejenige der Baumeckschuppe, vielleicht sogar kleiner. Am Kohlberg ergibt sich durch Ausglättung der in Profil XVI dargestellten Falte eine Breite des Ablagerungsraumes von 2 *km*, an der Dürren Wand scheint er noch etwas breiter zu sein. Noch breiter ist er im Bereiche der Vord. Mandling (mindestens 4 *km*), und auch im Triestingtal (zwischen St. Veit und Enzesfeld) scheint er nicht schmäler zu sein.

Ich trennte 1931, S. 521 und Taf. XIX, Profile XV—XVI die über der Kohlbergschuppe liegende Folge: Hauptdolomit-Jura als „Dürre-Leiten-Schuppe" ab. Durch die Verbreitung der Werfener Schichten beim Wurmgarten ergibt sich aber nach CORNELIUS (S. 85), daß diese Deckschollen „dem Gehänge ganz oberflächlich aufgeklebt" sind, wodurch die von mir angenommene Abtrennung der „Dürre-Leiten-Schuppe" in den Profilen XV und XVI widerlegt ist. Jedenfalls aber ist die Schichtenfolge der Dürren Leiten die östliche Fortsetzung der Schürmkogelschuppe an der Nordseite des Kuhschneeberges.

Nach Blatt „Wiener Neustadt" scheint aber südlich vom Schober eine Überschiebung unter den Gosauschichten zutage zu treten, welche den unmittelbaren Kontakt zwischen dem Dachsteinkalk des Öhler und Lunzer Schichten erklärt. Mit dieser Überschiebungsfläche beginnt eine neue Schuppe, die man als Größenbergschuppe bezeichnen kann.

Nach CORNELIUS (1951, S. 90) ist die Deckscholle der Mamauwiese in einer Synklinale eingelagert. Er kannte „keine Beobachtung, die eine Einschuppung an einer Schubfläche, wie sie SPENGLER (1931, Tafel XVIII) zeichnet, erforderlich machen würde". Ich möchte aber trotzdem daran festhalten, daß der Größenberg eine neue Schuppe bildet, und zwar deshalb, weil außerhalb des Arbeitsgebietes von CORNELIUS, etwa in

[1]) Im Gegensatz zu CORNELIUS (S. 82) möchte ich an der Trennung der Folge: Hauptdolomit-Dachsteinkalk des NW-Gehänges des Kohlberges von der Antiklinale des Kohlberges festhalten und daher von einer „Kohlbergschuppe" sprechen; denn wie käme sonst in den Profilen bei CORNELIUS S. 83, Abb. 22, c und d, die unmittelbare Berührung von Lunzer Schichten und Dachsteinkalk zustande?

der NE-Fortsetzung der Werfener Schichten der Mamauwiese, die auf Bl. „Wiener Neustadt" eingetragenen Lunzer Schichten anstehen, mit denen ich die Größenbergschuppe beginnen lasse [1]). Bei einer Exkursion im Frühjahr 1957 fand ich die von CORNELIUS (S. 90, Z. 12) erwähnten Fleckenmergel in 880 *m* Höhe im obersten Sierningtale unterhalb des Schoberbauern. In 850—830 *m* Höhe traf ich in demselben Tale die von KOSSMAT eingetragenen Lunzer Schichten, und zwar typischen Lunzer Sandstein, an dem in diesem Tale verlaufenden Wege. Die Lunzer Schichten sind offenbar auf die zur tieferen Schuppe gehörenden Liasfleckenmergel aufgeschoben.

Die Größenbergschuppe dürfte sich nordöstlich der Bedeckung durch die Gosauschichten von Miesenbach in den von Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln bedeckten Dachsteinkalken des Dürrenberges bis über Wopfing hinaus fortsetzen. Die Liasfleckenmergel des Raumes: Postl—Dürnbach dürften auch zu einer Schuppe der Göllerdecke gehören und fensterartig unter der Bedeckung mit den Hallstätter Kalken der Decke der Hohen Wand (S. 284) zutage treten.

Wie die diskordante Auflagerung der Gosauschichten auf den höheren Schuppen der Göllerdecke im Raume des Miesenbachtales zeigt, sind diese Schuppen wieder vorgosauisch.

Die südöstlichsten sichtbaren Teile der Göllerdecke im Bereiche des Blattes „Wiener Neustadt" sind die in den Fenstern des Hengst (KOBER 1912, S. 367) und von Ödenhof (AMPFERER 1919, S. 5) zutagetretenden Gesteine und der Dachsteinkalkzug, welcher die Ruine Starhemberg trägt.

4. Der südlich der Puchberg—Mariazeller Linie gelegene Raum

Wie ich 1931 gezeigt habe, ist die Puchberg—Mariazeller Linie [2]) von Mariazell bis zum Schwarzatal eine W—E streichende Muldenzone, in deren Kern sich Deckschollen einer vorgosauischen Decke erhalten haben, die man am besten mit HERITSCH (1921) und CORNELIUS (1939) als Lachalpendecke bezeichnet, welche dieselbe tektonische Stellung wie die Hallstätter Decke im Salzkammergut besitzt.

Den Muldenbau zeigt am besten das Profil durch das Gscheidl (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profil X). Auch in Profil XI ist der Muldenbau noch ungestört. In den Profilen I—IX ist die Wieskogel-Wildalpenschuppe um einen kleinen Betrag auf die Lachalpendecke nachgosauisch aufgeschoben. Außerdem weist die Schuppe eine vorgosauische Faltung auf, wie die diskordante Lagerung der Gosauschichten am Nordhange der Wildalpe (Profil V, VI) und des W-Mitterberges (Profil IX) zeigt. Der von mir als Hallstätter Kalk kartierte, dunkelgraue, undeutlich geschichtete Kalk des W-Mitterberges (SPENGLER 1931, S. 502) bildet mit Hauptdolomit den Kern einer ENE-streichenden Mulde, was sich daraus ergibt, daß zu beiden Seiten geringmächtige Mürztaler Mergel nachgewiesen sind (S. 503). Durch das Ausglätten dieser Mulde erscheint der Ablagerungsraum des W-Mitterberges in der P. K. breiter als in der G. K.

1931, S. 503, habe ich angenommen, daß das Ostende des W-Mitterberges von den Werfener Schichten der Lachalpendecke unterlagert wird, die ein bis zum Bärensattel reichendes Halbfenster bilden. Wie Profil IX zeigt, müßte in diesem Falle die Schubweite der Schuppe des W-Mitterberges mindestens 2 *km* betragen. Eine Schuppe von dieser

[1]) Die Schubfläche liegt daher an der NW-Seite der Lunzer Schichten nicht an der SE-Seite, wie sie auf Bl. „Wiener Neustadt" eingetragen ist.

[2]) Meine Stellungnahme zu A. THURNER (1951) siehe bei SPENGLER 1957 a.

Schubweite müßte sich entweder — wenn auch vielleicht mit etwa verringerter Schubweite — in das Gebiet des Donnerkogels fortsetzen oder an einer Blattverschiebung ein plötzliches Ende haben. Wie Profil X zeigt, ist im Gebiet des Donnerkogels keine Spur dieser Schuppe vorhanden, und wie die geologische Karte erkennen läßt, liegt auch keine Blattverschiebung vor. Ich glaube daher jetzt, daß meine damalige Meinung, daß die Werfener Schichten unter dem W-Mitterberg durchziehen, irrig war, und ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Werfener Schichten der Lachalpendecke den vorher gefalteten Kalken und Dolomiten des W-Mitterberges mit einer Reliefüberschiebung aufgeschoben und außerdem nachträglich am Ostende des W-Mitterberges an einem Querbruch abgesenkt sind. Die Schubweite der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe dürfte am Ostende des W-Mitterberges schon so unbedeutend sein, daß sie östlich des Bärensattels ganz ausklingen kann. Dafür spricht auch, daß die Mürztaler Mergel am Südhang des W-Mitterberges die westliche Fortsetzung der Lunzer Schichten des Aiblsattels sind (SPENGLER 1931, S. 519). Die kleine Schubfläche an der N-Seite des Steinecks hat nichts mit der Überschiebung der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe zu tun.

Da nach den Profilen 1—4 und 6 bei CORNELIUS 1939 die Verschmälerung des Tonion-Königskogelgebietes und der Schneealpe durch die Faltung verhältnismäßig gering ist, wurde der Ablagerungsraum der Mürztaler Kalkalpen in der P. K. nur unbedeutend breiter gezeichnet als in der G. K. (Gegenwärtige Entfernung des Hochveitschgipfels vom Nordrand des Blattes Mürzzuschlag 11·2 *km*, vor der Faltung 14 *km*). Auch der unter der SW-vergenten Tonion-Überschiebung (CORNELIUS 1939, S. 152) verborgene Raum wurde nur sehr schmal angenommen. Im Bereiche der Mürztaler Kalkalpen wurden nur die von den Deckschollen der Lachalpendecke verhüllten Räume mit Vertikalschraffen bezeichnet, die unter der „Zwischenschuppe" liegenden nicht, da das Heimatgebiet der hauptsächlich aus Mürztaler Mergeln bestehenden Zwischenschuppe (CORNELIUS 1939, Taf. IV) wohl nur wenige Kilometer südlich ihrer heutigen Lage über dem Wettersteindolomit der Gegend von Mürzsteg lag und daher in der P. K. nicht darstellbar ist.

Neuerdings versucht MEDWENITSCH (1958) den von ihm aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee beschriebenen Deckenbau auch in den Mürztaler Kalkalpen aufzufinden. Er begründet diesen Versuch nur auf Ähnlichkeiten der Fazies, unterläßt aber — wenigstens in dem kurzen Vortragsbericht — den Nachweis, daß an den Faziesgrenzen wirklich Überschiebungsflächen liegen. Der Nachweis der Überschiebungen ist aber meiner Ansicht nach noch wichtiger als der Faziesvergleich, denn ich kann den Satz: „gleiche Fazies = gleiche Decke" nicht als Axiom betrachten. Insbesondere vermisse ich den Nachweis, daß die von MEDWENITSCH als untere und obere Hallstätter Decke beschriebenen Einheiten von der von ihm als „Tirolikum" bezeichneten wirklich durch eine Deckenüberschiebung getrennt sind. Gegen das Vorhandensein der Deckenüberschiebung spricht die Tatsache, daß in der Wildalpe Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in einem einheitlichen Profile auftreten (SPENGLER 1931, S. 500—501) und daß die Mürztaler Kalke und Mergel (untere Hallstätter Decke nach MEDWENITSCH) SE von Gußwerk dem zum Hochschwab gehörigen mächtigen Ramsaudolomit des Wasserbauerkogels normal aufgelagert sind (SPENGLER 1925, S. 202—204). Würde man mit MEDWENITSCH sogar den Hochanger zur unteren Hallstätter Decke rechnen, müßte der ganze Hochschwab zu dieser Decke gehören, da der Hochanger vom Hochschwab nur durch ein reines Erosionstal (Seegraben) getrennt ist. Hauptsächlich aus diesen Gründen muß ich die Ansicht von MEDWENITSCH ablehnen und an der von CORNELIUS (1939) vertretenen Auffassung festhalten, daß in den Mürztaler Kalkalpen die Hallstätter, bezw. Mürztaler Fazies eine lokale Ausbildung innerhalb des „basalen Gebirges" ist.

Der Ablagerungsraum der Schneebergdecke

Nach CORNELIUS ist die aus einer fast starren Wettersteinkalkplatte bestehende, Rax und Schneeberg aufbauende Schneebergdecke durch Drehung um einen W oder SW von der Heukuppe gelegenen Punkt (1937,

S. 185) in ihre heutige Lage gelangt. In Fig. 12 (S. 186) hat CORNELIUS selbst diese Drehung rückgängig gemacht. Nach dieser Kartenskizze liegt der Drehpunkt 3 *km* SW der Heukuppe, das Ausmaß der Drehung beträgt 30° gegen den Uhrzeiger. Ich bin im wesentlichen dieser Konstruktion von CORNELIUS gefolgt, doch habe ich den Drehpunkt 5 *km* SW der heutigen Lage der Heukuppe [1]) angenommen. Wie auch CORNELIUS (1951, S. 92) angibt, ist offenbar die Drehung durch Gleitung der Kalkplatte auf der Unstetigkeitsfläche zwischen Werfener Schiefern und Kalk erfolgt. Daher wurden die Werfener Schiefer nicht konform mit der Kalkplatte gedreht [2]). Es sind somit die heute unmittelbar unterhalb des Südhanges der Rax und der Gahnsleiten aufgeschlossenen Werfener Schiefer erst durch die Drehung (und die ihr nachfolgende Erosion) freigelegt worden, so daß ihr Ablagerungsraum nicht eingezeichnet werden konnte, da er mit demjenigen des Südteiles der Wettersteinkalkplatte der Rax zusammenfällt. Selbstverständlich war die Drehung nur durch das Vorhandensein einer Schwächezone zwischen den Kalkmassen der Rax und der Schneealpe möglich; denn die Trias der Schneealpe wurde nicht mitgedreht. Diese Schwächezone wurde durch den Drehvorgang in eine Querstörung mit nach N stetig zunehmender W-vergenter Schubweite umgestaltet. Ich vermute, daß ein alter Erosionseinschnitt etwa in der Linie: Altenberger Tal—Naßkamm—Naßwald die Schwächezone verursachte.

Außer der Drehung muß aber auch die Horizontalverschiebung am Großen Höllentalbruch rückgängig gemacht werden, an dem nach CORNELIUS (1937, S. 189) der ESE-Flügel um 1200 *m* weiter nach N verschoben wurde als der WNW-Flügel. Zum Zwecke der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes muß man daher Hochschneeberg und Ostteil der Rax gegenüber dem Kuhschneeberg und dem Westteil der Rax um 1200 *m* nach SW zurückschieben. Dann kommt man mit dem Ablagerungsraum des Hengstfensters nicht in Konflikt, wenn man an der Stirn der Schneebergdecke eine schmale abgetragene Gesteinsmasse annimmt, die allerdings vor der Orogenese der in der SW-Ecke des Hengstfensters sichtbaren nahe benachbart gewesen sein mußte. Daß Teile der Schneebergdecke der Erosion zum Opfer gefallen sind, zeigen am besten die zwei kleinen Deckschollen von Wettersteinkalk, welche den Sporn der Zwieselmauer (auf Blatt Schneeberg—St. Aegyd) fortsetzen. Auch das Fehlen einer Stirnwölbung an den Fadenwänden (CORNELIUS 1951, Taf. II, Profil 1) spricht dafür, daß hier der Stirnteil der Schneebergdecke abgetragen ist.

Im Innern der Schneebergdecke sind an drei Stellen die Triasgesteine abgetragen: in den zwei Fenstern des Hengst und von Ödenhof sowie in dem Raume SW Breitensohl, wo Gesteine der Grauwackenzone unter der Trias der Schneebergdecke zutagetreten (CORNELIUS 1951, S. 6).

Südlich des der Schneebergdecke angehörigen Ablagerungsraumes der Gahnsleiten wurden die schmalen Ablagerungsräume der südvergenten Schuppen eingetragen. CORNELIUS unterscheidet zwei Überschiebungen, von denen die obere „Gahnshaus-Überschiebung" (1951, S. 60 und Abb. 15

[1]) In der P. K. ist nicht die heutige Lage der Heukuppe, sondern der Ablagerungsort des Gipfelgesteins vor Eintritt der Drehung eingezeichnet.

[2]) Der nordöstliche Teil der Werfener Schichten dürfte aber die Drehbewegung mitgemacht haben (siehe S. 281).

auf S. 61), die untere „Geyerstein-Überschiebung" (1951, S. 59 und Abb. 14 auf S. 58) heißt. Beide Überschiebungen zeigt Profil 2 auf Taf. II bei CORNELIUS (1951). Die zwischen beiden Überschiebungen liegende Schuppe soll Haberlerkogel-Schuppe, die unter der Geyerstein-Überschiebung liegende Geyerstein-Schuppe heißen. Wie CORNELIUS S. 60 mitteilt, wurden bei einer Bohrung bei P. 1198 unter Mitteltrias 0·5 *m* mächtige Gosauschichten festgestellt. Das beweist, daß die Schubweite der Gahnshausüberschiebung mindestens 0·5 *km* beträgt, wie in Profil 2 auf Taf. II dargestellt ist. Aus der Karte von MOHR (1910) ergibt sich, daß sich die Gosauschichten der Haberlerkogel-Schuppe um die Ecke bei Wernhardt herum wenigstens bis zum Klausgraben erstrecken. Dasselbe beobachtete auch AMPFERER (1919, S. 23). Man kann nun dieses N—S streichende, etwa 800 *m* lange Stück des Gosaustreifens und die darunter liegende, geringmächtige Trias als einen Querschnitt durch die Haberlerkogel-Schuppe betrachten. Daher muß die Schubweite der Gahnshaus-Überschiebung hier mindestens 800 *m* betragen. Nach dem beträchtlichen Faziesunterschied in der Trias — geringmächtiger Wettersteinkalk in der Geyerstein- und Haberlerkogel-Schuppe (CORNELIUS 1951, S. 59), sehr mächtiger Wettersteinkalk oder Wettersteindolomit über der Gahnshaus-Überschiebung — möchte ich eine südvergente Überschiebung mit etwas größerer Schubweite für wahrscheinlich halten. Ich habe daher angenommen, daß der Ablagerungsraum der Haberlerkogel-Schuppe von demjenigen der Gahnsleiten etwa 5 *km* entfernt war.

Nach der geologischen Karte ist die Gahnshausüberschiebung unmittelbar westlich der Profillinie zu Ende. Das ist kaum möglich. Ich möchte daher glauben, daß — entgegen der Ansicht von CORNELIUS — in der Profilserie Abb. 14 die obere Überschiebung der Gahnshausüberschiebung, die untere der viel unbedeutenderen Geyersteinüberschiebung entspricht. Die Gahnshausüberschiebung wäre demnach auf der geologischen Karte des Schneeberges in einer Länge von 7·5 *km*, die Geyersteinüberschiebung nur in einer Länge von 1 *km* sichtbar. Ich habe auch in diesem Sinne die Abwicklung durchgeführt.

Nach CORNELIUS (1951, S. 92 und tekton. Karte S. 99) gehören die mächtigen, gipsreichen Werfener Schichten des Puchberger Beckens nicht zur Schneebergdecke, sondern zu. dem von der Schneebergdecke eingewickelten Teil der Lachalpendecke, wobei aber die Abgrenzung gegen die Werfener Schichten der Schneebergdecke unsicher ist.

Es ist sehr schade, daß CORNELIUS seine Neuaufnahme nicht über den Ostrand der Schneebergkarte hinaus bis zum Wiener Becken fortsetzen konnte. Ich bin daher für diesen Raum auf die geologische Spezialkarte „Wiener Neustadt", auf AMPFERER 1919, auf die Aufnahmsberichte PLÖCHINGERS (1956—1958) und auf einen kurzen Exkursionsbericht von EDITH KRISTAN (1956) angewiesen. Besonders schlimm ist es, daß für das kleine Stück Kalkalpen auf Blatt „Neunkirchen" östlich der Schneebergkarte von CORNELIUS keine gedruckte geologische Karte existiert, und ich bin Herrn Dr. PLÖCHINGER sehr dankbar, daß er mir für diesen Raum eine handkolorierte Kopie seiner noch nicht veröffentlichten Neuaufnahme überließ. Die Karten von MOHR (1910 und 1923) zeigen nur kleine Teile dieses Gebietes.

Wenn wir die tektonische Deutung, welche CORNELIUS für das Schneeberggebiet gegeben hat, gegen E bis zum Rande des Wiener Beckens fort-

setzen, so müßten wir wohl die mächtigen gipsreichen Werfener Schichten von Hornungtal und des Eichberges und Zweier-Waldes zur Lachalpendecke, den „Riffkalk des Dürrenbergzuges" (wohl Wettersteinkalk) hingegen bis zum Kalkalpenrande zur Schneebergdecke rechnen. Das hätte aber zur Folge, daß in dem ganzen 13 *km* langen Raume zwischen Puchberg und dem Rande des Wiener Beckens die Schichtenfolge Untertrias+Mitteltrias nur scheinbar normal wäre, und daß man an der Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem Anis überall eine Deckenüberschiebung annehmen müßte, was sehr unwahrscheinlich ist, weil dafür nirgends lokale Anzeichen bestehen, z. B. Einschaltungen jüngerer Gesteine zwischen Skyth und Anis.

Ich möchte daher trotz aller Vorteile, welche CORNELIUS (1951, S. 92 und 93) für seine Ansicht anführt, eher glauben, daß auch die gipsführenden Werfener Schichten des Puchberger Beckens und deren östliche Fortsetzung bis Netting samt den aufgelagerten Kalken des Thalberges und Kienberges zur Schneebergdecke gehören. Wie ich aus einer mündlichen Aussprache weiß, befinde ich mich hier in Übereinstimmung mit PLÖCHINGER, der derzeit mit einer Neuaufnahme dieses Gebietes beschäftigt ist. Man kann sich ja vorstellen, daß ein Teil der Werfener Schiefer-Unterlage der Riffkalke der Schneebergdecke im S zurückgeblieben, der andere Teil beim Deckenschub nach N mitgenommen wurde.

Der Ablagerungsraum der Hohen Wand und des Südrahmens des Gosaubeckens der Neuen Welt

KOBER (1911, 1912) hat das Gebiet der Hohen Wand der Hallstätter Decke zugerechnet, AMPFERER (1919, S. 4) hingegen der Schneebergdecke. Auch ich (SPENGLER 1951, S. 380) und CORNELIUS (1951, S. 93) sind AMPFERERS Ansicht gefolgt. Für die Verbindung von Schneeberg und Hoher Wand spricht vor allem das morphologische Bild: die mächtige Kalkplatte der Hohen Wand scheint die Fortsetzung der mächtigen Kalkmassen des Schneeberges und des Gahnsplateaus zu sein.

Anderseits ist aber auch zu beachten, daß zwischen Schneeberg und Gahns einerseits und der Hohen Wand anderseits ein beträchtlicher Faziesgegensatz besteht: mächtiger Wettersteinkalk im Rax-, Schneeberg- und Gahnsgebiet, geringmächtiger Reiflinger Kalk an der Westseite der Hohen Wand.

Das Auftreten von Hallstätter Kalk in der Hohen Wand hingegen braucht keinen Faziesunterschied zu bedeuten, da in der Schneebergdecke die Obertrias gänzlich abgetragen ist und wir daher nicht wissen können, ob über dem Wettersteinkalk des Schneeberges und der Rax einst Hallstätter Kalk lag oder nicht. Allerdings muß diese Abtragung schon in der mittleren Kreide eingetreten sein, denn an einigen Stellen des Schneeberges und der Rax transgredieren die Gosauschichten über den Wettersteinkalk, und sogar zur Zeit der vorgosauischen Überschiebung der Lachalpendecke war die Obertrias bereits verschwunden, wie die Deckscholle in der Gupfmulde an der Westseite der Rax (AMPFERER 1919, Fig. 45, CORNELIUS 1936, S. 36, Prof. 3) zeigt.

Es reicht also das große mitteltriadische Diploporenriff der Rax und des Schneebergs nicht mehr in das Gebiet der Hohen Wand hinein. Aber dieser Faziesunterschied braucht noch kein Hindernis für eine Zurechnung der Hohen Wand zur Schneebergdecke zu sein, denn auch innerhalb einer Decke können Faziesübergänge auftreten.

Hingegen scheint das Mitteltriasriff im Südostrahmen des Gosaubeckens der Neuen Welt vorhanden zu sein. Nach PLÖCHINGER (1956, S. 73) besteht dieser schmale Kalkzug aus Wettersteinkalken, denen Hallstätter Kalk aufgelagert ist. Demnach scheint der Ablagerungsraum der Trias der Hohen Wand nördlich des Mitteltriasriffes zu liegen.

Sehr wichtig hingegen ist es, daß die Hohe Wand enge fazielle Beziehungen zu der östlich des Ödenhofer Fensters auftretenden Schuppe des Hochberges aufweist. Auch hier fehlt das Diploporenriff der Mitteltrias, aber Hallstätter Kalke sind vorhanden. Nach E. KRISTAN (1956, S. 45) und B. PLÖCHINGER (mündliche Mitteilung) liegt diese Schuppe über den Gesteinen des Fensters von Ödenhof, aber unter der Schneebergdecke. Diese tektonische Stellung der Hochbergschuppe ergibt sich einerseits daraus, daß die Dachsteinkalke, Kössener Schichten und Liasfleckenmergel des Ödenhofer Fensters gegen NE unter die Schichtenfolge des Hochberges einfallen, welche mit einer dünnen Lage von Werfener Schiefern [1]) beginnt, anderseits daraus, daß die Hochbergschuppe fensterartig unter den mächtigen Werfener Schichten der Schneebergdecke hervortritt. Auch ist die Schichtenfolge der Hochbergschuppe von derjenigen der Schneebergdecke so verschieden, daß sie sich weder mit dem Gutensteiner Kalk des Himberges und Kienberges im N noch mit dem Wettersteinkalk des Kuhberges im S verbinden läßt. Ebenso groß ist die fazielle Verschiedenheit im Vergleich mit dem Ödenhofer Fenster, so daß die Hochbergschuppe nur einer zwischen der Ötscherdecke und der Schneebergdecke gelegenen Decke angehören kann. PLÖCHINGER betrachtet auch die Kalke des Kirchbühel bei Höflein und deren östliche Fortsetzung als ein kleines Fenster unter den Werfener Schichten der Schneebergdecke.

Das alles legt daher die Vermutung nahe, daß der Zug der Hohen Wand unter den Gosauschichten von Grünbach und unter den Werfener Schichten von Hornungtal durchzieht und im Hochberg wieder zutagetritt. Wir kommen dadurch zu einer Deckengliederung, welche der KOBERSCHEN Gliederung: Voralpin, Hallstätter Decke, Hochalpine Decke entspricht. Ich möchte aber für die mittlere Einheit trotz ihrer Hallstätter Fazies lieber den Namen „Decke der Hohen Wand“ [2]) wählen, weil diese im östlichsten Teil der Kalkalpen entwickelte Decke mit der Hallstätter Decke des Salzkammergutes keinen Zusammenhang hat.

Die Decke der Hohen Wand ist nur im Ostteil des Ödenhofer Fensters vorhanden, im Westteil grenzen die Dachsteinkalke des Anzberges und die diesem aufgelagerten Rhät- und Liasgesteine unmittelbar an die Schneebergdecke. Hier war also die Decke der Hohen Wand offenbar bereits durch die Erosion entfernt, als die Schneebergdecke ankam. Dasselbe gilt für das Fenster des Hengst, wo die der Göllerdecke angehörigen Gesteine des Hengst unmittelbar an die Schneebergdecke grenzen. Ferner wissen wir

[1]) Nach Blatt „Wiener Neustadt“ scheint die Hochbergschuppe von den Gesteinen des Ödenhofer Fensters durch keine Werfener Schichten getrennt zu sein. Doch ist der schmale, in dieser Karte als Lunzer Schichten eingetragene Zug (beim „S“ von „Stremberg“) in Wirklichkeit Werfener Schiefer wie bereits AMPFERER (1919, S. 38) erkannt hat, KRISTAN beschreibt und ich selbst bei einer unter der Führung von PLÖCHINGER im Frühjahr 1957 erfolgten Besichtigung der Stelle bestätigen konnte.

[2]) Diese Bezeichnung wurde bereits von KOBER angewendet (1912, S. 385).

nicht, ob in der Umgebung der Fenster und östlich derselben bis zum Wiener Becken unter der Schneebergdecke noch Reste der Decke der Hohen Wand liegen oder nicht. Ich habe daher diesen Raum mit Signatur VII bezeichnet. Es ist z. B. möglich, daß die Hochbergscholle nicht mehr im Zusammenhang mit der Hohen Wand steht und nur mehr eine isolierte Deckscholle der Decke der Hohen Wand darstellt.

Auch gegen W scheint die Decke der Hohen Wand zwischen Göller- und Schneebergdecke an einzelnen Stellen zutagezutreten. Vielleicht darf man die Gutensteiner Kalke, die nach CORNELIUS (1951, S. 42, Abb. 7) das Südgehänge des Haltberges bedecken, zur Decke der Hohen Wand rechnen. Das ist besonders dann wahrscheinlich, wenn die Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Hutberges zur Decke der Hohen Wand gehören, was allerdings nicht ganz sicher ist.

Ferner dürften die norischen Hallstätter Kalke der Losenheimer Schubscholle, wie ich sie 1931, S. 513 und Tafel XVIII genannt habe, zur Decke der Hohen Wand gehören.

Die Losenheimer Schubscholle besteht: 1. aus einem hellen massigen Kalk, in dem PIA die für Anis bezeichnenden Wirtelalgen *Physoporella pauciforata* und *Diplopora hexaster* fand. Mit Recht stellt daher auch TOTH diesen Kalk ins Anis. 2. Aus rotem, norischen Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria*. CORNELIUS konnte die hellen Kalke von den angrenzenden sicheren Dachsteinkalken des Größenberges nicht trennen und kartierte sie daher trotz der anisischen Diploporen als Dachsteinkalk und als das normale Liegende der norischen Hallstätter Kalke (1951, S. 25). Er nahm an, daß die von Hallstätter Kalk bedeckten, Diploporen führenden Dachsteinkalke des Hühnerbühel den Südschenkel, die von Kössener Schichten bedeckten, Megalodonten führenden Dachsteinkalke des Größenberges den Nordschenkel einer einfachen Mulde bilden [Taf. II, Profil 2 [1]), S. 86, Abb. 23]. KRISTAN deutet das Profil des Sebastiansbaches im Sinne der Deckentektonik KOBERS: Dachsteinkalk und Kössener Schichten des Größenberges = Tirolikum, Hallstätter Kalk = Hallstätter Schuppe, Diploporenkalk = Schneebergdecke. Gegen die am einfachsten scheinende Deutung durch CORNELIUS ist einzuwenden: 1. Es wäre sehr merkwürdig, wenn hier gleich zwei sonst für Anis charakteristische Wirtelalgen in der Obertrias vorkommen. Mir scheint es daher doch richtiger zu sein, die Diploporenkalke ins Anis zu stellen. 2. Es wäre sehr auffallend, wenn in zwei Parallelmulden (Schabrunstmulde und Sebastianswasserfall-Mulde) jeweils der S-Schenkel Hallstätter Kalk, der N-Schenkel Kössener Schichten führen würde. 3. Die in der geol. Karte des Schneeberges zwischen Sonnleiten und P. 724 eingetragenen Lunzer Sandsteine und Trachyceras-Schichten dürften auf einem Druckfehler in der nach dem Tode des Verfassers erschienenen Karte beruhen. Wenigstens werden sie nirgends im Text der Arbeit erwähnt, Abb. 23 e (S. 86) verzeichnet hier Werfener Schichten und auf S. 87 steht: „Der Dachsteinkalk des Hühnerbühels und seine Fortsetzung bis zur Ruine Losenheim (S. 85) ist wieder ein antiklinales Element. Der S-Flanke liegen unmittelbar die überschobenen Werfener auf". Demnach scheint mir die von KRISTAN gegebene Deutung wahrscheinlicher zu sein. Es ist nur auffallend, daß zwischen dem Diploporenkalk und dem Hallstätter Kalk auf der 2·5 *km* langen Strecke von P. 832 bis zum Hühnerbühel nirgends Werfener Schichten auftreten, wenn man ersteren zur Schneebergdecke, letzteren zur Decke der Hohen Wand rechnet. Vielleicht ist der Diploporenkalk ein nur hier sichtbarer inverser Mittelschenkel der Schneebergdecke im Liegenden der Werfener Schichten des Puchberger Beckens? Welches Alter hat der Dolomit [2]) nördlich vom Whs. Wanzenbeck (Abb. 23 d)? Im Sinne der Deutung KRISTAN müßten wir etwa längs der NW-streichenden Querstörung im NE-Gehänge des „Abfall" die Grenze zwischen dem Diploporenkalk und dem Dachsteinkalk ziehen. Ganz befriedigend ist das schwierige Einzelproblem der Losenheimer Schubscholle auch durch den Exkursionsbericht von EDITH KRISTAN noch nicht gelöst.

[1]) In Profil 2 sind die Hallstätter Kalke am Hühnerbühel irrtümlicherweise als Kalke der Werfener Schichten bezeichnet.

[2]) In der geol. Karte sind die roten Punkte ausgeblieben.

In der P. K. habe ich den Ablagerungsraum des Hallstätter Kalkes von Losenheim als sehr schmalen, aber 2·5 *km* langen Streifen zwischen den Ablagerungsräumen des Hengst und der Schneebergdecke eingetragen.

Hallstätter Kalk weist auch die Naßwalder Schubscholle (SPENGLER 1931, S. 510—512, Taf. XVIII) auf. Nach CORNELIUS (1937, S. 170, 171) ist die hauptsächlich aus Mürztaler Mergeln und norischem Hallstätter Kalk aufgebaute Naßwalder Schuppe in sich mehrfach geschuppt. Die Fazies läßt sich recht gut mit derjenigen des Mürzschluchtprofils südlich von Frein vergleichen. Während aber das Mürzschluchtprofil durch Übergänge mit der Dachsteinkalkfazies der Wildalpe verbunden ist und zu derselben Decke gehört wie der Göller (CORNELIUS 1939), tritt hier an der Grenze beider Faziesräume eine Schubfläche auf, für die aber eine Schubweite von wenigen Kilometern genügt. Aber südlicher als die Lunzer Schichten und die Opponitzer Kalke des Lammergrabens (siehe geol. Karte des Raxgebietes 1 : 25.000 von CORNELIUS) muß der Ablagerungsraum liegen, wie sich aus der Faziesverschiedenheit ergibt. Die Naßwalder Schubscholle ist eine nur aus obertriadischen Gesteinen bestehende Schuppe, deren aus mitteltriadischen Gesteinen bestehendes Liegendes unter der Schneebergdecke zurückgeblieben ist. Hätte die Erosion nicht das Naßwalder Halbfenster geschaffen, würden wir von der Naßwalder Schubscholle überhaupt nichts wissen. Die Naßwalder Schubscholle kann aber nicht zur Decke der Hohen Wand gehören, denn zwischen den Ablagerungsräumen der Göllerdecke und der Schneebergdecke ist zu wenig Platz für eine Verbindung zwischen der Decke der Hohen Wand und der Naßwalder Schubscholle, wenn man der Feststellung von CORNELIUS folgt, daß die Schneebergdecke nur einer Drehbewegung ihre Entstehung verdankt.

Der Ablagerungsraum der Decke der Hohen Wand wurde NNE desjenigen der Schneebergdecke eingetragen, und zwar in dem sich gegen E öffnenden Raum, der sich durch die Rückdrehung der Schneebergdecke um 30° ergab. Die Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Hohen Wand selbst und des Emmerbergzuges, des Südostrahmens der Neuen Welt, wurde durch Ausglättung der tiefen Gosaumulde der Neuen Welt bestimmt. Dazu wurde das Profil von W. PETRASCHECK (1926/29, Abb. 191, S. 316) verwendet. Daraus ergab sich, daß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen beider Triasmassen etwa um 1·5 *km* breiter war als ihre heutige Entfernung. Zwischen den Ablagerungsräumen der Schuppenzone der Göllerdecke und der Decke der Hohen Wand lag ein etwa 5—8 *km* breiter Zwischenraum, der nach den Erfahrungen bei Frein für den Faziesübergang völlig ausreicht.

Die Überschiebungen der Decke der Hohen Wand und der Schneebergdecke müssen bereits vor Ablagerung der Gosauschichten eingetreten sein, und zwar ist die Decke der Hohen Wand älter als die Schneebergdecke.

Das vorgosauische Alter der Decke der Hohen Wand ergibt sich vor allem aus der Lagerung der Gosauschichten des Miesenbachtales, welche diskordant über den oberen Schuppen der Göllerdecke und der Decke der Hohen Wand liegen, wie schon ein Blick auf Blatt „Wiener Neustadt" zeigt. Die Decke der Hohen Wand hat bereits vor der Transgression des Gosaumeeres eine weitgehende Zerstörung durch die Erosion erfahren, wie die winzige, von BITTNER (1882, S. 140) beschriebene Klippe von Hallstätter Kalk bei Frohnberg und die Klippe von Hernstein zeigt. Auch die schmalen Streifenfenster in dem Raume zwischen dem Miesenbachtal und dem NW-Abhang der Hohen Wand, in denen der Liasfleckenmergel der Göllerdecke zutage tritt, müssen bereits vor der Transgression des Gosaumeeres vorhanden gewesen sein, wie die Lagerung der Gosauschichten bei den Mühlsteighäusern zeigt. Die Decke der Hohen Wand hat in sich zweifel-

los eine nicht unbedeutende Verschmälerung durch Faltung und Schuppung erfahren. Diese Bewegungen sind teils vorgosauisch, teils nachgosauisch. Zu letzteren gehört die schon von BITTNER beschriebene SE-vergente Überfaltung der Trias der Hohen Wand über das Gosaubecken der Neuen Welt. Der Ablagerungsraum der Decke der Hohen Wand war daher in SE—NW-Richtung zweifellos breiter als das gegenwärtige Kartenbild. Da aber vorläufig noch keine Profile vorliegen, welche sich zur Ausglättung der Falten eignen, wurde der Ablagerungsraum in der P. K. nicht breiter gezeichnet als das Kartenbild in der geol. Spezialkarte.

Aber auch die Überschiebung der Schneebergdecke kann nicht nachgosauisch sein (wie CORNELIUS annimmt), da die Gosauschichten der Neuen Welt die Überschiebung der Schneebergdecke über die Decke der Hohen Wand diskordant überlagern[1]). Mit ihrem größeren NE-Teil liegt die Gosaumulde über der Decke der Hohen Wand, von Netting bis Grünbach verhüllt sie gerade die Überschiebung, der Westteil, die Mulde von Ratzenberg, liegt ganz auf der Schneebergdecke. Auch das Fehlen der Gosauschichten in den Fenstern des Hengst und von Ödenhof spricht — wenn auch nicht so entscheidend — für vorgosauisches Alter der Schneebergdecke. Die wenigen Stellen, an denen CORNELIUS eine Überschiebung der Trias der Schneebergdecke über Gosauschichten beobachtet hat: N Vogelkirche und Engleitner Mauer im Raxgebiet (1937, S. 183) und im Voistal am Nordfuß des Kuhschneebergs (1951, S. 37) kann man meiner Ansicht nach mit einer geringfügigen Nachbewegung nach Ablagerung der Gosauschichten erklären. (Analogie zur tertiären Nachbewegung der Reiteralmdecke im Saalachgebiet.)

Die Überschiebung der Decke der Hohen Wand ist keine Drehbewegung, sondern hat sich in der Richtung gegen NW vollzogen. Die jüngere Überschiebung der Schneebergdecke hingegen ist eine Drehbewegung (S. 278). Die Hochbergmasse gelangte bereits mit der Decke der Hohen Wand an ihre heutige Stelle ENE der Dachsteinkalke des Anzberges. Die Schneebergdecke fand daher bei ihrer Drehbewegung die Hochbergmasse bereits dort vor, und die junge Erosion schuf dann ein Fenster in der Schneebergdecke, dessen Westteil (Ödenhof) der Göllerdecke und dessen Ostteil (Hochberg) der Decke der Hohen Wand angehört.

Der Ablagerungsraum des zwischen dem Triestingtal und dem Wiener Becken gelegenen Teiles der Ötscherdecke (und der in dieser eingeschnittenen Fenster)

Für den Raum zwischen dem Hocheck und dem Wiener Becken liegen die beiden großen und sehr gründlichen Monographien von A. SPITZ (1910 und 1919) vor. Trotzdem ist KÜPPER (1951, S. 22, 23, Taf. IV, V; 1954, S. 30—34) bei einer Neubearbeitung für die Geologische Karte der Umgebung von Wien zu zum Teil abweichenden Ergebnissen gelangt. Die wichtigsten Unterschiede sind die folgenden:

1. Nach SPITZ (1919) ist das ausgedehnte Liasgebiet bei Groißbach eine südliche Mulde der „Höllensteinzone", d. h. ein Teil der Lunzer Decke (Taf. III, Prof. 8; S. 42—43). Nach KÜPPER hingegen ist der Lias von

[1]) Das gilt auch dann, wenn man mit CORNELIUS die gipsführenden Werfener Schichten des Puchberger Beckens und des Raumes um Höflein der Lachalpendecke zurechnet.

Groißbach ein Fenster der Frankenfelser Decke (1954, S. 33). Dafür spricht vor allem die an Grestener Schichten erinnernde Fazies dieses Lias, die schon SPITZ (S. 43) aufgefallen war. Es ist daher der Lias von Groißbach auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" (1952) mit Recht zum größten Teil als Kalksburger Schichten bezeichnet (SOLOMONICA 1934, S. 29—30).

Nach der Fazies muß also der sehr mächtige Lias von Groißbach nördlicher sedimentiert worden sein als die zweifellos der Lunzer Decke angehörenden Gesteine des Höcherberges und Ölberges (geringmächtiger Lias in Hirlatzfazies, SPITZ 1919, S. 10). Wenn aber KÜPPER (1954, S. 33) die Umrahmung des Groißbacher Fensters der Lunzer Decke zurechnet, so kann ich dem nicht zustimmen. Denn die Gips führenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke, welche das Groißbacher Fenster umrahmen, gehören nicht zu derselben Schichtenfolge wie die Gesteine des Höcherberges und Ölberges, sondern sind auf diese Gesteine aufgeschoben und gehören daher bereits der Ötscherdecke an. Auch sonst rechnet man auf der ganzen Strecke von Brunn a. Geb. bis Kleinzell die in dieser Zone auftretenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke bereits zur Ötscherdecke. Im Groißbacher Fenster treten also Gesteine der Frankenfelser Decke unter einer Umrahmung der Ötscherdecke hervor; die Lunzer Decke fehlt dazwischen. Die Lagerungsverhältnisse entsprechen denen im Raum zwischen Reisalpe und Rotenstein (S. 267) und im Schmelzfenster (S. 265). Auch an diesen beiden Stellen treten Gesteine, die offenbar nördlicher abgelagert sind als diejenigen der Lunzer Decke, fensterartig unmittelbar unter der Reisalpen- (bzw. Annaberger) Decke zutage, ohne daß im Fensterrahmen die Lunzerdecke erscheint. Die Lagerungsverhältnisse sind beim Groißbacher Fenster am leichtesten so zu erklären, daß die vorgosauische Hauptüberschiebung der Ötscherdecke (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3) älter ist als die diese Schubfläche durchschneidende Überschiebungsfläche der Lunzer+Ötscherdecke über die Frankenfelser Decke.

Dasselbe wie für das Fenster von Groißbach gilt wohl auch für die anderen „inneren Fenster", für dasjenige von Nöstach und von Heiligenkreuz.

2. Das von KOBER (1911) entdeckte Schwechatfenster ist bei KÜPPER viel größer als bei SPITZ. Das ergibt schon ein Vergleich der tektonischen Karten von SPITZ (Taf. II) und KÜPPER (1951, Taf. V). Während SPITZ nur eine von den Lunzer Schichten bis zum Jura reichende inverse Serie dem Fenster zurechnet (Taf. III, Prof. 4, 5, 17, 18), gehören nach KÜPPER auch die von SPITZ bereits dem Fensterrahmen, und zwar teils der Peilsteinschuppe, teils der Lindkogelschuppe zugerecheten Gesteine — bis herab zu den Werfener Schiefern — dem Fenster an. Bei KÜPPER gehört auch noch der Hauptdolomit bei Rohrbach zum Fenster (1951, Taf. V). Aber den Jura südlich von Rohrbach rechnet KÜPPER — im Gegensatze zu KOBER (1911) — nicht zum Fenster, sondern mit SPITZ (S. 97) zur Ötscherdecke. Während nach SPITZ nur ein kleiner Teil des inversen Mittelschenkels der liegenden Antiklinale, aus der die Ötscherdecke entstanden ist, im Schwechatfenster sichtbar ist (S. 108, Fig. 12), ist nach KÜPPER außer dem inversen Schenkel auch der aus Werfener Schiefern aufgebaute Sattelkern der liegenden nordvergenten Antiklinale im Fenster zu sehen (1951, Taf. II, Fig. 1 und 2).

Bei dieser liegenden Falte muß natürlich die heute im NW-Teil des Fensters sichtbare Sattelbiegung um die Länge des Mittelschenkels südöstlicher sedimentiert worden sein als die nahe der beiden SE-Enden des Fensters zu denkende Muldenbiegung, d. h. es muß das Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterinhaltes eine Gestalt zeigen, bei welchem gegenüber dem Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterrahmens NW und SE vertauscht sind [1]).

Der Ablagerungsraum der Gesteine der liegenden Falte muß zwischen demjenigen des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke, d. h. der „Höllensteinzone" (SPITZ 1919, S. 2), und zwar desjenigen Abschnittes, zu dem Höcherberg, Ölberg und Steinkampel gehören, und dem Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles der Ötscherdecke liegen. Da aber zu der liegenden Falte auch ein nirgends sichtbarer, weil in der Tiefe gelegener Liegendschenkel gehört, muß vor der Faltung der Ablagerungsort der Muldenbiegung mindestens so weit von dem Südrande des Ablagerungsraumes der Höllensteinzone entfernt gewesen sein, als die heutige Entfernung Steinkampel—Ostende des Fensters bei Sattelbach (7 *km*) und Heilanstalt Groißbach—SE-Ende des Fensters bei Merkenstein (8 *km*) beträgt. Hingegen kann der Ablagerungsort der Sattelbiegung verhältnismäßig nahe desjenigen des sichtbaren Nordrandes der Ötscherdecke, d. h. des Gr. Buchberges (467 *m*) und des Kalkberges bei Alland liegen, da sich ja aus den Profilen KÜPPERS (1951, Taf. IV) ergibt, daß der Hangendschenkel bei einer der Bildung der Liegendfalte nachfolgenden Überschiebung nach NW geschoben wurde. Infolge der sich aus den Aufschlüssen auf den Blättern „Schneeberg—St. Aegyd" und „St. Pölten" ergebenden Tatsache, daß die Höllensteinzone nur der nördlichste Teil der Lunzer Decke ist, die Hauptmasse dieser Decke aber unter der Ötscherdecke verborgen ist (S. 261), ist reichlich Raum für den Ablagerungsraum der im Schwechatfenster sichtbaren Gesteine vorhanden. Jedenfalls besteht eine weitgehende Analogie zwischen dem Annaberger (Abb. 5) und dem Schwechatfenster. Westlich vom Ablagerungsraum des Schwechatfensters wurde derjenige des kleinen Sulzbachfensters (SPITZ 1919, S. 46, 53) schematisch eingezeichnet.

SPITZ unterscheidet 1919, S. 2 in der Hauptkette (Ötscherdecke) folgende Schuppen: 1. Hocheckschuppe, 2. Schönschuppe, 3. Peilsteinschuppe, 4. Lindkogelschuppe. Die Ablagerungsräume dieser Schuppen sind außerordentlich schwer zu trennen, zumal auch SPITZ selbst (S. 73, Fig. 7) mehrere Deutungen für möglich hält und am Schluß seiner Arbeit (S. 115) angibt, daß die 4 Schuppen in der Gegend von Groißbach fächerförmig zusammenlaufen.

Meiner Abwicklung wurde die Vorstellung zugrunde gelegt, daß der bei der Pankraziruine endende Triaszug der Hocheckschuppe angehört und daß auch die bogenförmig angeordneten Muschelkalkschollen bei Alland (Kl. u. Gr. Buchberg, Kalkberg, Hausruck, Zigeunerboden) eine ähnliche

---

[1]) Dieses Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterinhalts ist stark schematisch. In Wirklichkeit muß das Kartenbild infolge der Detailfaltung und der bei der Faltung eintretenden Gleitung der einzelnen Schichten längs der Schichtflächen eine nicht genau zu rekonstruierende Form haben.

Stellung einnehmen. Die Gosauschichten südlich dieses Bogens wurden als das Hangende des Muschelkalkes betrachtet (Mittagskogel-Gosau nach SPITZ), was der von SPITZ in Fig. 7 mit dicken Linien angedeuteten Möglichkeit entspricht. Dieser Deutung scheint auch KÜPPER zuzustimmen, da er in der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" nur an der Außenseite der Muschelkalkschollen Überschiebungslinien einzeichnet.

Weiter gegen E wurden die Gosauschichten bis nahe an den Gr. Buchkogel bei Sittendorf zur Ötscherdecke gerechnet, da hier gipsführende Werfener Schichten am Füllenberg und einige kleine von SPITZ eingetragene Muschelkalkvorkommen dafür sprechen. Alle diese Gesteine liegen ziemlich genau in der Streichungsfortsetzung der gleichen Gesteine, die in der Hinterbrühl am Nordrande der Anningermasse anstehen.

Der Schönschuppe wurde der fast ganz von groben Gosaubreccien bedeckte Muschelkalkzug des Holler (westlich vom Peilstein) zugerechnet, der in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien gänzlich als Gosaubreccie kartiert ist.

Die Ablagerungsräume der Peilstein- und Lindkogelschuppe konnten nicht getrennt eingetragen werden. Eine Trennung der Ablagerungsräume dieser beiden Schuppen war schon deshalb unmöglich, weil Teile der von SPITZ unterschiedenen Schuppen von KÜPPER als Bestandteile des Schwechatfensters betrachtet werden. Die Steinwand südlich von Mayerling wurde im Sinne von KOBER (1911, S. 77; 1926, Abb. 24) und SPITZ (1919, Profil 7) als Deckscholle, und zwar der Lindkogelschuppe auf zur Hocheckschuppe gehöriger Gosau betrachtet. Der östliche Teil der Lindkogelgruppe weist eine Faltung mit N—S-streichender Achse auf, wie die zahlreichen Fallzeichen in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien zeigen. Zur Ausglättung dieser Falten wurde das Profil KÜPPERS (1951, Taf. IV, Fig. 2) verwendet, aber der aus Dachsteinkalk bestehende Muldenkern am Badner Lindkogel wurde etwas weniger tief angenommen als bei KÜPPER. Es ergab sich, daß der Ablagerungsort der Einöd mindestens 9 *km* von demjenigen des Hohen Lindkogels entfernt war, während die gegenwärtige Entfernung nur 7·5 *km* beträgt.

Auch in der Anningergruppe ist die Verschmälerung durch Faltung nach KÜPPERS „Sammelprofil durch das Anningergebiet" (1926, S. 72) nur gering. Die Entfernung Einöd—Burg Liechtenstein wurde im Ablagerungsraum 10 *km* groß angenommen, während sie heute nur 8·2 *km* beträgt.

Nach KÜPPER (1954, S. 31 und 32, Profil Fig. 3) wurde durch eine in der P. K. eingetragene Bohrung bei Brunn a. Geb. nachgewiesen, daß die Trias der Ötscherdecke über ihren an der Erdoberfläche sichtbaren Bereich hinaus unter der Bedeckung mit Gosauschichten noch etwa 1 *km* weit nach N reicht. Man muß demnach eine vorgosauische Hauptüberschiebung und einen nachgosauischen Nachschub der Ötscherdecke unterscheiden. Auf Grund des genannten Profiles wurde angenommen, daß der unter Gosauschichten verborgene Stirnteil der vorgosauischen Ötscherdecke etwa 2 *km* breit ist, von denen 1 *km* außerdem durch die nachgosauische Anningerschuppe der Ötscherdecke verhüllt ist (analoge Lagerungsverhältnisse scheinen östlich vom Ramsautal aufzutreten, S. 268).

Der Ablagerungsraum der juvavischen Deckschollen zwischen dem Quertal der Enns und dem Wiener Becken

Auch in diesem Raume trifft man eine große Zahl von teils freien, teils eingewickelten Deckschollen, welche dieselbe Stellung wie die Hallstätter Decke weiter im Westen besitzen. CORNELIUS faßt im Bereiche seiner Arbeitsgebiete (Mürztaler Kalkalpen, Rax und Schneeberg) diese Deckschollen mit dem von HERITSCH (1921) gewählten Namen Lachalpendecke zusammen. Die kleineren dieser Deckschollen bestehen auch hier häufig nur aus Werfener Schichten und Haselgebirge.

Da es wahrscheinlich ist, daß die im Bereiche des Gosaubeckens von Gams auftretenden Deckschollen nur teilweise sichtbar sind, weil sie — vielleicht zum größeren Teile — gegenwärtig durch Gosauschichten verhüllt sind, wurde auch im Ablagerungsraum der Hallstätter Decke der jetzt unter den Gosauschichten von Gams liegende Raum eingetragen. Zur Hallstätter Decke in der Umgebung des Gamser Gosaubeckens gehören auch zwei winzige Klippen von Hallstätter Kalk: der von BITTNER entdeckte Hallstätter Kalk am Bergstein östlich von Lainbach und das von mir (1926, S. 55) beschriebene Vorkommen beim Luckenbauer im südlichen Gamsforst. 1925 habe ich auch den langen Plassenkalkzug des Torsteins am Nordrande des Gamser Gosaubeckens (S. 296, tekton. Karte Fig. 2) zur Hallstätter Decke gerechnet. Diese Deutung ist mir jetzt unsicher geworden, da inzwischen an verschiedenen Stellen der Nördlichen Kalkalpen Anzeichen einer diskordanten Lagerung des Tithons bekannt geworden sind. Ich habe daher in den Ablagerungsraum dieses als juvavisch betrachteten Plassenkalkzuges ein ? hineingesetzt.

Nun folgt eine über 10 *km* lange Strecke, in der juvavische Deckschollen fehlen. Erst bei Dürradmer und Rothmoos (nördlich von Weichselboden) treten sie wieder auf. Es handelt sich hier um eingewickelte Deckschollen, denn die Deckscholle von Dürradmer wird von der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe, diejenige von Rothmoos und Ramsau und deren östliche Fortsetzung von der Hochschwabschuppe überschoben. Auf Blatt „Gaming—Mariazell" wurde die östliche Fortsetzung der beiden Reihen von Deckschollen der Karte von HAUSER (1942, Taf. IX) entnommen (wegen des kleinen Maßstabes der P. K. unter teilweiser Abdeckung des Quartärs).

Von Dürradmer gegen E habe ich die Ablagerungsräume der juvavischen Deckschollen hypothetisch um 16 *km* nördlicher eingetragen als im W. Von Dürradmer bis zum Ostrande der Kalkalpen sollen diese Deckschollen mit dem Namen „Lachalpendecke" zusammengefaßt werden, wobei es aber nicht festzustellen ist, ob die Lachalpendecke dieselbe Decke ist wie die Hallstätter Decke oder etwas nördlicher wurzelt.

Die nördliche Reihe hat ihre Fortsetzung in der Deckschollenreihe der Puchberg—Mariazeller Linie, wo die Deckschollen wieder meist nur aus Werfener Schichten bestehen. Bis zum Ostende des West-Mitterberges sind die Deckschollen von der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe nachgosauisch überschoben (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profile I—IX). Daher besteht in der P. K. der im Ablagerungsraum der Göllerdecke längs der Puchberg—Mariazeller Linie mit Signatur II bezeichnete Streifen aus dem nur von der juvavischen Deckscholle verhüllten Nordteil und aus dem unter der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe verborgenen Südteil. Da man nicht weiß, wie

weit sich die Deckscholle unter die Wieskogel-Wildalpen-Schuppe hinein erstreckt, wurde der südlich an die Deckscholle angrenzende Raum mit Signatur VII bezeichnet. Vom Gscheidl bis zum Schwarzatal liegt die nördliche Deckschollenreihe frei (Profile X—XII).

Dasselbe gilt für zwei sehr kleine Deckschollen aus Werfener Schichten im Bereiche des Voistales: östlich vom Baumecker und beim Greimelhof (CORNELIUS 1951, S. 77, Profile 20 c und 20 e) und für die viel größere Deckscholle der Mamauwiese (CORNELIUS 1951, S. 83, Abb. 22).

Südlich der nördlichen Reihe folgt — schon auf Blatt „Mürzzuschlag" — eine mittlere Reihe, welche aus folgenden Deckschollen besteht: 1. Die Werfener Schichten von Mooshuben, welche nach CORNELIUS (1939, S. 132) von 2 wohl nur durch aufgelagerte Gosauschichten oberflächlich getrennt sind. 2. Der Hohe Student [1]). 3. Die Hinteralp-Sonnleitstein-Deckscholle. 4. Die kleine Deckscholle des Rauchkogels (CORNELIUS 1937, S. 179). Diese 4 Deckschollen liegen frei.

Noch weiter südlich folgt die südliche Reihe, welche in den Mürztaler Kalkalpen aus folgenden Deckschollen besteht: 1. die schmale, langgestreckte Deckscholle der Weißalpe und des Kleinen Schwarzkogels (CORNELIUS 1939, S. 151). Diese Deckscholle ist teilweise durch Gosauschichten verhüllt und am Tonionsattel um einen geringen Betrag (etwa 500 *m*) an der nachgosauischen, SW-vergenten Tonionüberschiebung unter die Tonionmasse eingewickelt (CORNELIUS 1939, Taf. II, Profil 4). Die von CORNELIUS auf S. 151 außerdem angeführten Deckschollen 3—5 sind so klein, daß deren Ablagerungsraum im Maßstab der P. K. nicht darstellbar ist. Deren Lage wurde schematisch durch kleine Kreise bezeichnet [2]). Siehe die tektonische Karte bei CORNELIUS 1939, Taf. IV. 2. Die Lachalpe (CORNELIUS 1939, S. 89—94). 3. Der Rauhenstein auf der Schneealpe (CORNELIUS 1939, S. 82—85). Auf dem Wettersteinkalk der Rax-Schneeberg-Masse liegen: 4. die Rauhe Wand in der Gupfmulde (AMPFERER 1919, S. 30, Fig. 49 und 50, CORNELIUS 1936, S. 36, Prof. 3). 5. Zwei sehr kleine Deckschollen beiderseits des Weichtales (CORNELIUS 1937, S. 173, Fig. 6).

CORNELIUS deutet auch die Werfener Schichten und einen Teil der Mitteltriaskalke des Gahnsplateaus als eine Deckscholle der Lachalpendecke (1951, S. 65—68). Nach PLÖCHINGER (1958) aber verläuft innerhalb der Wettersteinkalke der Schneebergdecke „ein etwa 9 *km* langer, 100—400 *m* breiter, NNE-streichender, steiler Aufbruch tiefertriadischer Gesteine", welcher sich aus der Gegend des Dürrenberges quer über das Sierningtal bis auf das Gahnsplateau verfolgen läßt und dort an die von CORNELIUS zur Deckscholle gerechneten Gutensteiner Kalke anschließt. PLÖCHINGER stellt daher fest: „Eine Lachalpen-Ultradecke, wie sie hier H. P. CORNELIUS (Erl. zur Schneebergkarte 1951) annimmt, liegt gewiß nicht vor."

Die Ansicht PLÖCHINGERS dürfte etwa derjenigen von STINY und TOTH (CORNELIUS 1951, S. 65) entsprechen. Für PLÖCHINGER spricht auch die

---

[1]) Die Ablagerungsorte der mit den Werfener Schiefern dieser Deckscholle verschuppten Gesteine der Unterlage (CORNELIUS 1939, S. 131) konnten wegen des kleinen Maßstabes der P. K. nicht eingetragen werden.

[2]) Die bei CORNELIUS S. 151 unter 6 angeführte, in ihrer tektonischen Stellung ganz unsichere (S. 148) Gutensteiner Kalkscholle in den Neun Kögeln wurde hier in Übereinstimmung mit der tektonischen Karte bei CORNELIUS (Taf. IV) nicht zur Lachalpendecke gerechnet.

Tatsache, daß zwischen den von CORNELIUS zur Deckscholle gerechneten Gesteinen des Schwarzenberges und denen ihrer Unterlage kein Faziesunterschied besteht, was bei der Zugehörigkeit zu der durch eine große Schubweite ausgezeichneten Lachalpendecke sehr auffallend wäre.

Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale

Ebenso wie in der P. K. des II. T. wurde auch hier versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen im Triasmeer einzutragen. Auch hier folgte ich der von mir 1951, S. 316, gegebenen Einteilung, die hier mit einigen Erweiterungen und mit Beifügung typischer Profile aus dem im III. T. dargestellten Gebiete nochmals angeführt werden soll:

Faziesgebiete der Trias	Typische Profile
I. Hauptdolomitfazies	
a) Nordtiroler Fazies (T)	Sengsengebirge
b) Lunzer Fazies (L)	Sulzbachschuppe zwischen Lunz und Göstling
c) Rohrer Fazies (R)	Rohr i. Geb., Türnitzer Höger
II. Dachsteinkalkfazies (D)	
a) Gesäusefazies (D/G)	Hochtor, Planspitze, Gr. Buchstein, Gr. Priel
b) Riff-Fazies (D/R)	Hochschwab
III. Hallstätterkalk-Fazies	
a) Salzbergfazies (S)	Röthelstein und Kampl bei Kainisch
b) Zlambachfazies (Z)	Grasberg südlich des Grundlsees
c) Aflenzer Fazies (A)	Bürgeralpe bei Aflenz
d) Mürztaler Fazies (M)	Mürztal zwischen Frein und Mürzsteg

Die Buchstaben sind in der P. K. möglichst an solchen Stellen eingesetzt, wo die betreffende Fazies typisch entwickelt ist.

Die Lunzer Fazies unterscheidet sich von der weiter im W herrschenden Nordtiroler Fazies besonders dadurch, daß statt des Wettersteinkalkes Reiflinger Kalk auftritt und daß die Lunzer Schichten mächtiger sind und häufig Kohlen führen. Während in der Nordtiroler Fazies die Opponitzer Schichten entweder fehlen oder nur aus dunklem Kalk bestehen, sind sie in der Lunzer Fazies mächtig und reich gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Faziesräumen verläuft längs der Weyrer Linie. Doch muß der weit nach E reichende Wettersteinkalk des Gamssteines noch der Nordtiroler Fazies zugerechnet werden, während der westlicher liegende Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle bereits der Lunzer Fazies angehört. Die Lunzer Fazies ist nicht auf die Lunzer Decke beschränkt, sondern greift westlich von Türnitz auch auf den Nordteil der Annaberger Decke und bei Kleinzell auch ein wenig auf die Reisalpendecke über.

Ob die Trias der Frankenfelser Decke auch der Lunzer Fazies angehört oder nicht, ist deshalb schwer zu sagen, weil die sichtbare Trias der Frankenfelser Decke nirgends bis ins Niveau der Lunzer Schichten hinabreicht. Wenn die Rauhwacken, mit denen die Frankenfelser Trias an vielen Stellen beginnt, Opponitzer Rauhwacken sind, so unterscheidet sich die Trias der Frankenfelser Decke von derjenigen der Lunzer Decke durch die geringere Mächtigkeit des Hauptdolomits.

Die Rohrer Fazies schaltet sich östlich vom Ötscher zwischen die Lunzer und die Dachsteinkalkfazies ein. Sie ist zum größten Teil aus Dolomit aufgebaut, mächtigem Ramsau- und Hauptdolomit, zwischen denen nur wenige Meter mächtige, oft schwer auffindbare Reingrabner Schiefer liegen. Unterhalb des Ramsaudolomits liegt häufig noch Wettersteinkalk, unter diesem Gutensteiner Kalk. Im Hangenden des Hauptdolomits folgen unmittelbar Kössener Schichten.

Im Westteil der Karte verläuft die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies zwischen den Ablagerungsräumen der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Decke des Toten Gebirges oder im Nordteil letzterer Decke. Da der Nordrand des Toten Gebirges ein Abtragungsrand ist, weiß man nicht, wie weit der Dachsteinkalk ursprünglich nach N reichte. Wahrscheinlich besteht hier keine scharfe Grenze zwischen beiden Faziesräumen (S. 219). Die Dachsteinkalke dürften gegen N von unten allmählich dolomitischer werden und im Übergangsraum zur Hauptdolomitfazies nur mehr das Rhät vertreten wie im Gebiete des Steinberges westlich des Almtales. Im Windischgarstener Becken ist die Faziesgrenze durch die große Hallstätter Deckscholle und durch Gosauschichten verhüllt. Dann verläuft sie bis zum Erlauftal zwischen den Ablagerungsräumen der Lunzer Decke und der Ötscherdecke. Von hier an schaltet sich dazwischen die Rohrer Fazies ein, welche den größten Teil der Annaberger und Reisalpendecke, die Unterbergdecke und den Göller aufbaut. Gegen S geht die Rohrer Fazies ohne scharfe Grenze in die Dachsteinkalkfazies über, indem der höhere Teil des Hauptdolomits, von oben nach unten fortschreitend, durch Dachsteinkalk ersetzt wird. In der P. K. wurde die Grenze nördlich des Ablagerungsraumes der Gippelschuppe, weiter im E nördlich desjenigen der Göllerdecke und westlich des Südteiles des Ablagerungsraumes der Further Schuppe eingetragen. Auch der Anninger wird wohl am besten zur Dachsteinkalkfazies gerechnet.

Im Gegensatz zum II. T. habe ich hier östlich der Kalten Mauer, wo noch beide Arten des Dachsteinkalkes in einem Profil auftreten, versucht, innerhalb der Dachsteinkalkfazies die Räume zu trennen, welche der Gesäusefazies (geschichteter Dachsteinkalk) und der Riff-Fazies (massiger Dachsteinkalk) angehören, obwohl auch hier die Grenze häufig unscharf ist. Im Grimming und in der südlichen Warscheneckgruppe ist das nicht möglich, da in demselben Profil der Riffkalk die tieferen, der geschichtete Dachsteinkalk die höheren Teile der norischen Stufe einnimmt (GEYER, Blatt „Liezen" und Erläuterungen dazu S. 27). In den Gesäusebergen besteht z. B. die Planspitze aus geschichtetem, der Reichenstein aus massigem Dachsteinkalk. Da aber AMPFERER weder in Blatt „Admont—Hieflau" noch in der geologischen Karte der Gesäuseberge beide Arten des Dachstein-

kalkes trennt, habe ich auch auf eine Trennung der beiden Faziesräume hier verzichtet. Auf Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz" hingegen ist eine solche Trennung möglich: Hochkar und Kräuterin gehören der Gesäusefazies, die Hochschwabgruppe (mit Ausnahme der Bürgeralpe bei Aflenz) der Riff-Fazies an. Im Gegensatze zu der breiten Entwicklung der Gesäusefazies im Hochkar-, Dürrenstein-, Ötscher- und Kräuteringebiet ist diese im Raume des Halltales östlich von Mariazell hauptsächlich nur auf die schmale Wieskogel-Wildalpen-Schuppe beschränkt, da der Göller noch der Rohrer Fazies angehört. Gegen E wird der von der Gesäusefazies eingenommene Raum wieder viel breiter.

Allerdings handelt es sich bei dem nahe dem Wiener Becken gelegenen Dachsteinkalk-Faziesgebiet um eine Fazies, die von derjenigen des Gesäuses stark verschieden ist: vor allem durch die viel geringere Mächtigkeit des hier nur auf das obere Nor und das Rhät beschränkten Dachsteinkalkes, durch das Auftreten von Kössener Schichten und bei der Annäherung an die Lunzer Fazies durch die größere Mächtigkeit der Lunzer Schichten. Die dachsteinkalklose Rohrer Fazies fehlt östlich vom großen Hauptdolomitgebiete des Hochecks zwischen der Lunzer Fazies und der Dachsteinkalkfazies.

Östlich von Gußwerk schaltet sich zwischen die Gesäusefazies und die Riff-Fazies die Mürztaler Fazies ein. Das bezeichnendste Schichtglied der Mürztaler Fazies sind die z. T. recht mächtigen „Mürztaler Kalke und Mergel" (CORNELIUS 1939, S. 58), welche von norischen Hallstätter Kalken überlagert werden. Der Mürztaler Fazies rechne ich außer dem Mürzgebiet auch die Hohe Wand zu, wo KOSSMATS „Äquivalente der Lunzer Schichten in vorwiegend schiefrig-mergeliger Ausbildung" wohl den Mürztaler Mergeln entsprechen. Im Ladin besteht allerdings zwischen dem Mürzgebiet und der Hohen Wand der Unterschied, daß in ersterem Ramsaudolomit, in letzterer Reiflinger Kalk auftritt.

Östlich vom Hochschwab werden auch die durch mächtige massige Wettersteinkalke ausgezeichneten Massive der Hohen Veitsch, der Rax und des Schneeberges zur Riff-Fazies gerechnet. Da leider in diesen Gebirgsgruppen — im Gegensatz zur Hochschwabgruppe — nirgends Obertrias erhalten ist, weiß man nicht, in welcher Fazies diese ausgebildet war. Der schmale Triaszug, der das Gosaubecken der Neuen Welt im E begrenzt („Rahmenzone" nach PLÖCHINGER 1956) scheint zwischen der Fazies der Hohen Wand und derjenigen des Schneeberges zu vermitteln.

Ob zwischen den Faziesräumen des oberen Mürztales und der Hohen Wand ursprünglich eine Verbindung bestand oder nicht, ist nicht zu entscheiden. Nach meiner Konstruktion ist zwischen den Faziesräumen des Hengst (Gesäusefazies) und des Schneeberges (Riff-Fazies?) kein Platz für eine solche Verbindung vorhanden. Falls aber — was ich nicht für unmöglich halte — im Hangenden des Wettersteinkalkes des Schneeberges und der Rax einst Mürztaler Mergel und Hallstätter Kalke lagen, wäre eine Verbindung der Hallstätter Kalke der Mürztaler Kalkalpen mit denen der Hohen Wand über Rax und Schneeberg möglich. In diesem Falle aber müßte man Schneeberg und Rax selbst zur Mürztaler Fazies rechnen.

Gegen S geht die Riff-Fazies in die Aflenzer Fazies über. Der Übergang ist in dem Profile der Bürgeralpe bei Aflenz unmittelbar zu sehen

(SPENGLER 1920). Bezeichnend ist die dreifache stratigraphische Wechsellagerung von Halobienschiefern mit dunklen Kalken sowie das Auftreten der Aflenzer Kalke (schwarze Hornsteinkalke) im Nor. Hallstätter Kalk fehlt. Dem Profil von Aflenz sehr ähnlich ist dasjenige der Hüpflinger Deckscholle (S. 237) und der kleinen Deckschollen bei der Grabneralm (S. 232). Ob die Admonter Schuppenzone auch zur Aflenzer Fazies gehört, ist deshalb nicht mit Sicherheit nachweisbar, weil dort nirgends sichere Obertrias [1]) erhalten ist. Wegen der Analogie mit der Werfener Schuppenzone (II. T. S. 56) wird sie hier auch dem Aflenzer Faziesraum zugerechnet.

Die Salzbergfazies (typische Hallstätter Fazies) ist vor allem im Raume um Mitterndorf entwickelt. Sie ist durch das Haselgebirge und durch meist bunte Hallstätter Kalke in der karnischen und norischen Stufe gekennzeichnet. Da aber auch weiter im E, besonders auf Blatt „Admont—Hieflau" noch zahlreiche aus Haselgebirge bestehende kleine Deckschollen und vereinzelt auch Hallstätter Kalke (z. B. Bergstein bei Lainbach S. 289) auftreten, kann man auch diesen Teil der Hallstätter Decke noch der Salzbergfazies zurechnen. Daß auch die Lachalpendecke auf Blatt „Mürzzuschlag" dem Salzbergfaziesraum angehört, zeigen kleine Vorkommen von Haselgebirge und der von CORNELIUS 1939 beschriebene „Pseudo-Hallstätter Kalk".

Ebenso wie im Mittelabschnitte der Kalkalpen sind auch hier unmittelbar aufgeschlossene Faziesübergänge äußerst selten. Wir kennen sie aus dem oben erwähnten Profil von Aflenz (zwischen Riff-Fazies und Aflenzer Fazies) und aus dem Raume S von Kleinzell (zwischen Lunzer und Rohrer Fazies) (SPENGLER 1928, S. 114). Der Übergang zwischen der Gesäusefazies und der Mürztaler Fazies ist in der Wildalpe (nördlich von Frein) aufgeschlossen. Denn das Profil dieses Berges enthält sowohl *Monotis salinaria* führenden Hallstätter Kalk als geschichteten Dachsteinkalk mit Megalodonten (SPENGLER 1931, S. 500—501; Taf. XIX, Profile VI u. VII; CORNELIUS 1939, S. 116).

Ergebnisse

1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen

Ebenso wie im I. T., S. 57 und im II. T. S. 57—59 soll auch hier für einige Profile das Ausmaß der durch die Orogenese hervorgerufenen Verschmälerung festgestellt werden. Da sich aber im östlichen Kalkalpenabschnitt der Bau im Streichen rascher ändert als im westlichen und mittleren Abschnitte, ist hier eine etwas größere Anzahl von Querprofilen nötig. Die Zahlen bedeuten auch hier Kilometer.

[1]) Es ist sehr zweifelhaft, ob die von AMPFERER am Nordfuß der Reichensteingruppe als Dachsteinkalk eingetragenen Gesteine wirklich Dachsteinkalk sind.

1. Profil: Grünau—Mitterndorf

	vor der Orogenese	heute
Reichraminger Zone	6	4·3 (Nordrand der Kalkalpen—Grünau)
Staufen-Höllengebirgs-Decke	16	11 (N-Rand der Windhagdeckscholle—Habernau)
Decke des Toten Gebirges	27·5	23·5 (N-Rand der Muschelkalkdecke des Kasberges — P. 1123 am Salzsteig)
Zlambachschuppe	4	1
Warscheneck-Dachsteindecke ...	17·5	15 (Nordfuß des Lawinensteins — Kalkalpen-Südrand W St. Martin)
Zwischenraum	57	—
Hallstätter Decke	21	12 (Nordfuß des Reschenhorns — S-Rand des Wandlkogels)
Gesamtbreite	149	46·5

Es wurde angenommen, daß in diesem Profil in dem 57 *km* breiten Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter Decke und der übrigen Kalkalpen enthalten sind: 4 *km* Abtragung am Südrande der Dachsteingruppe, 14 *km* entfallen auf die hier gänzlich unter den Kalkalpen verborgene Schuppenzone, der Rest von 39 *km* auf den Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Schuppenzone und der Hallstätter Decke. Über die Breite dieses Zwischenraumes siehe S. 223. In diesem Zwischenraum wurde an willkürlicher Stelle der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke (S. 225) eingetragen.

2. Profil: Reichraming—Admont

	Vor der Orogenese	heute
Ternberger Zone	14	7 (Nordrand der Kalkalpen — Reichraming)
Mittlere Faltenzone	34	21·5 (Reichraming—Hengstpaßlinie S. 215)
Zwischen Maiereck und Hallermauern	22	3 (Hengstpaßlinie—N-Fuß der Hallermauern)
Gesäusedecke (Hallermauern) ...	9	5·5
Admonter Schuppenzone	23	10 (Grenze zwischen Ramsaudolomit und Werfener Sch. am S-Fuß der Hallermauern — S-Rand der Kalkalpen bei Kaiserau)
Grabneralmschuppe	5	2 (= Hüpflinger Decke)
Zwischenraum	32	—
Hallstätter Decke	3	3 (Hengstpaßlinie—N-Fuß der Hallermauern)
Gesamtbreite	142	47

Als „Mittlere Faltenzone" wird hier das aus der Vereinigung der Reichraminger Zone und der hier nicht mehr vorhandenen Staufen-Höllengebirgs-Decke entstandene Faltengebiet bezeichnet. Die Räume: „Zwischen Maiereck und Hallermauern" und „Hallstätter Decke" sind auf der geol. Karte identisch: unter ersterer Angabe wird die unter der Hallstätter Decke liegende tektonische Einheit verstanden. Der Breitenunterschied des Raumes: „Zwischen Maiereck und Hallermauern" ist in beiden Kolonnen deshalb so groß, weil sich einerseits aus den Verhältnissen weiter im W ergibt, daß die unter der Hallstätter Decke liegenden Gesteinsmassen durch die Orogense sehr stark verschmälert wurden, anderseits aber auch die Gesäusedecke einen beträchtlichen Vorschub nach N ausgeführt hat. Es wurde bei der Konstruktion der P. K. angenommen, daß an der Südseite der Hallermauern seit der südvergenten Überschiebung eine Rückwitterung von 3·5 *km* erfolgt ist und daß 13 *km* der Admonter Schuppenzone unter dem nördlich anschließenden Kalkalpenteile verborgen sind, wobei es natürlich ohne weiteres möglich wäre, daß auf die Rückwitterung der Hallermauern ein größerer Betrag entfällt und dafür die Admonter Schuppenzone weniger weit unter die nördlich anschließenden Kalkalpenteile hineinreicht. Die Summe 3·5+13 = 16·5 *km* ergibt sich aber aus der Verfolgung der Schuppenzone aus dem Raume südlich der Dachsteingruppe (II. T., S. 42—49) gegen E. Wenn man das sich aus den Profilen 1 und 2 ergebende Verhältnis 149 : 46·5 = 3·2 und 142 : 47 = 3 vergleicht, würde man auf einen geringeren Zusammenschub von 2 schließen. Das wäre aber ein Irrtum. Denn die um 7 *km* kleinere Geamtbreite in Profil 2 ist nur darauf zurückzuführen, daß im Profil von Mitterndorf die Hallstätter Decke um 16 *km* weiter nach S reicht. Wäre im Profil 2 die Hallstätter Decke ebenso weit nach S erhalten, so wäre 142 durch 158 zu ersetzen und es ergäbe sich für 2 sogar ein etwas größerer Zusammenschub als für Profil 1.

3. Profil: Scheibbs—Weichselboden—St. Ilgen

	Vor der Orogenese	heute
Frankenfelser Decke	12	10 (N-Rand der Kalkalpen — S-Rand des Fensters von Urmannsau)
Lunzer Decke	26	6·5 (Austritt der Erlauf aus der Lunzer Decke — Gfäller Alm)
Annaberger Decke	15	7 (Vordere Tormäuer—N-Fuß des Ötscher)
Ötscherdecke (i. e. S.) = Unterbergdecke	12	7·5 (N-Fuß des Ötscher—Neuhaus)
Göllerdecke.....	17	9 (Neuhaus—Kniebügel NE Rotmoos)
Hochschwabschuppe	20	18·5 (Kniebügel—St. Ilgen)
Zwischenraum	30 ?	—
Lachalpendecke	5	4 (Dürradmer—Rotmoos)
Gesamtbreite	137 ?	52

Die große Breite des Ablagerungsraumes der Lunzer Decke erklärt sich dadurch, daß für die Ausglättung der Faltung des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke (7 *km*) noch 4 *km* dazugerechnet wurden, ferner angenommen wurde, daß an der Stirn der Lunzer Decke 2 *km* abgetragen und der Rest (13 *km*) unter der Sulzbachschuppe und der Annaberger Decke verborgen ist. Von dem Ablagerungsraum der Annaberger Decke sind mindestens 5 *km* unter der Ötscherdecke verborgen. Die Breite des Zwischenraumes N des Ablagerungsraumes der Lachalpendecke ist unbekannt und kann daher ebensogut kleiner als größer als 30 *km* sein.

4. Profil: St. Veit a. d. Gölsen—Reisalpe—Altenberg

	Vor der Orogenese	heute	
Frankenfelser Decke	12 ?	1	(Ohne Kieselkalkzone)
Lunzer Decke	17	7	
Zwischenschuppen	15	3·5	(Im Profil Schwarzkogel—Reuter)
Reisalpendecke	9	6	(Reisalpe—Sattel N Hegerberg)
Unterbergdecke	11	6·5	(Heger B.—Riegelbauer)
Göllerdecke	26	19	(Riegelbauer—Altenberg)
Zwischenraum	40 ?	—	
Lachalpendecke	18	12	(Gscheidl—S-Rand des Rauhenstein)
Gesamtbreite	148 ?	39·5	

Das gegenwärtige Profil durch die Zwischenschuppen ist 2 *km*, das Profil durch die Lachalpendecke 4 *km* westlicher gemessen als die übrigen Querschnitte. Im Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke wurde angenommen, daß eine Stirnabtragung von 1 *km* erfolgt ist und daß 10 *km* (?) unter der Lunzer Decke verborgen sind. Im Ablagerungsraume der Lunzer Decke wurden 3 *km* für den von NEUBAUER beschriebenen inversen Mittelschenkel gerechnet, während durch Ausglättung der sehr starken Faltung ein Ablagerungsraum erhalten wurde, der doppelt so breit wie der heute sichtbare Teil der Decke ist. Daß der Ablagerungsraum der Zwischenschuppen um ein Mehrfaches breiter war als die in der geologischen Karte sichtbaren Ausbisse dieser Schuppen, zeigt besonders deutlich das Profil VIII bei SPENGLER 1928, Taf. I. Da die hauptsächlich aus mächtigen Dolomitmassen aufgebauten Einheiten: Reisalpendecke, Unterbergdecke und Göllerdecke viel schwächer gefaltet sind als die Lunzer Decke, ist hier der Breitenunterschied zwischen dem Ablagerungsraum und der heutigen Breite viel geringer (46 : 31·5).

5. Profil: Thenneberg—Furth—Brunn (am Steinfeld)

	Vor der Orogenese	heute	
Frankenfelser Decke	10 ?	0·2	
Lunzer Decke	22	2·3	(samt Gosaubedeckung)
Reisalpendecke	5	3	
Unterbergdecke	11	7·5	(Sattel zwischen Hocheck und 709 — Mitte zwischen Waxeneck und „Am Kahrl")
Göllerdecke	23	14	(Lichtensperger bei Furth—Ruine Starhemberg)
Decke der Hohen Wand	12	8	(„Im Brand" S Persching — Brunn a. St.)
Gesamtbreite	83 ?	28	

Dieses Profil ist im Gegensatze zu den anderen Profilen nur auf der 4 *km* langen Strecke vom Nordrand bis zum Gipfel des Hocheck N—S, sonst NW—SE gezogen, da wir uns hier bereits in dem westkarpathisch (SW—NE) streichenden Teile der Kalkalpen befinden. Die Frankenfelser Decke ist im 5. Profil fast gänzlich, die Lunzer Decke zum weitaus größten Teile unter den höheren Kalkalpendecken verborgen. In dem hier als verborgener Teil der Lunzer Decke betrachteten Raume ist auch die östliche Fortsetzung der Zwischenschuppen des 4. Profiles enthalten. Die große Breite des Ablagerungsraumes der Göllerdecke erklärt sich dadurch, daß die Masse des P. 912 als isolierte Deckscholle an der Stirn der Göllerdecke betrachtet (S. 273) und angenommen wurde, daß die drei höheren Schuppen der Göllerdecke Schubweiten von je 1 *km* besitzen und daß 5 *km* der Göllerdecke unter der Decke der Hohen Wand verborgen sind.

Die relative tektonische Abwicklung (ARNOLD HEIM 1916, S. 477) beträgt in den 5 Profilen:

		1	2	3	4	5
ohne	Berücksichtigung der Juvavischen Decken	1·9	2·2	2	2·3	3
mit		3·2	3	2·7	3·7	—

Nur die untere Reihe ist mit den im I. T., S. 57 und im II. T. S. 59 gegebenen Zahlen vergleichbar. Die obere Reihe ist aber dadurch verläßlicher, daß der „Zwischenraum" nicht berücksichtigt ist, dessen Breite sehr hypothetisch ist. Die Zahlen der oberen Reihe zeigen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs in dem Kalkalpenteil zwischen den Weyerer Bögen und dem Wiener Becken (Profile 3—5) von W gegen E zunimmt. Dasselbe aber ergibt sich auch schon aus der Tatsache, daß die Zahl der Schubflächen von W gegen E größer wird.

Der schief aufs Streichen verlaufende Abbruch der Kalkalpen gegen das Wiener Becken an der Thermenlinie hat heute (gemessen an der geradlinigen Verbindung Kalksburg—Ternitz) eine Länge von 51·5 *km*. Vor der Orogenese waren die entsprechenden Punkte 112 *km* voneinander entfernt. Ebenso wie im 5. Profil ist auch hier im nördlichsten Teile die stärkste Verschmälerung durch die Orogenese erfolgt. Die heutige Entfernung zwischen dem Nordrande der Kalkalpen bei Kalksburg und Brunn a. Geb. beträgt 5 *km*, vor der Orogenese lagen die heute am Nordrande der Frankenfelser Decke aufgeschlossenen Gesteine 34 (?) *km* nördlicher als diejenigen der Ötscherdecke.

Nach meiner P. K. reichte der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke etwa bis zur Linie: Turracher Höhe—Neumarkter Sattel—Zirbitzkogel, derjenige der Lachalpendecke etwa bis zur Linie: Gleinalm-Speikkogel—Peggau nach S. Das gilt aber nur unter der nicht sehr wahrscheinlichen Voraussetzung, daß sich der kristalline und paläozoische Untergrund, auf dem die Gesteine der Hallstätter bzw. Lachalpen-Decke abgelagert wurden, in der alpidischen Orogenese völlig starr verhielt und daher keine Raumverschmälerung erfahren hat. Über die Platzschwierigkeiten, die sich aus der Anwesenheit des Stangalpen-Mesozoikums ergaben, siehe II. T. S. 61—62. Die Trias des Krappfeldes liegt bereits südlich des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke. Der Ablagerungsraum der Lachalpendecke lag somit wahrscheinlich südlicher als die heutigen Aufschlüsse des Semmering-Mesozoikums im Mürztale, was für die Auffassung der Semmeringgesteine

als Fenster spricht. Es wäre möglich, daß vor der Transgression der Gosauschichten der Kainach die Triasgesteine nicht durch Abtragung, sondern durch tektonische Abwanderung nach N verschwunden sind.

2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese

In der folgenden Tabelle bedeuten die Zahlen der ersten Reihe die im vorhergehenden Abschnitte beschriebenen Profile, diejenigen der anderen Reihen die beiläufige Breite der Kalkalpen in den angegebenen Zeitpunkten in *km*.

	1	2	3	4	5
Vor der Orogenese	149	142	137	148	83
Nach dem Gault	89	102	102	90	83
Nach dem Cenoman und Turon (?)	79	68	77	78	60
Kreide-Tertiär-Grenze	65	55	77	78	60
Heutige Breite	46·5	47	52	39·5	28

Der älteste Deckenschub war die der Austrischen Phase angehörige Überschiebung der Hallstätter Decke (II. T., S. 64) und wohl auch der Lachalpendecke. Dadurch hatte sich bereits nach dem Gault die Breite der Profile 1—4 nicht nur um die Breite des Ablagerungsraumes der Hallstätter- und Lachalpen-Decke, sondern auch um den „Zwischenraum" verkürzt. Nur in Profil 1 lag noch der im „Zwischenraum" enthaltene Ablagerungsraum der Schuppenzone damals noch südlich der Gesteine der Dachsteingruppe.

In der Vorgosauischen (= Subherzynischen) Phase erfolgte in Profil 1 die Faltung der Reichraminger Zone, die Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke und der Decke des Toten Gebirges, so daß sich der Nordteil des Profiles um etwa 10 *km* auf die heutige Länge verschmälerte.

In der Laramischen Phase verschwand die Schuppenzone unter dem Dachsteinmassiv, so daß sich das Profil um weitere 14 *km* verschmälerte.

Im Tertiär erfolgte — abgesehen von dem großen oberostalpinen Deckenschub über Penninikum, Unterostalpin und Flysch — nur der Nordschub der Warscheneckdecke (welche etwa der Gamsfelddecke des II. T. entspricht) und der darunterliegenden schmalen Zlambachschuppe [1]) und schließlich im jüngsten Tertiär und Quartär eine beträchtliche Rückwitterung des Südrandes der Dachsteingruppe.

Bei einem Vergleich der nur 23 *km* von einander entfernten Profile von Hallstatt (II. T., S. 63) und von Grünau—Mitterndorf (III. T., S. 295) scheint es, daß diese beiden heute fast gleich breiten Profile an der Kreide-Tertiär-Grenze noch sehr verschieden breit waren, was sehr unwahrscheinlich wäre. (Hallstatt 116, Grünau 65 *km*.) Tatsächlich muß in dieser Hinsicht das Profil von Hallstatt richtiggestellt werden. Ich habe im II. T., S. 66 die eine Verschmälerung von 9 *km* bringende Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges der tertiären Orogenese zugerechnet. Nach PIAS Beobachtungen in der Salmgruppe (1943, S. 148) und unter Berücksichtigung des Flyschfensters von Grünau ist aber die Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke — wenigstens in Oberösterreich —

[1]) Die Gosauschichten bei der Schneckenalm im Salzatal und WSW des Reschenhorns scheinen sich nach Blatt „Liezen" wegen ihrer tiefen Lage im Liegenden des zur Zlambachschuppe gehörenden Grasbergzuges zu befinden.

vorgosauisch. Daher sind in dem Profil von Hallstatt die Zahlen 128 ? durch 119 ? und 116 ? durch 107 ? zu ersetzen. Ferner habe ich in der Tabelle II. T., S. 58 in sehr hypothetischer Weise für den Ablagerungsraum der Allgäudecke im Profil von Hallstatt den Betrag von 27 (25) ? *km* eingesetzt. Im Profil von Grünau habe ich hingegen die östliche Fortsetzung des Ablagerungsraumes der Allgäudecke nicht mehr berücksichtigt. Wie die Ränder des Grünauer Flyschfensters zeigen, ist hier unter der Reichraminger Zone sicher keine Allgäudecke mehr vorhanden, die in der östlichen Fortsetzung des Ablagerungsraumes der Allgäudecke abgelagerten Gesteine müssen einst nördlich des heutigen Kalkalpenrandes gelegen gewesen und jetzt gänzlich abgetragen sein. Die für den Vergleich der Breite der beiden Profile an der Kreide-Tertiär-Grenze maßgebenden Zahlen sind daher 107—25 = 82 (Hallstatt) und 65 (Grünau—Mitterndorf).

Im 2. Profil sind zweifellos die Falten der „Mittleren Faltenzone" vorgosauisch, da sie von der Gosauzone Großraming—St. Gallen diskordant überlagert werden. Auch die Falten und Schuppen der Ternberger Zone sind wenigstens älter als die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch, da sie von dieser gewaltigen Überschiebung abgeschnitten werden, wie man am besten am Kalkalpenrande zwischen Brauneck und dem Steyrtal sieht (Blatt „Kirchdorf" und F. BAUER 1953, Taf. I). Man wird daher wohl nicht fehlgehen, wenn man annimmt, daß das Profil 2 vom Kalkalpen-Nordrande bis zur Hengstpaßlinie schon vor Ablagerung der Gosauschichten annähernd die heutige Breite besaß.

Schließlich ist auch die Raumverengung in der von der Hallstätter Decke verhüllten Faltenzone zwischen Maiereck und Hallermauern wohl zum größten Teile bereits vor der Ablagerung der nur schwach gefalteten Gosauschichten des Windischgarstener Beckens erfolgt.

In der Laramischen Phase verschwanden etwa 13 *km* der Admonter Schuppenzone unter der Trias der Hallermauern.

Im Tertiär erfolgte hauptsächlich durch den Nordschub der Hallermauern [1]), den man auf etwa 6 *km* schätzen kann, noch eine weitere Verschmälerung des 2. Profiles.

In den zwischen der Gosauzone Großraming—St. Gallen und dem Wiener Becken gelegenen Profilen 3—5 erfolgten außer der Überschiebung der Lachalpendecke noch zwei sicher vorgosauische Vorgänge: 1. Die Überschiebung der Decke der Hohen Wand, deren Schubweite ich auf mindestens 9 *km* schätze. Das vorgosauische Alter dieser Decke ergibt sich aus der diskordanten Lagerung der Gosauschichten beiderseits des Miesenbachtales. Dieselben Gosauschichten überlagern aber auch diskordant die drei oberen Schuppen der Göllerdecke (Baumeck—Guglzipf—Schuppe, Dürrewand—Schuppe, Größenberg—Schuppe S. 277), von denen die zwei letzteren offenbar gleichzeitig mit der Decke der Hohen Wand entstanden sind. Für das 5. Profil ergab sich dadurch eine Verschmälerung um 11 *km* (9 *km* Decke der Hohen Wand [2])+2 *km* Vorschub der Dürrewand- und Größenbergschuppe). 2. Die starke Faltung innerhalb der späteren Lunzer Decke. Für das vorgosauische Alter dieser Faltung spricht die diskordante Lagerung der Gosauschichten der Vorder- und Hintereben bei Lilienfeld (SPENGLER 1928, S. 91—92, NEUBAUER 1949, S. 36) und des Höllensteinzuges bei Wien (SPITZ 1910). Jünger als diese Faltung, aber vielleicht auch noch vor-

[1]) Zur Veranschaulichung des Wechsels von N- und S-Vergenz im Bereiche der Hallermauern siehe SPENGLER 1928 a, S. 15, Fig. 1.

[2]) Trotzdem liegen jetzt nur 5 *km* der Göllerdecke in Profil 5 unter der Decke der Hohen Wand verborgen, da durch spätere Stirnabtragung an der Decke der Hohen Wand 4 *km* der Göllerdecke wieder zum Vorschein gekommen sind.

gosauisch ist die Überschiebung der Annaberger Decke. Im 4. Profil kann man daher die Verschmälerung durch die damals noch autochthone Faltung im Bereiche der Lunzer Decke auf 7 *km* und im Raume der — in ihrer heutigen Form erst durch die tertiäre Orogenese geschaffenen — Zwischenschuppen auf etwa 5 *km* schätzen. Dasselbe kann man auch für das 5. Profil annehmen, wo allerdings der größte Teil der gefalteten Lunzer Decke und die östliche Fortsetzung der Zwischenschuppen jetzt gänzlich unter der Reisalpendecke verborgen sind, so daß sich für Profil 5 eine vorgosauische Gesamtverschmälerung von 23 *km* (11+12) ergibt.

In Profil 3 beschränkt sich die vorgosauische Verschmälerung auf die damals noch autochthone Faltung innerhalb der späteren Lunzer Decke, auf den Vorschub und die Eigenfaltung der Annaberger Decke und den wohl sehr geringen vorgosauischen Anteil der Überschiebung der Ötscherdecke. Man darf vielleicht die Verschmälerung durch diese tektonischen Vorgänge im ganzen auf etwa 25 *km* schätzen.

Zu dieser Zahl gelangte ich durch folgende Erwägung: In dem 20 *km* östlicher liegenden Profil durch das Annaberger Fenster erfolgte eine vorgosauische Verschmälerung um 15 *km*. Denn in Abb. 5, Profil b liegt *km* 8 der Annaberger Decke über *km* 23 der Lunzer Decke. Wenn sich auch der Bau auf der 20 *km* langen Strecke ändert — die Schubweite der Annaberger Decke wird kleiner, dafür aber schaltet sich darunter die Sulzbachschuppe ein — so darf man aber doch annehmen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs annähernd gleich bleibt. Zu diesen 15 *km* kommen schätzungsweise etwa 5 *km* für die Faltung innerhalb des nördlich von der Gfälleralm gelegenen Teiles der späteren Lunzer Decke. Ich habe daher den Ablagerungsraum dieses Teiles der Lunzer Decke in der P. K. um 5 *km* breiter gezeichnet als in der G. K. Für die Verschmälerung innerhalb der Annaberger Decke durch Faltung habe ich 3 *km* angenommen, für den vorgosauischen Vorschub der Ötscherdecke nur 2 *km*. 15+5+3+2 =25 *km*.

Da im Bereiche der Profile 3—5 keine der Admonter Schuppenzone entsprechende südvergente Schuppung vorhanden ist, dürfte hier an der Kreide-Tertiär-Grenze keine weitere Verschmälerung eingetreten sein.

Sehr groß ist hingegen die in diesen drei Profilen im Tertiär erfolgte Verschmälerung. Der tertiären Orogenese rechne ich zu: 1. die Faltung innerhalb der Frankenfelser Decke, denn im Gegensatze zur Lunzer Decke finden sich in der Frankenfelser Decke nirgends über Falten diskordant gelagerte Gosauschichten. Das nachgosauische Alter dieser Falten wäre bewiesen, wenn die von GEYER auf Blatt „Weyer" als Kreideflysch kartierten fossilleren Gesteine im Kerne der Mulden des Westteiles der Frankenfelser Decke Gosauschichten sind, wie ABERER (1951, S. 16—25) annimmt. Aber auch dann, wenn es sich um Cenoman handelt, besteht kein Gegenbeweis gegen das tertiäre Alter dieser Mulden. 2. die Überschiebung der Lunzer über die Frankenfelser Decke. Das ergibt sich daraus, daß diese Überschiebung denselben Bewegungsmechanismus besitzt wie die sicher tertiäre Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, was sich besonders an den beiden Enden der Frankenfelser Decke zeigt. 3. Die Überschiebung der Reisalpendecke (samt den Zwischenschuppen), der jüngere Vorstoß der Ötscherdecke, die Schuppe der Steinwandklamm, wahrscheinlich [1]) die Göllerdecke, sicher die Baumeck-Guglzipf-Schuppe. Nur die

[1]) Obwohl für die Göllerdecke wegen des Fehlens von Gosauschichten unter der Schubfläche ein direkter Nachweis des nachgosauischen Alters nicht möglich ist, halte ich vorgosauische Entstehung deshalb für unwahrscheinlich, weil die mit zur Göllerdecke parallelen Schubflächen beginnenden tieferen und höheren Schubmassen nachweisbar nachgosauisch sind.

Dürrewand- und Größenberg-Schuppe sind vorgosauisch. Hingegen ist die Hochschwabschuppe sicher nachgosauisch.

Von der in den Profilen 3—5 im Tertiär eingetretenen Verschmälerung dürften entfallen auf

	3	4	5
Frankenfelser und Lunzer Decke	8	13 ?	10 ?
Ötscherdecke (im weiteren Sinne)	17	25·5	22 ?
Summe ...	25	38·5 ?	32 ? *km*

Demnach dürfte sich die tektonische Entwicklung des östlichen Kalkalpenabschnittes etwa so vollzogen haben: In der Austrischen Phase bildete sich ebenso wie im Mittelabschnitt eine einzige Decke von sehr großer Schubweite, die Hallstätter bzw. Lachalpen-Decke. Wie ich bereits im II. T., S. 64, bemerkte, handelt es sich hier vielleicht um eine Gleitdecke.

In der Vorgosauischen Phase entsteht im Bereiche des Nordtiroler und des Lunzer Faziesgebietes ein Faltengebirge, in dem sich die Faltung nur ausnahmsweise zu kurzen Faltenüberschiebungen steigert (Staufen-Höllengebirgs-Decke). Dieses Faltengebirge hatte im Raume westlich der Gosauzone Großraming—St. Gallen eine Breite von über 30 *km*. Nur der südlichste Teil dieses vorgosauischen Faltengebirges setzte sich in den östlich dieser Gosauzone gelegenen Raum fort und läßt sich bis zum Wiener Becken verfolgen. Die Breite dieses Faltengebirges wird gegen E geringer. In Profil 4 sind es kaum 10 *km*. Nach der Art der Falten dürfte es sich vor der Transgression der Gosauschichten um ein dem Schweizer Kettenjura vergleichbares Mittelgebirge gehandelt haben. Durch einen etwa 35 *km* breiten, damals noch ungestörten Streifen getrennt, lag im Bereiche der Hohen Wand und des Schneeberges ein zweites vorgosauisches Gebirge, welches aber wegen der massigen, schwer faltbaren Kalke einen mehr plateauartigen Charakter hatte.

An der Kreide-Tertiär-Grenze wurde im Westteile des Gebietes — etwa bis zum Kaiserschild — und ganz im E, bei Payerbach, ein hauptsächlich aus tieferer Trias bestehender Gesteinsstreifen von S her unter die Kalkalpen unterschoben (Admonter und Payerbacher Schuppenzone).

Bei der tertiären Orogenese verhielt sich — wie bereits SPITZ (1916) richtig erkannte — der W und E der Gosauzone Großraming—St. Gallen gelegene Teil der Kalkalpen sehr verschieden. Im W wurde das vorgosauische Faltengebirge als fast starre Platte über die Flyschzone geschoben, und erst nach dieser riesigen Überschiebung entstand längs der Linie Grünau—Windischgarsten eine schmale antiklinale Aufwölbung, welche es der Erosion gestattete, die Flyschfenster zu öffnen. Im E hingegen wurde an das vorgosauische Faltengebirge nördlich noch eine schmale Faltenzone angegliedert (Frankenfelser Decke), die im S durch die Überschiebung der Lunzer Decke abgegrenzt wurde. Außerdem wurde der zwischen beiden vorgosauischen Gebirgen gelegene Raum in eine Folge von dachziegelartig übereinanderliegenden Schuppen verwandelt.

3. Die orogenetische Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges

In dem zwischen der Grenze der P. K. des II. und III. T. und der Gosauzone Großraming—St. Gallen gelegenen Abschnitt ist keine Verkürzung in der Längsrichtung durch die Orogenese eingetreten. Hingegen ist der Abschnitt zwischen dieser Gosauzone und dem Wiener Becken durch die Orogenese beträchtlich verkürzt worden. Die Entfernung Großraming—Gumpoldskirchen beträgt jetzt 130 *km*, im Ablagerungsraum waren es etwa 162 *km*.[1]) Diese Verkürzung ist hervorgerufen: 1. durch die Querfaltungen im Bereiche des Blattes „Gaming—Mariazell" (RUTTNER 1948). 2. durch den der tertiären Orogenese angehörigen Westschub im Bereiche der Weyrer Bögen. 3. durch den Umstand, daß der östlichste Teil der Kalkalpen bereits westkarpathisch (SW—NE) streicht, wodurch eine W-gerichtete Komponente der Bewegung entsteht.

4. Der Übergang aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung

Der Übergang aus der ostalpinen (W—E) in die westkarpathische (SW—NE) Streichungsrichtung vollzieht sich an zwei „Gelenken" (Biegungsstellen im Streichen). Das erste Gelenk liegt bereits am „Wirbelzentrum von St. Gallen" (Südende der Weyrer Bögen, S. 242), das zweite, viel ausgeprägtere, nahe dem Wiener Becken.

Beobachtet man das Faltenstreichen in der Lunzer Decke zwischen den beiden Gelenken, so ergibt sich folgendes: Voralpe und Königsbergzug streichen 60°, die Lunzer Musterfalten 55°, die Hohensteinüberschiebung 70°, die spärlichen, zwischen dem Hallbachtal und Altenmarkt an der Triesting sichtbaren Reste der Lunzer Decke weisen ein fast genau W—E Faltenstreichen auf. Das Faltenstreichen in der Lunzer Decke beschreibt also einen sehr flachen, gegen NNW konvexen Bogen. Die zugehörige, 108 *km* lange Sehne (Entfernung zwischen Altenmarkt bei St. Gallen und Altenmarkt an der Triesting) streicht 70°. Es bedeutet dies immerhin bereits ein leichtes Einschwenken in die westkarpathische Richtung im Vergleich mit den fast genau W—E streichenden Falten der Reichraminger Zone westlich des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen. Zu einem übereinstimmenden Resultat kommt man, wenn man das Streichen des Nordrandes der Ötscherdecke = Unterbergdecke mißt. Der Nordrand der Ötscherdecke verläuft zwischen Göstling und Lunz auch 55°, weiter im E nähert er sich auch stärker der W—E-Richtung, ist aber infolge der starken Zerschneidung des Nordrandes der Unterbergdecke durch die Erosion nur schwer zu messen. Aber auch hier derselbe flache, gegen NNW konvexe Bogen. Die zugehörige, 90 *km* lange Sehne Gams—Panzenbeck bei Pernitz streicht auch 70°.

Östlich des östlichen Gelenkes herrscht bereits typisch westkarpathisches Streichen: die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone streicht zwischen Altenmarkt an der Triesting und Kalksburg 50°, die Überschiebung der Further Schuppe und der Ostabsturz der Hohen Wand streichen 45°.

Sehr interessant nun ist es, daß das Umschwenken in die westkarpathische Streichungsrichtung im östlichen Gelenk die einzelnen tektonischen

[1]) Aus der P. K. ergeben sich nur 159 *km*. Nach ROSENBERG (1957) möchte ich aber glauben, daß ich in der P. K. den unter der nach W über die Gosauzone geschobenen Frankenfelser Decke verborgenen Gesteinsstreifen um mindestens 3 *km* zu schmal gezeichnet habe. ROSENBERGS Arbeit bekam ich erst in einem Zeitpunkt, als größere Änderungen an der P. K. nicht mehr möglich waren.

Einheiten an verschiedenen, nicht in einer geraden Linie liegenden Stellen ergreift. So streicht bereits östlich von St. Veit an der Gölsen die Flyschzone mit westkarpathischem Streichen unter der Frankenfelser Decke heraus (siehe geol. Spezialkarte „St. Pölten" und die Karte von PROKOP), während die Frankenfelser und Lunzer Decke das ostalpine Streichen noch beibehalten und erst 22 *km* östlicher, bei Altenmarkt an der Triesting, in scharfem Knick in das westkarpathische Streichen umschwenken. Das ist nur dadurch möglich, daß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch eine bedeutende Schubweite aufweist.

Bei der Reisalpendecke löst sich das östliche Gelenk in zwei Gelenke auf, welche ebenfalls 22 *km* voneinander entfernt sind: a) beim Außer-Traisenbacher (im Hallbachtal 4 *km* oberhalb von Klein Zell) biegt der Rand der Decke aus dem W—E in SW—NE-Streichen um. In dem Raume zwischen dem Hallbach- und Ramsautale biegt er allerdings wieder in die W—E-Richtung zurück, so daß auch hier ein gegen NNW konvexer Bogen entsteht, dessen Sehne etwa 70° streicht. b) Bei Altenmarkt an der Triesting erfolgt an derselben Stelle wie bei der Lunzer und Frankenfelser Decke die endgültige Einbiegung in die westkarpathische Streichungsrichtung.

Merkwürdigerweise liegt die Grenze zwischen dem ostalpinen und dem westkarpathischen Streichen bei der nächsten tektonischen Einheit, der Unterbergdecke, 9 *km* westlicher, beim Panzenbeck im Tale des Mirabaches. Es handelt sich um eine sehr scharfe Knickung aus W—E in SW—NE (siehe S. 272). Im Gegensatz dazu vollzieht sich der Übergang in das westkarpathische Streichen bei der Göllerdecke in Form eines gleichmäßig gekrümmten Bogens in der Gegend von Gutenstein (S. 273). Auch die höheren Teilschuppen der Göllerdecke weisen denselben sanft gekrümmten Bogen auf.

Anders verhält sich erst die aus mächtigen, massigen Wettersteinkalken aufgebaute Schneebergdecke. Die von CORNELIUS erkannte Drehbewegung der Kalkplatte der Rax und des Schneeberges ist nur möglich, wenn es sich um eine an beiden Enden freie Gesteinsplatte handelt. Die Drehbewegung wird erst dadurch verständlich, daß diese Gesteinsplatte genau an der Stelle liegt, wo die Streichrichtung aus dem ostalpinen in das westkarpathische Streichen umschwenkt. In der Schneealpe herrscht noch N-Vergenz, in der Hohen Wand bereits NW-Vergenz. Da nun gerade in dem Zwischenraum eine starre Riffkalkplatte liegt, welche sich nicht biegen ließ, hat diese auf das Umschwenken in der Weise reagiert, daß sie als Ganzes eine Drehbewegung ausgeführt hat. Die beiden Linien: „Altenberger Tal—Naßkamm" und „Willendorf—Grünbach" sind die etwa 32 *km* voneinander entfernten Teilgelenke des östlichen Hauptgelenkes, an dem das Umschwenken aus dem ostalpinen in das westkarpathische Streichen erfolgt. Ähnliche Erscheinungen hat KOSSMAT an der Umbiegungsstelle aus dem südalpinen W—E-Streichen in das dinarische NW—SE-Streichen beschrieben.

Rückblick auf die ganze Arbeit (I.—III. Teil)

1. Die Schwierigkeiten bei der Konstruktion der Karte

Zunächst sei nochmals ausdrücklich betont, daß ich die meiner Arbeit beiliegende paläogeographische Karte als einen ersten Versuch betrachten möchte, den Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine

der Nördlichen Kalkalpen zu rekonstruieren. Ich bin mir wohl bewußt, daß dieser Versuch mit zahlreichen Mängeln und Unsicherheiten behaftet ist.

Die Rekonstruktion war eine äußerst schwierige Aufgabe, u. zw. aus mehreren Gründen: 1. Von dem Gesteinskörper, dessen tektonische Veränderungen rückgängig zu machen waren, ist nur ein kleiner Teil der Beobachtung zugänglich und auf den geologischen Karten dargestellt. Viel größere Teile sind durch höhere Schubmassen, ferner durch Oberkreide, Tertiär und Quartär verhüllt. Auf den Innenbau dieses Gesteinskörpers kann man nur von den Beobachtungen an der Erdoberfläche schließen, nur ein größerer Tunnel (Bosrucktunnel) ist vorhanden, die wenigen Aufschlüsse durch den Bergbau reichen für meine Zwecke zu wenig tief hinab. Ja man weiß überhaupt nur an wenigen Stellen, vor allem am Südrande der Kalkalpen, wie tief die Untergrenze der Trias liegt. 2. Die größte Schwierigkeit liegt darin, daß es sich um die Abwicklung eines tektonischen Gebildes handelt, das durch die Einwirkung von tektonischen Kräften entstanden ist, die nicht nur in meridionaler Richtung, sondern auch in anderen Richtungen und zu sehr verschiedenen Zeiten gewirkt haben. Diese Schwierigkeit machte sich am stärksten im III. Teile der Arbeit bemerkbar. 3. Die verwendeten geologischen Karten sind nicht gleichwertig. Für einzelne Teile existieren sehr gute, für andere weniger verläßliche und veraltete geologische Karten, die bisweilen am Kartenrand mit den Nachbarblättern gar nicht zusammenstimmen. Es war daher unvermeidlich, daß die Rekonstruktion im Bereiche älterer Karten, z. B. in dem noch nicht von RUTTNER aufgenommenen Teile des Blattes „Gaming—Mariazell", schematischer ausgefallen ist als in anderen Teilen der Kalkalpen.

Ich habe mich nach den neuesten, in einigen Fällen sogar nach zur Zeit der Arbeit noch nicht im Druck erschienenen geologischen Karten gerichtet und mich sehr bemüht, die Rekonstruktion so durchzuführen, daß sie möglichst mit keiner Beobachtung eines Aufnahmsgeologen im Widerspruch steht.

Selbstverständlich mußte ich in solchen Fällen, in denen mehrere tektonische Deutungen vorliegen, mich einer dieser Deutungen anschließen. Dadurch wurden an einzelnen Stellen eingehende Erörterungen des tektonischen Baues erforderlich, wodurch der Text so umfangreich geworden ist.

Ganz anders würde der Ablagerungsraum der Gesteine der Kalkalpen aussehen, wenn die erst nach dem Erscheinen des I. Teiles meiner Arbeit veröffentlichte, von RICHTER und SCHÖNENBERG (1954) und KOCKEL (1956) befürwortete Ablehnung des Deckenbaues der Kalkalpen zutreffen würde. Doch kann ich mich der tektonischen Deutung der Genannten nicht anschließen, wie ich an anderer Stelle (1957) gezeigt habe. Auch REITHOFER (1956) und HEISSEL (1958) haben sich für AMPFERERS Ansicht ausgesprochen. Ich habe den Eindruck, daß die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes unter Zugrundelegung der Ansichten von KOCKEL und RICHTER auf unüberwindliche Schwierigkeiten stößt. Die durch Ausglättung der Falten und Rückgängigmachung der Schubflächen innerhalb der bisher als Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke betrachteten Teile der Kalkalpen erhaltenen Ablagerungsräume würden sich nicht aneinanderfügen lassen.

Ich hoffe, daß spätere Autoren auf Grund einer besseren geologischen Karten- und Profilgrundlage und vielleicht auch durch Anwendung exakterer Methoden der Abwicklung zu einer genaueren Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der kalkalpinen Gesteine gelangen werden. Soviel aber glaube ich mit dieser Arbeit gezeigt zu haben, daß die flächenhafte Abwicklung der Abwicklung eines aus dem Zusammenhang herausgerisse-

nen Profils überlegen ist. Denn nur so ergibt sich klar die Abhängigkeit der einzelnen Profile voneinander.

2. Hauptergebnisse der Arbeit

Setzt man die den drei Teilen der Arbeit beiliegenden paläogeographischen Karten aneinander, so zeigt es sich, daß der Raum, in dem die Trias-, Jura- und Unterkreidesedimente der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurden, innerhalb eines Rechteckes lag, das in W—E-Richtung eine Länge von 573 *km*, in N—S-Richtung eine Breite von 226 *km* besaß. Heute beträgt die Länge der Nördlichen Kalkalpen 525 *km*, ihre mittlere Breite etwa 40 *km*, wenn man von ihrem sehr schmalen westlichsten Teil absieht. Aus der Abwicklung ergibt sich also, daß die Raumverschmälerung durch die Orogenese selbstverständlich unvergleichlich größer war als die auch nicht ganz unbedeutende Verkürzung in der Längsrichtung. Würde man allerdings die Raumverschmälerung durch das Verhältnis 226 : 40 ausdrücken, so würde dies ein ganz falsches Bild geben. Denn der Südrand des umgeschriebenen Rechteckes wird vom Südrand des Ablagerungsraumes nur an einer einzigen Stelle (Meridian von Hallstatt) erreicht, sonst reicht der Ablagerungsraum viel weniger weit nach Süden, und auch der Nordrand des Rechteckes wird nur teilweise erreicht. Das Ausmaß der orogenetischen Raumverschmälerung ist daher im einzelnen sehr verschieden. Es sei auf die „Relative tektonische Abwicklung" einzelner Profile hingewiesen, welche im I. T. (S. 57), im II. T. (S. 58, 59) und im III. T. (S. 298) nach der Methode von ARNOLD HEIM berechnet wurde.

Ein Blick auf die P. K. läßt aber erkennen, daß von den in diesem Raume abgelagerten Triassedimenten nur ein kleiner Teil noch an der Erdoberfläche sichtbar ist. Viel größere Teile der im Triasmeer abgesetzten Gesteine sind entweder unter höheren Schubmassen oder unter jüngeren Sedimenten verborgen oder inzwischen der Abtragung zum Opfer gefallen. Bei den Jura- und besonders bei den Neokomgesteinen ist der abgetragene Teil noch sehr viel größer als bei der Trias. Es zeigt sich nun, daß im Bereiche der älteren Decken, besonders in der Hallstätter Decke und der Krabachjochdecke, der abgetragene Teil der mesozoischen Gesteine besonders groß ist, während die wenigen noch übriggebliebenen Reste dieser Decken nur mehr sehr kleine Teile ihrer Unterlage verbergen. Da in dem südlichsten Viertel des oben erwähnten rechteckigen Raumes nur die Ablagerungsräume der Hallstätter = Lachalpen-Decke und weiter im W der noch spärlicher erhaltenen Krabachjochdecke liegen, zeigt meine Darstellung in sehr anschaulicher Weise, wie verschwindend wenig von dem im Südteil des Rechteckes abgelagerten Sediment erhalten geblieben ist. Weitaus das meiste ist wohl schon in der Oberkreidezeit von der Erosion zerstört worden.

Im Gegensatz zu den älteren Decken verhüllen die jüngeren noch ausgedehnte Räume ihres Untergrundes, während nur kleine Teile der jüngeren Decken — besonders an der Stirn, seltener in Fenstern — der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Daß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter Decke und der Hauptmasse der Kalkalpen so breit war, ergibt sich daraus, daß dort der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke Platz gehabt haben mußte. Im W lag der Ablagerungsraum der Inntaldecke etwa in derselben geographischen Breite wie derjenige der Reiteralmdecke, im E hin-

gegen ist das im Zwischenraum abgelagerte Sediment wahrscheinlich zum größten Teil im Süden zurückgeblieben und dort der Erosion zum Opfer gefallen. Daß auch diese Abtragung schon zum großen Teile in der Oberkreidezeit erfolgte, ergibt sich daraus, daß die durch südvergente, wahrscheinlich der laramischen Phase angehörige Überschiebungen entstandene Werfener und Admonter Schuppenzone eine fast nur aus Unter- und Mitteltrias bestehende Schichtenfolge aufweist. Die Erosion hat daher hier eine sehr breite, längstalartige Vertiefung in der Landschaft geschaffen, welche infolge „Kerbwirkung" die südvergenten Bewegungen erst möglich machte.

Wenn die drei großen Fenster in den Zentralalpen (Unterengadin, Hohe Tauern, Semmering) zutreffen — für das Tauernfenster und für das Semmeringfenster hat auch die Abwicklung der Decken der Nördlichen Kalkalpen neue Anhaltspunkte ergeben (II. T., S. 62 und III. T. S. 298) — lag der Ablagerungsraum sämtlicher Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine der Nördlichen Kalkalpen südlich desjenigen des unterostalpinen Rahmens des Engadiner und des Tauernfensters und des unterostalpinen Fensterinhaltes des Semmeringfensters, aber nördlich der Ablagerungsräume des Brennermesozoikums, des Drauzugs, des Stangalpenmesozoikums und der Trias des Krappfeldes. Das oberostalpine Kristallin der Zentralalpen (Silvretta, Ötztaler Masse, Niedere Tauern) und die durch die Erosion beseitigten oberostalpinen Gesteinsmassen, die einst über dem Penninikum und Unterostalpin der Fenster lagen, bildeten samt dem Paläozoikum der Grauwackenzone die primäre stratigraphische Unterlage der Triasgesteine, welche später als „Ultradecken" im Sinne AMPFERERS nach N geschoben wurden (Inntaldecke, Krabachjochdecken, Reiteralmdecke, Hallstätter Decke, Lachalpendecke), die Gesteine der übrigen Kalkalpendecken wurden nördlicher als die an der Erdoberfläche sichtbaren Gesteine des oberostalpinen Kristallins und der Grauwackenzone abgelagert. Das ergibt sich aus der stratigraphischen Auflagerung der am Südrande der Hochschwabgruppe (SPENGLER 1926, 1951, S. 304) und der Mürztaler Kalkalpen (CORNELIUS 1952) auftretenden Prebichlschichten auf dem Paläozoikum der Grauwackenzone. Wir wissen nicht, wie weit sich der kristalline und paläozoische Untergrund von S unter die Kalkalpen hinein erstreckt. Nur so viel läßt sich feststellen, daß er nicht bis zum Flyschfenster von Windischgarsten (15 *km* vom Südrande) reicht.

Die gewaltige Überschiebung der oberostalpinen Decke (Kristallin+ +Paläozoikum+Mesozoikum) über das Penninikum+Unterostalpin+ +Flyschzone war wohl im Unteroligozän vollendet (MAX RICHTER 1937, S. 13). Daher erfolgten auch die südvergenten Bewegungen bei der Bildung der Werfener, Admonter und Payerbacher Schuppenzone zu einer Zeit, als die Nördlichen Kalkalpen noch südlich des Penninikums und Unterostalpins lagen, und können daher nicht als Beweis für die von KRAUS angenommene „Nordalpine Narbe" betrachtet werden.

Bei dem Nordschub der Kalkalpen über die unterostalpinen und Penninischen Faziesräume muß eine gewaltige Verschluckung in der südalpinen Narbe eingetreten sein. Vor allem müssen die tieferen Teile des oberostalpinen Kristallins verschluckt worden sein, von dem nach dem großen Deckenschub nur mehr die verhältnismäßig dünne obere Abteilung erhalten war, die jetzt noch über dem Penninikum und Unterostalpin liegt und einst auch über den Gesteinen der Fenster lag. Aber auch von den Gesteinen der

Kalkalpen selbst muß ein großer Teil verschluckt worden sein. Das ergibt sich u. a. daraus, daß der Flysch des Fensters von Windischgarsten unmittelbar unter der Hallstätter Decke, der höchsten kalkalpinen Decke, liegt. Ein großer Teil der Gesteine, die in den auf der P. K. mit Signatur II bezeichneten Räumen abgelagert wurden, ist wohl als „verschluckt" zu betrachten.

Wohl gleichzeitig mit dem großen oberostalpinen Deckenschub bildeten sich innerhalb der Kalkalpen zahlreiche jüngere Decken (z. B. Lechtaldecke, Gamsfelddecke, Lunzer Decke, Reisalpendecke usw.).

Das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung vollzieht sich an zwei „Gelenken": 1. am „Wirbelzentrum von St. Gallen", 2. nahe dem Wiener Becken (III. T., S. 303). Letzteres ist die eigentliche tektonische Grenze zwischen Alpen und Karpathen. Durch die Lage an dem östlichen Gelenk erklärt sich die Drehbewegung der Schneebergdecke. In dem westkarpathisch streichenden Teile der Kalkalpen ist die Verschmälerung durch die Orogenese besonders stark, wie die Piestingtalschuppen und die große Breite des unter der Ötscherdecke verborgenen Teiles des Ostabschnittes der Lunzer Decke zeigen (III. T., S. 298).

Erst durch die Abwicklung der Decken und die Ausglättung der Falten wurde die topographische Unterlage für die Fazieskarte der kalkalpinen Trias gewonnen. Die P. K. zeigt, daß sich die Faziesübergänge meist in den jetzt unter den Decken verborgenen Räumen oder in solchen Räumen vollziehen, wo das Sediment im Laufe der Zeit abgetragen wurde, in einzelnen Fällen aber auch innerhalb der an der Erdoberfläche sichtbaren Teile der Decken (II. T., S. 54, 55; III. T. S. 294).

Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums[1])

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt bzw. Bundesanstalt in Wien. M. G. G. W. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. S. B. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. D. Akad. = Denkschriften derselben Akademie.

ABERER F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. M. G. G. W. *39—41*, 1946—1948. Ersch. 1951.

AMPFERER O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. D. Akad. *96*. 1918. Ersch. 1919.

AMPFERER O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme des Blattes Admont—Hieflau. Jb. *76*, 1926.

AMPFERER O.: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. Jb. *80*, 1930.

AMPFERER O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. Jb. *81*, 1931.

AMPFERER O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Admont und Hieflau". Wien 1933.

AMPFERER O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wien 1935. Herausgegeben von der Geol. Bundesanstalt.

ANIWANDTER E.: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe. Unveröff. Dissertation Wien 1954. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

BAUER F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. Mit geol. Karten 1 : 25.000 und 1 : 12.500. Kober-Festschrift Wien 1953.

[1]) Wenn zwei (oder mehr) Arbeiten eines Verfassers aus demselben Jahre vorliegen, wird die in diesem Verzeichnis an zweiter Stelle angeführte Arbeit im Text mit dem Zusatz a, die an dritter Stelle angeführte mit dem Zusatz b zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht. Bei Arbeiten in Zeitschriften wird nach dem Autornamen das tatsächliche Erscheinungsjahr der Arbeit angeführt.

BECK-MANNAGETTA P.: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich. 1 : 500.000. Atlas von Niederösterreich, Wien 1955.

BIEDERMANN H.: Geologie und Tektonik des Raumes Ybbsitz—Gstadt—Opponitz. Unveröff. Dissertation Wien 1952. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

BITTNER A.: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein. Wien 1882 (K).

BITTNER A.: Aus der Umgebung von Wildalpe und Lunz. Verh. 1888.

BITTNER A.: Geologisches aus dem Pielachtale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. Verh. 1896.

BITTNER A.: Aus den Kalkvoralpen des Traisentales, den Umgebungen von Lilienfeld und von St. Veit an der Gölsen. Verh. 1901.

BITTNER A.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „St. Pölten". Wien 1907.

BITTNER A.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Gaming—Mariazell". Wien 1906.

BRANDAUER H.: Die „Schubmasse" im Raume von St. Gallen. Verh. 1955.

BRINKMANN R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitz. Ber. d. Preußischen Akad. d. Wissensch. Phys.-Math. Klasse. Berlin 1936.

CORNELIUS H. P.: Erläuterungen zur geol. Karte des Raxgebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. G. B. A. 1936.

CORNELIUS H. P.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Mürzzuschlag". G. B. A. Wien 1936.

CORNELIUS H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jb. 87, 1937.

CORNELIUS H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jb. *89*, 1939.

CORNELIUS H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz—Grimmingzuges. Verh. 1944.

CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb. Sonderband *2*, 1951.

CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. (Erläuterungen zu Blatt „Mürzzuschlag".) Jb. Sonderband *4*, 1952.

FISCHAK W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, III: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. Unveröff. Diss. Wien 1949. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

GALLE H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiete von Gresten und Reinsberg. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Unveröff. Diss.

GANSS O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb. *87*, 1937.

GANSS O. KÜMEL F. und SPENGLER E.: Erläuterungen zur geol. Karte der Dachsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 15, 1954. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

GATTINGER T.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. Unveröff. Diss. Wien 1953.

GEYER G.: Aus der Umgebung von Hollenstein in Niederösterreich. Jb. *53*, 1903, Ersch. 1904.

GEYER G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jb. *59*, 1909.

GEYER G.: Aus den Umgebungen von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. Verh. 1909.

GEYER G.: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. Verh. 1910.

GEYER G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. Verh. 1911.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Weyer" G. R. A. Wien 1912.

GEYER G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verh. 1913.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Kirchdorf" G. R. A. Wien 1913.

GEYER G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. D. Akad. *82*, Wien 1914.

GEYER G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jb. *63*, 1916.

GEYER G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. 1917.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Liezen" G. R. A. Wien, 1918.

HAHN F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. M. G. G. W., *6*, 1913.

HÄUSLER H.: Zur Tektonik des Grimming. Mitt. R. A. f. B. Zw. Wien, *5*, 1943.

HARTL H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein NÖ. Mitt. d. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien II/1, 1950.

HAUSER L.: Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. N. Jahrb. f. Min. etc. *86*. Beil. Bd. Abt. B.

HEIM ARNOLD: Über Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, *61*, 1916.

HEISSEL W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. M. G. G. W. *50*, 1957. Ersch. 1958.

HERITSCH F.: Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark *57*, 1921.

HÖLZL K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. Anz. d. Wiener Akad. d. Wissensch., Math.-nat. Kl., 1933.

KIRCHMAYER M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustudenten Wien, 4. 1956.

KIRCHMAYER M.: Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal, Oberösterreich. N. Jb. f. Geol. u. Pal. Monatsh. B., 1957.

KOBER L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesellsch. in Wien, *4*. 1911.

KOBER L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. D. Akad. *87*, 1912.

KOBER L.: Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl. Verl. Bornträger, Berlin, 1923.

KOBER L.: Geologie der Landschaft um Wien. Verl. J. Springer, Wien, 1926.

KOBER L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verl. J. Springer Wien, 1938.

KOCKEL C. W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. Verh. 1956.

KRAUS E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. Jb. d. Vereins f. Landeskunde u. Heimatpflege, *91*, Linz 1944.

KRISTAN EDITH: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster und Semmering-Mesozoikum. Mitt. Ges. d. Geologie- u. Bergbaustudenten in Wien, *4*., 1956.

KÜHN O.: Der Bau des Beckens von Windischgarsten und seiner Umrahmung. M. G. G. W. *30*, 1937.

KÜPPER H.: Das Anningergebiet. Verh. 1926.

KÜPPER H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, NÖ. Mit einem Beitrag von WOLETZ, Jb. *92*. 1947. Ersch. 1949.

KÜPPER H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt. Wien 1951.

KÜPPER H.: Bericht (1949) über Kartierungen im Bereiche der weiteren Umgebung von Wien. (Blatt „Wien, Baden—Neulengbach" und „Wiener Neustadt".) Verh. 1950—51, Wien 1951.

KÜPPER H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien (1 : 75.000) G. B. A. 1952.

KÜPPER H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. G. B. A. 1954.

LAHN E.: Der Bau des Ötschergebietes (Niederösterreichische Kalkvoralpen). Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. Abt. B, 1933.

LEBLING Cl.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jh., *24*, 1911.

LÖTGERS H.: Zur Geologie der Weyrer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Jb. d. Oberöst. Musealvereins, *87*, Linz 1937.

MAKOVEC F.: Stratigraphie und Tektonik der Kalkalpen-Flyschgrenze im Raume von Waidhofen an der Ybbs. Unveröff. Diss. Wien 1952.

MARINER F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verh. 1926.

MEDWENITSCH W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone II (Mürztaler Kalkalpen). M. G. G. W. *50* (1957). Ersch. 1958.

MEIER A. und TRAUTH F.: Ein Gosauvorkommen am S-Gehänge der Dachsteingruppe. Verh. 1936.

MOHR H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. M. G. G. W., *2*, 1910.

MOHR H.: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (NÖ). D. Akad. *98*, 1923.

MOJSISOVICS E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. (Bau und Bild Österreich-Ungarns.) Wien 1903.

NADER W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. Unveröff. Diss. Wien 1953.

NEUBAUER W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Mitt. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien I/1. 1949. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PARLOW E.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, V.: Das Gebiet um Scheibbs. Unveröff. Diss., Wien 1950.

PETRASCHECK W.: Kohlengeologie der Österr. Teilstaaten II. Teil, VIII.: Die Steinkohlen der Alpen. Katowitz 1926/29.

PIA J. v.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien, *53*, 1942, Ersch. 1943. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PLÖCHINGER B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb. *93*, 1948.

PLÖCHINGER B.: Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt „Wiener Neustadt" Verh. 1956.

PLÖCHINGER B.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern „Wiener Neustadt" und „Puchberg". Verh. 1957.

PREY S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). Jb. *94.*, 1950.

PREY S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). Jb. *96.*, 1953. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PROKOP F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen. Mitt. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. III/1. 1951. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

REITHOFER O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. Verh. 1956.

RICHTER M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. Verl. v. Gebrüder Borntraeger in Berlin. 1937.

RICHTER M. und MÜLLER-DEILE G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen und der Enns. Z. Deutsch. Geol. Ges. *92*, 1940.

RICHTER M. und SCHÖNENBERG R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. Z. Deutsch. Geol. Ges., *105*, 1953. Ersch. 1954.

RICHTER W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 16, 1937.

ROSENBERG G.: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (NÖ.). Jb. *88*, 1938.

ROSENBERG G.: Frankenfelser- und Lunzer Decke bei Kaltenleutgeben. Verh. 1948.

ROSENBERG G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die „Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien" der Geol. B.-A. im Raume Kalksburg—Sulzberg (Wien). Verh. 1949.

ROSENBERG G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). S. B. Akad. *164*, 1955.

ROSENBERG G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. S. B. Akad. *164*, 1955.

ROSENBERG G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. Verh. 1957.

ROSENBERG G.: Die „Teufelskirche" bei St. Gallen (Steiermark). Verh. 1958.

RUTTNER A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. Jb. *93*, 1948.

RUTTNER A.: Bericht über geologische Aufnahmen im Gebiete der Ötscherdecke auf Blatt „Gaming—Mariazell". Verh. 1949.

RUTTNER A.: Über kohlengeologische Arbeiten und geologische Aufnahmen auf Blatt „Gaming—Mariazell". Verh. 1950.

RUTTNER A.: Aufnahmen auf Blatt „Gaming—Mariazell" und verschiedene lagerstättenkundliche Arbeiten. Verh. 1952.

RUTTNER A. und WOLETZ G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. M. G. G. W. *48*, 1955, Ersch. 1957.

SCHWENK H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, II.: Geologie der Kalkalpen und Klippenzone westlich der Pielach. Unveröff. Diss. Wien 1949.

SOLOMONICA P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. M. G. G. W. *27*, 1934, Ersch. 1935.

SPENGLER E.: Die Schafberggruppe. M. G. G. W. *4.*, 1911.

SPENGLER E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. S. B. Akad. *121.*, 1912.

SPENGLER E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. *68.* 1919.

SPENGLER E.: Das Aflenzer Triasgebiet. Jb. *69.* 1920.

SPENGLER E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen I. Jb. *72.* 1922.

SPENGLER E.: Zur Frage des „Almfensters" in den Grünauer Voralpen. Verh. 1924.

SPENGLER E.: Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. Verh. 1924.

SPENGLER E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. Jb. *75*. 1925.

SPENGLER E. und STINY J.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz" G. B. A. 1926.

SPENGLER E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Verh. 1926.

SPENGLER E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachtales. Jb. *78*. 1928.

SPENGLER E.: Über die Länge und Schubweite der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau *19*., 1928.

SPENGLER E.: Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jb. *81*., 1931.

SPENGLER E. und AMPFERER O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Schneeberg—St. Aegyd". G. B. A. 1931.

SPENGLER E.: Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. Verh. 1934.

SPENGLER E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. (In F. X. Schaffer: „Geologie von Österreich".) 2. veränd. Aufl. 1951.

SPENGLER E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Verh. 1952.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen. Jb. *96*., 1953.

SPENGLER E.: 1954. Siehe O. GANSS.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. Jb. *99*, 1956.

SPENGLER E.: Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. Verh. 1957.

SPENGLER E.: Bemerkungen zu A. Thurner: „Die Puchberg- und Mariazeller Linie" und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. Beck-Managetta. Verh. 1957.

SPITZ A.: Der Höllensteinzug bei Wien. M. G. G. W. *3*., 1910. Mit geolog. Karte 1 : 25.000.

SPITZ A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verh. 1916.

SPITZ A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. M. G. G. W. 12., 1919. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

STERBA H.: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Unveröff. Diss.

STAUB R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. *52*., 1924.

THURNER A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. S. B. Akad. *160*, 1951.

THURNER A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark *84*, 1954.

TOLLMANN A.: Die Hallstätterzone von Mitterndorf, Salzkammergut. M. G. G. Wien *50*. (1957). Ersch. 1958.

TOTH R.: Die östlichen Vorlagen des Wiener Schneeberges. Annalen Naturhist. Museum *49*, 1939.

TRAUTH F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. M. G. G. W. *14*, 1921, Ersch. 1922.

TRAUTH F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. D. Akad. *100* und *101*, 1926 und 1928. Mit geol. Karten 1 : 75.000.

TRAUTH F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anzeiger Akad. Wissensch. *71*, 1934.

TRAUTH F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. M. G. G. W., *29*, 1936, Ersch. 1937.

TRAUTH F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. Abh. G. B. A. *26*, 1. 1948.

TRAUTH F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. Verh. G. B. A. 1954.

WEBER F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Höllengebirge, Traunsee und Almtal. Unveröff. Diss. Wien 1949.

WEIGEL O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. *87*, 1937.

WOLETZ G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. Verh. 1955.

Der Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente der Nördlichen Kalkalpen

III. Teil Kalkalpen zwischen Salzkammergut und Wiener Becken

von E. SPENGLER

0 5 10 15 20 km

ZEICHENERKLÄRUNG:

Ablagerungsräume der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente, welche

- I jetzt noch an der Erdoberfläche sichtbar sind
- II jetzt von Decken oder Schuppen verhüllt sind
- III jetzt von Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllt sind
- IV jetzt von Tertiär verhüllt sind
- V jetzt von Quartär verhüllt sind
- VI inzwischen durch die Erosion gänzlich abgetragen sind
- VII entweder abgetragen oder von Decken verhüllt sind

Grenzen zwischen der Unter- und Mitteltrias in I *(wegen des kleinen Maßstabes nicht überall eingetragen)*

hypothetische, sich nicht unmittelbar aus der Karte ergebende Linien

- an der Erdoberfläche aufgeschlossene
- verhüllte oder abgetragene

} Faziesgrenzen im Triasmeer

FAZIES-GEBIETE DER TRIAS

HAUPTDOLOMITFAZIES:
- T Nordtiroler Fazies
- L Lunzer Fazies
- R Rohrer Fazies

D DACHSTEINKALKFAZIES:
- D/G Gesäusefazies
- D/R Riff-Fazies

HALLSTÄTTERKALKFAZIES:
- S Salzbergfazies
- Z Zlambachfazies
- A Aflenzer Fazies
- M Mürztaler Fazies

▵ Gegenseitige Lage der Gipfelgesteine der Berge **vor** Eintritt der Orogenese (nicht heutige Lagebeziehung)

Abkürzungen bei den Bergnamen:

G = Große(r) | V = Vordere(r) | A = Alpe, Alm | E = Eck | K = Kogel, Kopf | S = Spitze | W = Wand
Kl = Kleine(r) | | B = Berg | H = Höhe, Horn | M = Mauer | St = Stein

Wegen Platzmangels auf der Karte mußten folgende Bergnamen noch stärker abgekürzt werden:

B.-E. = Baumeck (b. Schwarzau i. G.)
E = Eichkogel (E Kaltenleutgeben)
H = Hartelskogel (b. Mitterndorf)
H.-St.-B. = Hochstadelberg (b. Gösing)
H.-T = Hochtausing (b. Wörschach)
Hüh.-K. = Hühnerkogel (b. Annaberg)
Ilg.H. E = Ilgner Hocheck
Ki. = Kitzberg (b. Pernitz)
K. = Kumitzberg (b. Mitterndorf)
ML-B. = Mahlleiten-B. (b. Fischau)
No. = Noyer (b. Stainach)
O.-B. = Obernberg (b. Hohenberg)
Pr-B. = Präwaldberg (SW Windischgarsten)
S. = Schädelkogel (b. Mitterndorf)
Schw.-K. = Schwarzkogel (N Reisalpe)
St.-K. = Steinkampel (b. Alland)
Wh.-K. = Windhagkogel (b. Grünau)
Wurz-Ka. = Wurzener Kampl (b. Spital a. Pyhrn)
Z.-H. = Zuckerhut (b. Grünau)

L (Lunzer Sch.) und K (Kössener Sch.) im Annaberger Fenster beziehen sich auf die selben Punkte wie in Abb. 5
+ Bohrung bei Brunn a. Geb.
+D Lage der Drehachse der Schneebergdecke

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft, 1959. Österreichische Staatsdruckerei. 7850 50

Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen

Von **Peter Beck-Mannagetta**[1])

mit 1 Textabbildung und Tafel V—VIII

Inhaltsübersicht

	Seite
Einführung	313
A. Seriengliederung:	
I. Flattnitz-Serie	317
II. Bundschuhmasse	319
III. Karbon	320
IV. Krappfeld-Trias	320
V a. Metadiabas-Serie	320
V b. Tonalit-Bänderquarzit-Serie	323
V c. Gneismylonit-Albitphyllit-Serie	325
VI. (Quarz-) Phyllitserie	327
VII. Glimmerschiefer-Serie	328
VIII. Graphitphyllit-Mylonit-Serie	331
IX. Kalkphyllitserie	336
X. Granatglimmerschiefer-Serie	338
XI. Pegmatit führende Serie (Marmorserie)	341
B. Überblick über die Gesteinsfolgen	341
C. Tektonik	345
D. Besprechung neuerer Literatur	349
E. Literatur	350

Einführung

Im Laufe der Jahre 1952—1958 wurde vom Verfasser der Raum der östlichen Gurktaler Alpen neu aufgenommen. Im Westen wurden die Aufnahmen von Herrn Dozent Dr. E. ZIRKL bis zur Trias der Innerkrems fortgesetzt, worüber dieser in den Verhandlungen berichtete (57, 58); im Süden zieht die Glan zwischen Feldkirchen und St. Veit als Begrenzung; im Osten und Norden bildet das Blatt Straßburg (Gurk, 185) und Turrach (184), 1 : 50.000 die Grenze gegen das Blatt Hüttenberg—Eberstein (5352), 1 : 75.000 (5 b), und das neu erschienene Doppelblatt Stadl—Murau (159/160), 1 : 50.000, (50). In die randlichen Grenzgebiete im N, O und S wurden zum Zwecke der Abrundung der Aufnahmen Begehungen unternommen.

Geologisch gesehen liegt der Raum zwischen der verschieferten Trias? der Flattnitz (44, 45) im NW und der Krappfeldtrias im SO bzw. zwischen dem Kalkklotz der Grebenze im NO und dem „Tonalitmylonit" von Kraß (56) im SW (O Himmelberg).

Um einen Überblick über die Gesteine und ihre Lagerung zu gewinnen, ist es notwendig, abgesehen von den verschiedenen unterscheidbaren detail-

[1]) Adresse des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, Wien III.

petrographischen und -genetischen Ausbildungen, diese in Gruppen nach bestimmten vorherrschenden Kennzeichen zusammenzufassen und voneinander abzugliedern.

Hätte man fossilbelegte Schichtfolgen vor sich, so wäre die Folge hiedurch altersmäßig gesichert und geklärt. Sicher ist diese Abfolge nur im O und S St. Veit a. d. Glan gegeben, da hier das unverschieferte Mesozoikum normal mit der allgemein verbreiteten Diskordanz der Griffener Schichten (14), den altpaläozoischen (silurischen) Tonschiefern mit ihren Diabasen und Tuffen aufliegt. Das silurische Alter wurde weiter im SO auf dem Christofberg durch SEELMEIER (43) nachgewiesen.

Der altpaläozoische Untergrund wurde im SO von KAHLER und WOLSEGGER (29) dargestellt und die Diabase von ANGEL (1, 3) genauer beschrieben. Diabase sind das kennzeichnende Gestein, und deshalb bleibe ich bei der Bezeichnung Metadiabas-Serie (10, 11, 12, 13), die THURNER (46) erstmals anwandte. Wenn in jüngerer Zeit der Name „Magdalensbergserie" angewendet wird, so ist dies eine meines Erachtens nach unnötige Lokalbezeichnung, da diese Serie im Raume des Magdalensberges sich durch keinerlei abweichende fazielle Ausbildung oder besondere Umprägung von der Metadiabasserie THURNERS abzeichnet (27, 28, 31). Deshalb sehe ich darin keine stratigraphische, sondern, wie der Name aussagt, eine petrographische Namensgebung; daß darüber hinaus die Schichten auch stratigraphisch im gleichen Niveau bleiben, ist ein günstiger Zusatz hiefür.

Die Textur der Diabase als Ergußgesteine ist meistens unzweideutig erhalten; der Mineralbestand zeigt jedoch verschieden weitgehende Umwandlungen, wobei die großen Augitkörner meist als zertrümmerte Relikte noch erhalten sind. Die dichte Grundmasse ist in einen unentwirrbaren Filz von Chlorit, Serizit, Albit und auch Quarz umgewandelt, in dem häufig schwach grün gefärbte, strahlsteinartige Hornblendenadeln und -fetzen aufsprossen. Epidot findet sich untergeordnet im Chloritfilz, der mit Karbonat die Augitkörner angreift. Der Ausgangsfeldspat kann nur hie und da seine ursprüngliche Gestalt als Einsprengling erhalten. Öfters zeigt er eine dem ehemaligen Zonarbau folgende, nach außen abklingende Fülle aus Hellglimmer, Kalzit und Klinozoisit-Epidot.

Den ehemals basischen Charakter hat er vollständig verloren und ist nur mehr als Albit vorhanden. Die Zwillingslamellierung nach dem Ausgangs-Plagioklas hat er vollkommen beibehalten. Öfters ist der Plagioklas randlich fast gänzlich zertrümmert und nur die Summe der kleinen Albitsplitter gibt die Gestalt des ehemaligen Einsprenglings wieder.

Reste magmatischer Hornblende scheinen sehr selten zu sein, und die Gesteine der Serie sind als Diabasporphyrite, dichte Diabase, Augitporphyrite zu bezeichnen. Hellere Porphyrite mit Feldspatvormacht sind mir S St. Veit nicht bekanntgeworden.

Die Diabastuffe sind meist in größerer Menge verbreitet als die reinen, massigen Diabasstöcke und -ergüsse. Manchmal erscheinen helle, gesprenkelte Brockentuffe und Schwielen von Quarz mit ankeritischem Karbonat treten auf; letztere können auch größere Mächtigkeit erlangen und zu limonitischen Rauhwacken verwittern. Massige, körnige Karbonatauslaugungen bilden Eisendolomitlinsen innerhalb der Diabase und ihrer Tuffe. Die vulkanische Beeinflussung der Phyllite bis Tonschiefer äußert sich in einer Verkieselung der Schichten (selten); häufig in welligen Bändern

mit Chloritvormacht im Quarz-Serizit-Gefüge. Je nach der Verteilung des Aschenmaterials entstehen Bänder-Chloritphyllite und Chloritfleckenschiefer, die sich meist nur schwer auf weitere Strecken verfolgen lassen.

Gegen W wird diese Serie stärker gefältelt und endet W T. P. 632, Pollnigg, durchwegs S der Glan verlaufend, um der vollständigen Umwandlung in Chlorit- und Grünschiefer zu weichen, die das tiefere Stockwerk derselben Serie im N und S bilden. Erst im Raum O Am Knittel nach N über Kaltwasser—Schleichkogel—Haidner Höhe—Wintertaler Nock findet man die Metadiabasserie in gleicher schwacher Umprägung mit primären Relikten wieder. Hier treten auch in kleinen Gängen Porphyrite (Haidner Höhe) und als ein Gang aberranter chemischer Zusammensetzung ein Alkaliporphyr, W Widitsch, auf.

Kleine Linsen mit etwas besser erhaltener Textur des primären Gesteinsgefüges findet man S und W Zammelsberg, S der Gurk; SW Braunsberg ist auf einer Kuppe noch unverschieferter Augitporphyrit erhalten. Ganz vereinzelt tritt NO Weisberg in zirka 1350 m ein Stock aus Hornblendeporphyrit in einem saussuritischen hellen Filz von Klinozoisit, Albit und Chlorit als Kern einer größeren Grünschiefermasse auf.

Nach diesen makroskopischen Kennzeichen möchte ich diese Räume mit noch erhaltener Erstarrungsstruktur der Vulkanite ungefähr abtrennen von dem reinen Grünschiefergebiet. in dessen Gesteinen keine Strukturen des Ausgangsmaterials mehr zu erkennen sind. Dadurch versuche ich, den Fortschritt der Umprägung der Gesteine infolge der „phyllitischen" Metamorphose im W vom Wintertaler Nock nach Deutsch-Griffen bzw. Sirnitz (NW zu SO) und weiter O von dem Südufer der Gurk gegen O bzw. SO nach O Zammelsberg bzw. zum Nordrand des Gogausees abzugrenzen. Diese Grenzlinie bezeichne ich als „Grünschiefer-Metadiabas-Faziesgrenze", wobei ich mich bemüht habe, die Linie so zu legen, daß die begleitenden tonig-sandigen Sedimente womöglich auch noch primäre Relikte zeigen, wie klastische Glimmerführung und gerollte Quarze usw. Hiebei wurde die Linie bewußt zuungunsten der Grün- bzw. Chloritschieferentwicklung gezogen, da man sonst nur einzelne Punkte mit erhaltenen Strukturen, aber keine durchgehende Linie ziehen kann.

In gleicher Weise ist die Linie S und O St. Veit a. d. Glan aufzufassen, deren Grenze zur Grünschieferausbildung in die breite Ebene des von Schotter verhüllten Glantales fällt. Bemerkenswert sind die Ausbuchtungen dieser Linie im Westteil der Karte, die durch die Verbreitung der Sandsteinlagen bis Feinkonglomerate zustande kommt, die als Begleiter der Metadiabase bis Diabasschiefer der phyllitischen Metamorphose durch. ihr gröberes Korn einen größeren Widerstand entgegensetzen konnten.

Diese Gebiete mit Metadiabasen fallen auffallend zusammen mit der Darstellung der Verbreitung der „Gailtaler Schiefer" in der Originalaufnahme von PETERS (32). Daß es sich hiebei nicht um eine Faziesgrenze im petrochemischen Sinne handelt, geht aus den vorhergehenden Ausführungen hervor. Damit glaube ich auch, ANGELS Trennung von Metadiabasen und Grünschiefern gerecht geworden zu sein (3) und die kartenmäßige Verbreitung dieser petrographischen Unterschiede im wesentlichen versucht zu haben. Weitere Übergänge könnte man als „Diabasschiefer" herausnehmen; diese Abgrenzung muß aber erst versucht werden.

Hat man die Fülle der Schiefer in diesem Raume derart unterteilt und wesentliche Strukturelemente zu finden versucht, so bemüht man sich, eine weitere fazielle Abgrenzung des Grünschiefergebietes gegen einen Raum höherer Kristallinität und Metamorphose zu finden.

Hiefür versuchte ich in den wesentlichen Gesteinsmassen zwei makroskopische Kennzeichen heranzuziehen: das Auftreten des Granates in ausgedehnteren Flächen der ehemals sedimentären Gesteinsabkömmlinge und die Verbreitung der Amphibolite innerhalb der basischen Gesteine. Diese Abgrenzung stellt eine richtige Faziesgrenze im Sinne ESKOLAS (4) dar.

Zu dieser Gruppierung mußte ich mich entschließen, da die Aufteilung in Phyllit — phyllitische Glimmerschiefer — echte Glimmerschiefer allzu schwankende Grenzen aufwies und die Bezeichnung der Gesteine je nach der Richtung, von der aus man das Gelände betritt, in weiten Grenzen schwanken kann. Auch die Grenze Amphibolit-Grünschiefer zeigt weite Schwankungen dort auf, wo Hornblende führende Grünschiefer an Chlorit-Epidot-Amphibolite stoßen. Im Mikroskop sind diese Unterscheidungen schon nicht leicht, im Gelände praktisch unmöglich. Die Granatführung der begleitenden Schiefer gibt eine Entscheidung zugunsten der Deutung dieser Gesteine als Amphibolite; das Fehlen des Granates jedoch als Grünschiefer. Auch bei dieser Grenzziehung wurden kleinere Enklaven von Grünschiefer deshalb zugunsten der (Epidot-) Amphibolitfazies einbezogen und die Verbreitung des höher metamorphen Gebietes so abgetrennt. Dadurch war es möglich, die Antiklinalen des Untergrundes hervorzuheben und ihre Verbreitung festzulegen.

In dem kleinen Teil der Bundschuhmasse im NW treten keine Amphibolite als Typengesteine auf, sondern diese Gesteine im Liegenden der Flattnitzserie fallen als Augen- und Schiefergneise mit Granatglimmerschiefern und Quarziten automatisch in die Amphibolitfazies (2).

Weiter O zeigt der Aufbruch von Oberhof (10) eine klare Begrenzung durch diese Darstellung innerhalb der Masse der umgebenden phyllitischen Glimmerschiefer. Amphibolite ließen sich noch weiter NW des Leitnereckes, SW Am Zweifel finden, wodurch die Ausbuchtung dieser Linie gegen N erklärt ist.

Diese Grenze betreten wir von neuem O Grades, wobei ich die Hornblende-Grünschiefer der Schlucht von Grades im Grünschieferraum belasse. O der Schlucht, zirka von der Feistritzmündung an, verläuft die Grenze ONO—NO, S Moserwinkel, bis sie direkt ins Liegende der Murauer Kalkphyllite bzw. der Grebenze stößt. S Grades biegt die Linie gegen O und vom Feistritztal (S Feistritz) gegen SO, um weiter O den Kamm Saumarkt—Moschitzberg nach Höllein zu überschreiten. Ihr Verlauf kann dann im Marmor des Höllgrabens südwärts gezogen werden und biegt rasch N Pabenberg nach W um. An der Störung bei Unter-Aich wird die Grenze südwärts versetzt und greift mit der Verbreitung der Granatglimmerschiefer im Ratschengraben jeweils weiter gegen NW vor. Bei Olschnitz biegt die Linie südwärts, darauf gegen O um, springt jedoch von St. Johann im Gurktal bis zur Störung NO Gurk (Gurker Verwurf) gegen W vor. Von da an zieht die Grenze ostwärts, S Straßburg, N Pirker, weiter O im Gurktal bis St. Georgen am halben Nordhang der Osselitzen gegen Pöckstein nach der Darstellung auf dem Blatt Hüttenberg (5 b).

Als vierter Raum mit Amphibolitfazies ist der Aufbruch der Wimitz (41) zu nennen, der bereits in der Originalaufnahme (32) im wesentlichen

richtig dargestellt wurde und so in die Übersichtskarte übernommen werden konnte (55).

Da es nicht möglich war, eine weitere fazielle Gliederung kartenmäßig zu erfassen, galt es, diesen Raum, der die untere Serie III b nach SCHWINNER (39) darstellt, weiter nach dem reinen Stoffbestande unterzugliedern. Diese Art der geologischen Unterteilung kann als Seriengliederung allein zu einer brauchbaren Übersichtskartendarstellung führen, während eine Reihung nach Fazien stets Gesteine gleicher oder ähnlicher Schicksalsgeschichte betreffen muß, was nicht mit Stoffbestand und Ausbildung übereinzustimmen braucht.

So sind die Gesteine der fraglichen Flattnitztrias in die Fazies der Metadiabase größtenteils einzureihen, und diese Faziesgrenze entspricht zirka den Merkmalsunterschieden, die SCHWINNER (39) als Unterschied seiner Zone III a mit Eisenhutschiefern zur Zone III b, Quarzphyllit, anführt. Anders ist die Grenze der Epidot-Amphibolitfazies aufgeschlossen, die den Unterschied der Serie III b zur Serie II wiedergibt.

Aus meinen Ausführungen muß jedoch entnommen werden, daß es sich um Unterschiede eines Veränderungsprozesses handelt, der einen ganz gewissen und klar erfaßbaren Ausgangsstoffbestand betrifft, der zonar in verschiedenem Ausmaß in die Umwandlung eingreift und so das Fortschreiten der Metamorphose anzeigt, jedoch keine stratigraphische Abfolge bedingt, wie dies SCHWINNER mit seiner Gliederung wesentlich verbunden wissen wollte.

Unabhängig von der Gliederung nach dem tektonischen und thermischen Umwandlungsgrade (Metamorphose), der für Kartierungszwecke in den phyllitischen Serien nur bedingt brauchbar erscheint, war ich von Anfang an bemüht, eine Gliederung nach dem Stoffbestand in Serien vorzunehmen (10, 11, 12, 13), um die verworrenen Lagerungsbedingungen klarer herauszustellen und den Aufbau dieses Gebirgsteiles zu erfassen. Diesen Bemühungen stellte sich die Tatsache entgegen, daß die einzelnen bezeichnenden Schichtglieder oft nur geringe Lagen in mächtiger Grundmasse in so stark wechselndem Ausmaße darstellen, daß man eher die Grundmasse als bezeichnendes Gestein auffassen muß und die lokalen Einlagerungen als unwesentlich unterdrücken kann (Tafel VII, Fig. a und b). Für die Größenordnung dieser Art der Aufteilung gibt es keine allgemeinen Kriterien und die Darstellung ist daher gänzlich der subjektiven Auffassung des Autors überlassen. Da die Umwandlungserscheinungen außerdem irgendwie erfaßt werden sollen, führt dies manchmal zu Inkonsequenzen, die die Mitteilung der vorgefundenen Tatsachen als Darstellung und ihre Deutung erschweren.

Dennoch will ich nun eine Gliederung der Gesteinsfolgen versuchen, die den natürlichen Vorlagen weitgehend zu entsprechen bemüht ist.

A. Seriengliederung

I. Flattnitz-Serie

Die stratigraphische Einstufung dieser Serie ist trotz der eingehenden Untersuchungen STOWASSERS (44, 45) nicht so weit gesichert, daß man von einer paläontologisch belegten stratigraphischen Schicht-

folge der einzelnen Gesteinspakete sprechen kann. Daher sehe ich mich genötigt, von einer nur wahrscheinlichen Trias (?) der Flattnitz zu sprechen und eine mehr petrographisch gegliederte Übersicht zu geben. Das bezeichnendste und verbreitetste Glied der Flattnitztrias sind die Dolomite, die O des Hirnkopfes eine Mächtigkeit von über 300 *m* erlangen. Sie werden von STOWASSER dem Wettersteindolomit gleichgestellt. Im Hangenden und Liegenden werden sie begleitet von Bänderkalken bis Kalkphylliten, die manchmal auch dolomitisch sind. Die Schichtfolge wird als eine stratigraphische Abfolge angesehen und somit nach STOWASSER die liegenden Kalkschiefer mit Rauhwacken als Anis, die hangenden mit Kalkphylliten als Rhät gedeutet, wobei in letzterem kleine Dolomitlinsen auf dem Kuster als Vertretung des Hauptdolomites (Nor) oder als rhätischer Dolomit angesehen werden. Mehr rötlich-graue, bankige Kalkschiefer und vor allem dünnbankige Hornsteinkalke bis Quarzite, in denen STOWASSER Radiolarien nachweisen konnte, werden von diesem als Jura gedeutet. Lose fand ich W der Zechner Alm eine kleine Platte dolomitischer, verschieferter Kalkbreccie, wie sie im Raume der Hohen- und Radstädter Tauern als vermutliche Liasbreccie bezeichnend ist. Eine ähnliche verschieferte Dolomitbreccie fand ich SW Harder Alm (Scharalm) in 1580 *m* im Liegenden der Dolomite des Leckenschober N. Von oben nach unten ist in den Karbonatgesteinen eine zunehmende Kristallinität zu erkennen. Ebenso nimmt diese sowie die Durchbewegung von W gegen O zu, so daß man im Liegenden der Johanniswand fast von Kalkglimmerschiefern, bei der Scholle W Lichtberg von Dolomitmarmor und Dolomitglimmerschiefer sprechen kann. Im Kern und im Liegenden der Dolomite treten schwarze bis bräunliche Dachschiefer mit Pyrit auf, die STOWASSER vornehmlich ins Karn stellt, aber auch eine fazielle Vertretung der mittleren und unteren Trias erkennen will und als „Bockbühel-Schiefer" bezeichnete. Bänder von dunkelblaugrauen dolomitischen Kalkschiefern und Linsen bei den Kalkbränden hält er für stratigraphische Verzahnungen mit den Bockbühel-Schiefern. Selten liegen in diesen Schiefern wenige Dezimeter mächtige, sehr feinkörnige, licht rotbraune Sandsteinbänke (O Kalkbrände). Die splittrigen und körnigen Dolomite NW des Bockbühels begleiten im O gut gebankte, dunkle Kalkschiefer; überhaupt treten am Rande gegen die mehr phyllitischen Gesteine gerne Kalkschiefer auf. In einem hellgrauen, dolomitischen Bänderkalk gelang es, nicht genauer bestimmbare Spongien-Reste (10) zu finden, die eine gute Ergänzung zu STOWASSER Bemerkung darstellen, daß „die Evinospongien-Ausbildung des Wettersteinkalkes auffallenderweise fehle" (45). Die Kalkphyllite des Kusters im Hangenden (Rhät?) und im Liegenden (Anis?) zeigen — infolge der verschiedenen Riegheit der Tonschieferlagen zu den Kalkschiefern — ein Aufblättern und eine Zerlegung in vielfach gerundete Tonschieferschmitzen, die ein konglomeratisches Aussehen hiedurch erlangen können. Dieselbe Erscheinung, vermehrt durch das Auftreten von Quarzschwielen konnte ich in Kalkphylliten gleicher tektonischer Fazies am Südfuße der Saualpe beobachten. Diese „Wandelitzen-Kalke" (9) sind den phyllitischen Serien im Hangenden des Kristallins eingebaut und mit Dolomiten sowie Grünschiefern vergesellschaftet. Eine Deutung als Trias ist dort abwegig. Sowohl im O des Kusters wie in der Wandelitzen-Serie werden diese Kalkphyllite von Graphitschiefern begleitet.

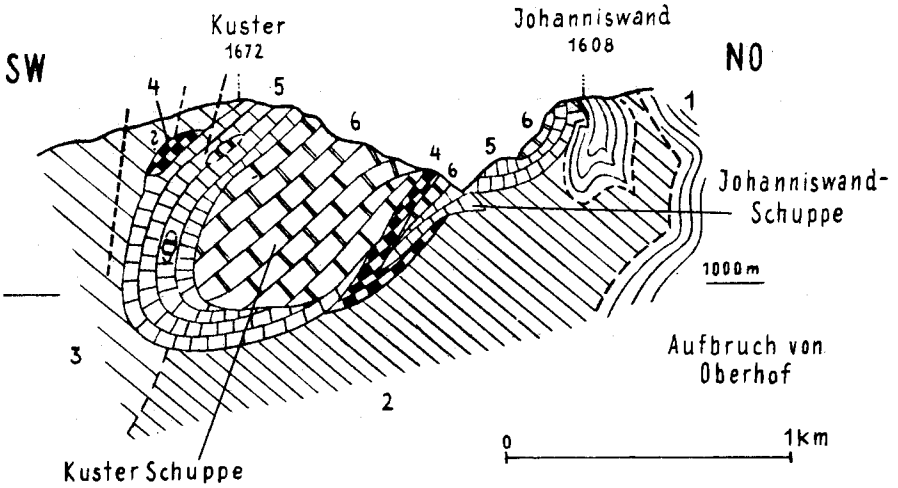


Abb. 1: 1 phyllitische Glimmerschiefer
2 Chloritphyllite, Phyllonite
3 Quarzphyllit
4 Karbonkonglomerat, verschiefert
5 Kalkphyllit mit Graphitschiefer
6 Dolomit.

Auffallend spärlich ist an der Basis der Dolomit-Bänderkalke das liegende Niveau, das den Werfener Schichten der Untertrias entspräche, entwickelt. Nur im Sattel von der Sumperalm ins Felfernigtal sind Quarzite und Phyllitbreccien zwischen Grünschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern und Dolomit geringmächtig entwickelt, die hieherzustellen wären. Im NNO der Dolomitmasse, O des Wurmsteins, fand ich einen braunroten Glimmersandstein (in Resten), den ich der Triasbasis zuordnen möchte. Der Quarzit, den STOWASSER (45) etwas weiter W dieses Vorkommens erwähnt, und als „Mylonit" dem kristallinen Untergrunde zuordnet, wird von ihm andersartig beschrieben, und ähnliche kristalline Quarzite kommen O der Allach-Alm in gleicher Stellung vor.

II. Bundschuhmasse

Die Basis der Flattnitz-Serie bildet die hochkristalline Bundschuhmasse im N und im W. Der Bundschuh-Augengneis tritt vorwiegend als Blockwerk nur NO des Wurmsteins in unserem Kartenausschnitt auf [1]). Weiter N schließt der „Priedröf-Gneis" als Schiefergneis an, dem quarzitische grob- bis feinschuppige Granatglimmerschiefer eingeschaltet sind. Die Serie endet im O zwischen Felfernig—Schachmanngraben.

Unsicher bleibt es, ob man in den Augengneisen bei Glanzer, Oberhof, eine Wiederkehr des Bundschuh-Gneises annehmen darf. Die Minerale zeigen eine starke postkristalline Pressung mit Mörtelgrenzen. Nach S in den Uselgraben ist die N—S verlaufende Gneislamelle verquarzt und

[1]) Es ist die Möglichkeit einer glazial verfrachteten Schuttmasse vom Grabensteineck nicht auszuschließen, da an der Straße nur die Schiefergneise bis Glimmerschiefer anstehend aufgeschlossen sind.

muskowitisiert, bis sie als Quarzit (Mylonit) im Hangenden des Granatglimmerschiefers, begleitet von Granat-Graphitschiefern (Tafel VIII, Profil 5 und 6), ausspitzt.

Ob die als Gneismylonite bezeichneten Gesteine am Südrand des Wimitzaufbruches (54, 41) auch zur Bundschuhmasse zuzuzählen sind, erscheint mir sehr fraglich.

III. Karbon

Die Konglomerate des Karbons und die begleitenden Glimmersandsteine mit teilweise graphitischen, glimmerigen Schiefern stellen eine eigene gut abgrenzbare Schichtgruppe dar, die in diesem Raume jedoch nur eine unbedeutende Fläche einnimmt. Im NO des Wintertaler Nocks sind sie nirgends so rein aus Quarzgeröllen aufgebaut wie auf der Turracher Höhe, sondern haben stets ein verschieden starkes Bindemittel aus Glimmersandstein. Ob S der K. 1672 des Kusters im phyllitischen Glimmerschiefer Reste eines karbonischen Glimmersandsteines stecken, ist nicht sicher zu entscheiden.

Zwischen der Kuster-Schuppe und der Johanniswand-Schuppe schiebt sich ein stark verschiefertes Band von Quarzkonglomerat mit seltenen schwarzen Lyditen ein, das gegen NW in graphitische glimmerige Tonschiefer übergeht, welches ich ins Karbon stellen möchte. Gegen O ist die Grenze zu dem Quarzphyllit unscharf, und diese Gesteine haben anscheinend eine größere Verbreitung als bisher bekannt (Abb. 1).

Nach THURNER (50, 51) wäre es unstatthaft, die „Arkosen mit Tonschieferlagen der Pranker Höhe" dem Karbon anzuschließen, obwohl eine inkonforme Auflagerung auf dem phyllitischen Untergrund möglich erscheint. Das Paaler Konglomerat im N weist jedoch große Ähnlichkeit mit den Konglomeraten der Turrach auf.

IV. Krappfeld-Trias

Als Begrenzung der Gesteine der Gurktaler Alpen im SO scheint S Meiselding unter der pleistozänen Bedeckung die Trias des Krappfeldes auf. Ihre diskordante Auflage mit dem Griffener (Grödener) Konglomerat (14) stellt stets ein wichtiges Datum in der zeitlichen Zuordnung der tektonischen Gliederung der Serien dar (15, 29). Diese Folge liegt außerhalb meines Aufnahmsbereiches.

Va. Metadiabas-Serie.

Vor allem an Hand der Metadiabas-Serie konnte ich die Teilung der Zone in mit Restbeständen vormetamorpher Beschaffenheit und ohne diese deutlich abgliedern, worauf ich bereits hinwies (siehe oben, S. 315).

Hier interessiert uns der weitere Stoffbestand der die Diabase begleitenden Schichten und ihr Übergang in die Grünschieferfazies. Denn es ist wesentlich für die Vorstellung über den gesamten Gebirgsbau zu erkennen, ob man die stofflich verschiedenen Serien, die durch die Grünschieferfazies in der phyllitischen Metamorphose gekennzeichnet sind, quer zum Verlauf der oben angezeigten Zonen verfolgen kann; oder ob durch eine Verbreitung parallel mit den Gesteinsserien überall diese Serien, wie SCHWINNER annahm (38, 39), gleichzeitig eine stratigraphische Altersdeutung zulassen.

Zu diesem Zwecke eignen sich die basischen Gesteine der Metadiabas-Serie vor allem, da sie am empfindlichsten auf durch Druck und Temperatur veränderte Umweltsbedingungen reagieren. So läßt sich unschwer feststellen, daß die massigen Diabase und Diabasschiefer beim Tattermann-Almhaus (5 a), in der Gurkenge S der Sirnitzmündung im Tobel in feste, dicht verzahnte Grünschiefer mit Epidot, Albit, Chlorit ohne proterogene Reste umgewandelt sind. Im Steinbruch N Deutsch-Griffen wird ein ähnlicher Grünschiefer (30 a) abgebaut, der manchmal noch ein wenig Gefügerelikte des Diabases zeigt. Die Mannigfaltigkeit der verschiedenen Metadiabase hat durch die phyllitische Metamorphose eine Vereinheitlichung im Gewande der Grünschieferfazies erfahren, die in gleicher Weise die begleitenden tonigen Sedimente und die Gemische vulkanischer und sedimentärer Abkunft, die als Tuffite in Gesteine übergehen, die ich als „helle Phyllite" von den echten, dunklen Phylliten, wie z. B. ähnlich den Fuscher Phylliten und den stets mehr Albit, Karbonat, aber auch Epidot und Magnetit in größeren Mengen führenden Grünschiefern, trennen möchte. Die helle Farbe haben diese mit den serizitischen Chloritschiefern gemein, weshalb diese Gesteine bald zu den Grünschiefern, bald zu den „hellen Phylliten" gestellt wurden. Ob diese helle Farbe nicht manchmal nur eine Verwitterungsstufe der Phyllite i. a. darstellt, ist nicht völlig auszuschließen, da in der Gurkenge unten die dunklen Phyllite und oben die hellen auffallend dem Verlaufe des Flusses folgen.

Ein weiteres Glied der Diabasserie bei Sirnitz sind die verschiedenen Sandsteinlagen, die bis zu feinen Quarzkonglomeraten vergröbert sein können und als Härtlinge grobe Blockmassen bilden, deren Anstehendes selten zu finden ist. Diese Quarzsandsteine sind grob gebankt mit wirren Milchquarzadern und haben meist wenig Glimmer. Dünnschichtige Lagen weisen einen Besteg mit klastischem Glimmer (Muskowit, oder ausgebleichter Biotit?) auf und führen manchmal reichlich Karbonat; Albit ist stets in kleinen Mengen vorhanden. Auf der Ostseite des Kammes Leonhardshöhe—Hochrindlhütte wechseln vielfach Glimmersandsteine und Glimmer-Tonschiefer, ohne daß man eine Abtrennung der Gesteine gebietsweise vornehmen könnte. Vor allem im Raume Kaltwasser—Kalsberg ist die Wechsellagerung mit Metadiabasen und dichten kalkigen Chloritschiefern so häufig, daß nur eine Zuordnung dieser Gesteine zur Metadiabas-Serie in Frage kommt.

Anders verhält es sich mit dem Substrat der Phyllite, die die Metadiabase und Grünschiefer beherbergen. Diese Gesteine werden S der Haidner Höhe zu hellen Phyllitquarziten, die über Blaßkogel—Jauernigbach—Dorferecken zum Mödring ziehen, ohne größere oder typische Einlagerung von Chloritschiefern zu besitzen, und entwickeln sich daher zu einer Selbständigkeit, für die die Bezeichnung „Metadiabas-Serie" in Ermanglung des bezeichnenden Schichtgliedes nicht mehr zutreffend verwendet werden kann. Daher möchte ich diesen Komplex auf Grund seiner mächtigen selbständigen Verbreitung als „(Quarz-) Phyllitserie" absondern und mit den dunklen Phylliten i. a. z. B. des Jauerniggrabens oder O der Priewaldhütte behandeln.

Der Gegenflügel zur Metadiabas-Serie des oberen Gurktales im NW der Aufnahme liegt im SO (S St. Veit a. d. Glan) und bildet das Liegende der Trias des Ulrichsberges (29). Dort schreitet die vorwiegend tektonische

Umwandlung von O gegen W, W Zweikirchen, langsam fort, und ihre Fortsetzung in den Grünschiefern ist durch die Schotterfurche von Maria Feicht gegen S, im N durch die Schotter des Glantales verborgen. S Maria Feicht zum Freudenberg finden wir die gleichen Grünschiefer, wie sie die Südhänge zwischen St. Veit und Feldkirchen aufbauen, wieder. Ein einziger Rest mit Diabastextur scheint O Woitsch in einer kleinen Gletscherschliffkuppe auf, wobei auch im Dünnschliff diese Textur nicht mehr erkennbar ist. Diese Metadiabas-Serie in Grünschieferfazies ist durch den Aufbruch der Wimitz von derselben des oberen Gurktales getrennt und verschmälert sich gegen Himmelberg zu in einen dünnen Streifen.

Ihr einheitlicher Charakter wird durch die Einschlichtung anderer Serien gesprengt und zerschlitzt, die in schmalen Streifen an tektonisch vorgezeichneten Linien eingreifen, ohne in das Kristallin der Wimitz einzudringen.

Viel klarer ist die Trennung gegen NO durch den Aufbruch von Oberhof, dem gegen N und NO wie gegen S Phyllitquarzite und daranschließend Quarzphyllite mit Grünschiefern folgen, die nach meinen Begehungen eine größere Verbreitung gegen die Kuch- und Kuhalpe zu besitzen, die die „Metnitzschwelle" (41, 42) im NW begrenzen.

Durch den glazialen Schwemmschutt in der Bucht des Mühlbachgrabens getrennt, erscheint im Raume des Sonntagsberges eine eigene Serie der „Albit-Phyllite", in der FRITSCH (22, 23) Porphyrmaterialschiefer erkennt. Inwieweit diese Schiefer eine faziell abweichende Vertretung der Metadiabas-Serie oder einen selbständigen liegenden Körper phyllitischer Prägung darstellen, ist infolge der starken randlichen Bedeckung mit Schotter und Begrenzung durch Störungen derzeit nicht zu entscheiden. Meine Auffassung als diaphthoritisches Kristallin ist jedenfalls zugunsten einer Bezeichnung als „Albit-Phyllite" (als neutraler Ausdruck) aufzugeben. Der bedeutende Feldspatgehalt auch rein phyllitisch aussehender Gesteine ist jedoch nur im Dünnschliff zu erkennen und konnte daher bei der Feldarbeit nicht gefunden werden (11).

Während im N des Wimitzaufbruches die Metadiabas-Serie in Grünschieferfazies stets von den höher kristallinen Kernen mit Granatglimmerschiefer durch weitere Serienglieder mehr phyllitischen Habitus getrennt ist, kann man im Grünschieferzug N der Glan eine schrittweise Zunahme an Hornblende und Biotit dort erkennen, wo sich die Grünschiefer dem Wimitzkristallin nähern. Gesteine dieser Mineralparagenese werden als Prasinite (2, 17) bezeichnet und geben dem Geologen, wo sie auftreten (z. B. Hohe Tauern), stets das unbefriedigend gelöste Problem, ob sie durch fortschreitende oder durch rückschreitende (Diaphthorese) Metamorphose entstanden sind. Innerhalb des gleichzeitigen Auftretens der Mineralgruppe Chlorit-Epidot mit Biotit-Hornblende sind die fraglichen Texturen ehemals verschiedenartiger Diabasabkömmlinge kaum mehr unterscheidbar. In dieser Richtung stellt die Deutung der noricitischen (26) Hornblende durch CLAR (15) einen bedeutenden Fortschritt dar. Auch in den Prasinit-Grünschiefern des nördlichen Glantales ist gelegentlich Noricit zu finden (z. B. bei Waggendorf, O Sörg, und S St. Urban). Diese einheitlich als „Prasinit" zu bezeichnenden Biotit-Grünschiefer gehen nun weiter nordwärts in die Ausläufer des Wimitzkristallins nicht geschlossen in Amphibolite über, sondern sind dank der höheren Kristallinität — d. h. der makroskopisch besseren

Erkennbarkeit ihrer Minerale — als Biotit führende Schiefer i. a. zu bezeichnen. Keine massigen Amphibolitbänke treten an die Stelle der Prasinite, sondern den Biotitschiefern sind dünne Amphibolitbänder, linsig abreißend, eingeschaltet, und kalkige Biotitschiefer bis Biotit-Kalkglimmerschiefer werden ausgebildet. Im Steinbruch in der Trenk in zirka 990 *m* wechseln Biotit-Granatglimmerschiefer mit Biotitamphiboliten in dünnen Lagen. Dennoch sind die Minerale vielfach zerfetzt, der Quarz undulös und das Auftreten des Chlorites ist eher mit der Zerstörung größerer Hornblendekristalle in Zusammenhang zu bringen als durch ein Wachstum der Hornblende, etwa auf Kosten des Chlorites. Verwachsung von Chlorit mit Biotit ist zweideutig. Meist zeigen die Chlorite keine solchen Zerreißungen an, wie die Biotite. Auch die Noricit-Hornblende ist oft schon zertrümmert und von Chlorit angefressen. Der makroskopisch scheinbar klare Befund des Überganges ins Kristallin wird durch die mikroskopischen Untersuchungen nicht in ebenso eindeutig klarer Weise bestätigt. Hiezu kommt noch, daß die geschlossene Prasinit-Grünschieferfolge in den Glimmerschiefern sich aufspaltet und auflöst und nur in Keilen und Schieferpaketen, die als „kalkige Biotitschiefer mit Amphibolit" (Tafel V) zusammengefaßt wurden, eingreift. Es ist nicht beweisbar, ob die gewöhnlichen Granatglimmerschiefer des Wimitzaufbruches das gleiche Schicksal der Metamorphose gleichzeitig mit den Grünschiefern erlitten haben. Für die Klärung dieser Verhältnisse, denen ich erst im Laufe der Kartierung näherkam, müssen daher auch noch die Verhältnisse der anderen Serien an den geeigneten Stellen betrachtet werden. Diese ins höher kristalline Gebirge eingreifende Metadiabas-Serie läßt sich als „Biotitschiefer N St. Urban" streifenweise bis O Hoch St. Paul verfolgen. Welche Teile des Wimitzaufbruches gegen O zu diesen Biotitschiefervorkommen entsprechen, ist nur nach neueren Untersuchungen festzustellen.

V b. Tonalit-Bänderquarzit-Serie

Von Feldkirchen bis zur Leonhardshöhe, N der Gurk, tauchen zweimal Gesteinsgruppen auf, die ich von der Metadiabas-Serie getrennt als „Tonalit-Bänderquarzit-Serie" bezeichne. SCHWINNER (38) spricht von einem Porphyrit S von Sirnitz ohne weitere genaue Ortsangabe, wobei der „Tonalit" der westlichen Gurkenge gemeint sein könnte. WEINERT (56) entdeckte den „Tonalitmylonit von Kraß", NW von Feldkirchen beim Tiebeldurchbruch. Er behauptet, daß der Tonalit mit einem rostigen Quarzit, den er für Untertrias hält, in Kontakt gerät. Diese für die Altersdeutung des Tonalites wesentliche Angabe konnte ich nicht bestätigen.

Tatsächlich handelt es sich bei beiden Gesteinen um wesentlich gleichartige Bildungen, die zu gleichen Teilen aus Hornblende, Quarz und Plagioklas bestehen, wobei alle Gemengteile kataklastisch beansprucht sind. Die Erstarrungsstruktur ist durch die Kataklase hindurch jedoch noch etwas erkennbar. Ehemals vermutlich diskordante Plagiaplite sind, der Streckung des Gesteins entsprechend, konkordant kataklastisch eingeregelt. Sehr eigenartig ist die umgebende Gesteinsfolge, die ich nur in Begleitung dieser Tonalitmylonite feststellen konnte, weshalb ich sie als „Hüllschiefer des Tonalites" (Tafel V) bezeichne. Es sind scharf hell und dunkel gebänderte Phyllitquarzite, deren Breite der Bänderung augenscheinlich mit der Entfernung vom Tonalitkern abnimmt. W des Hohlweges von der Tiebel nach

Pichlern ist ein stark gefältelter Aplitgang aufgeschlossen, der wenige Zentimeter breit die Bänderphyllite durchquert. Der Albitgehalt der Bänderphyllite ist meist nur gering, weswegen man eher von Bänderquarziten sprechen kann. Die Scherung, die diese Bänderquarzite manchenorts betraf, hat wirre Faltengebilde geschaffen (W St. Martin). In größerer Entfernung vom Tonalit gehen die Bänderquarzite infolge des Verlustes der Bänderung in dunkle Quarzphyllite über. Grünschiefereinschaltungen konnte ich nur in der Schluchtquerung SO Peiniger Alm, SW Leonhardshöhe, finden.

In die „Vulkanitserie" — als übergeordnete Einheit der Metadiabas-Serie — fügen sich zwanglos die Quarzporphyroide O des Wintertaler Nocks, des Streitecks (57) und W des Müllergatters ein. Der Quarzporphyroid (10) O des Wintertaler Nocks wurde bisher als Albit-Serizitgneis (6) bezeichnet. Die Quarzeinsprenglinge sind noch deutlich erhalten und zeigen magmatische Korrosionsbuchten. Feldspat ist leistenförmig, seltener als reiner Albit, häufiger als Schachbrettalbit vertreten, mit Verzwilligung nach dem Albit- und seltener Karlsbader Gesetz. Die Kataklase und Serizitisierung hat vor allem die Grundmasse ergriffen und verschieden stark die vermutlich ehemaligen Kalifeldspate zu Schachbrettalbiten verändert. Die Quarzeinsprenglinge sind bloß in größere Stücke zerfallen, ohne weiter auseinanderzuweichen, oder haben an den Bruchgrenzen Mörtelgrenze entwickelt.

Verschiedene Versuche, irgendeine Abfolge oder Reihung innerhalb der Metadiabas-Serie nach dem Stoffbestand als Rhythmus zu erkennen, sind gescheitert. Eisendolomite sind den Metadiabasen nur gelegentlich eingeschaltet (N Wintertaler Nock, Hohenwurz: im Grünschiefer u. a. m.).

Von N Lamm bis S Holzern treten eigenartige „Albitkarbonatite" mit teils massiger, teils schieferiger Textur auf, die unregelmäßig vereinzelte Karbonatporphyroblasten beherbergen, die leichter auswittern und so dem verwitterten Schiefer ein löcheriges Aussehen verleihen. Allmählich gehen sie in Grünschiefer mit Karbonatporphyroblasten über, die in den Gurktaler Grünschiefern eine weitere Verbreitung zeigen (Bregetter Kopf, W Grades, W Zwattendorf usw.). Ein weiteres eigentümliches Vorkommen serizitischer Kalkphyllite mit Karbonatporphyroblasten liegt NO des Gogausees gegen Lind zu. In diesen Schiefern treten idiomorphe Chloritoide in schwarzen Blättchen auf, die die Schieferung manchmal durchspießen und damit die posttektonische Kristallisation anzeigen. Die Karbonatporphyroblasten sind teils quer zur Schieferung gewachsen, teils sind sie postkristallin deformiert mit verbogenen Zwillingslamellen, so daß i. a. eine parakristalline Deformation gegenüber diesen Porphyroblasten anzunehmen ist. Letztere Gesteine habe ich eher der Kalkphyllit-Serie zugeordnet, da ihr genetischer Verband mit den in N anschließenden Chloritschiefern nicht ganz klar ist.

Zwischen den massigen Diabasen innerhalb der tonigen Glimmersandsteine und Tonschiefer mit den Albitkarbonatschiefern folgt eine Zone mit violetten Eisenhutschiefern im enger gefaßten Sinne SCHWINNERS (37, 40), in der sich eckig verschieferte, helle Brockentuffe (ehemalige Eruptivbreccien) und selten (N Lamm, W Strann) Porphyroide einschalten. Solch eine Porphyroidlage findet man auch O der Brücke in Hoffern im Eisenhutschiefer. Diese Abfolge von W nach O wird weiter ostwärts von „hellen" Phylliten, Chloritphylliten (tuffitischen Chloritschiefern?) bis zum Talboden W Sirnitz fortgesetzt. Gegen S verliert sich die Abfolge in hellen

Phylliten, an die noch weiter südwärts die Bänderphyllite der Hüllschiefer der „Tonalitmylonite" angrenzen. Gegen NO werden die Schichtglieder von den Diabas-Grünschiefern und Sandsteinen verdrängt, die direkt den hellen Phylliten mit einzelnen Grünschieferlagen und -stöcken aufliegen.

N der Glan ist ein verschieden starker Wechsel der Grünschiefer je nach ihrem Magnetit- und Kalkgehalt zu beobachten. Die Magnetitporphyroblasten zeigen teils gut erhaltene kristallographische Begrenzung, teils sind die Kristalle tektonisch zertrümmert und in Flatschen zerdrückt. Auch hier ist eine parakristalline Durchbewegung anzunehmen. Auf dem Weg von Mauthbrücken nach Rottendorf ist der Kalkgehalt der Grünschiefer so sehr angewachsen, daß die Durchbewegung die Chloritlagen in unregelmäßige Flatschen zerrissen hat, ähnlich wie die Tonschieferhäute in den Kalkphylliten der Wandelitzenserie deformiert wurden. Diese wegen ihrer Textur auffallenden Kalkgrünschiefer findet man in den Biotit-Kalkglimmerschiefern N St. Urban gelegentlich wieder. Auch hiedurch wird die fortschreitende Metamorphose gegen den Wimitzaufbruch gekennzeichnet.

Bei den heurigen Begehungen im Gurktaler Raum (1958) fand ich, daß man die Phyllite W Mauthbrücken—Rottendorf gesondert von den allgemeinen Quarzphylliten abtrennen muß und sie eher den Albitphylliten anzuschließen sind. Jedenfalls möchte ich diese enorm durchbewegten kataklastischen Phyllite mit gebänderten bis gestengelten Quarzfeldspatlagen als „Rottendorfer Phyllite" von den anderen ähnlichen Gesteinen vorläufig abtrennen. Die Bänderkalke und Kalkphyllite bis Grünschiefer NW Mauthbrücken werden synklinal von diesen Phylliten unterteuft; die Dolomite NO Mauthbrücken tauchen im Liegenden der Rottendorfer Phyllite auf.

Abweichend hievon findet man O Woitsch im Kogler Steinbruch, WNW Feistritz, kalkige Lagen im Grünschiefer, die nur sehr feinschuppigen Biotit und keinen Chlorit aufweisen. Bei St. Andrä—Traming, NO Weitensfeld und N Hochsteiner, O Gurkenge, werden die Grünschiefer von Albit-Serizitschiefern begleitet, die durch metamorphe Lateralsekretion entstanden sein könnten. Eine solche Deutung träfe auch für die lokalen, wenige Zentimeter mächtigen Lagen von Albit-Serizitschiefern N Waiern und W Braunsberg zu.

Daß Übergänge zu Chloritquarziten im nördlichen Glantal und an anderen Orten mehrfach bestehen, ergänzen die anderen Angaben über die Gesteine der Metadiabas-Serie. Sie wurden den Chlorit- und Grünschiefern i. a. zugeordnet.

V c. Gneismylonit-Albitphyllit-Serie.

Von der Koralpe bzw. südlichen Saualpe ins Gurktaler Kristallin kommend, fand ich hier stark zerriebene, gestriemte, helle Gesteine wieder, die im Raume S der Saualpe mit kataklastisch-diaphthoritischen Glimmerschiefern vergesellschaftet mit den Gesteinen fortschreitend metamorphisierten Altpaläozoikums wechsellagern (9). Besonders die Augengneise des Göseberges bewogen mich, auch in den ähnlichen Gesteinen N der Glan ebenfalls „Gneismylonite" zu erkennen, wenn auch begleitende Glimmerschiefer fehlen. Die Grenze dieser Gesteine zum Grünschiefer ist meistens durch schwarze, rostig anwitternde Quarzitmylonite gebildet, die als

tektonische Verschleifung besonders deutlich an der Grenze Gneismylonit-Granatglimmerschiefer, z. B. SO Wolfsberg i. L., zu erkennen sind (7). Solche dunkle, teilweise sulfidisch vererzte Quarzite treten im Glantal auch an der Grenze Gneismylonit-Grünschiefer auf und sind makroskopisch manchmal schwer von graphitischen Kieselschiefern abzutrennen, die die Kalkphyllite begleiten. Die Gneismylonite werden außerdem gerne von Kalkphylliten und Bänderkalken begleitet (8), so daß eine Aufteilung der mitauftretenden schwarzen Quarzite, die kaum einige Meter mächtig werden, im Gelände unmöglich wird.

Als Gneis bezeichnet man i. a. ein geschiefertes Gestein mit Feldspat, Quarz und Glimmer. Durch die phyllitische Metamorphose in Verbindung mit Kataklase sind die Feldspate vielfach serizitisiert, die Muskowite zu Serizit zerstoßen und die Biotite chloritisiert, wobei die Umwandlung die verschiedenen Mineralkomponenten oft in ganz verschiedener Weise betroffen haben kann. Stets ist jedoch der Quarz zu einem undulösen Korngrus aufgelöst, der über seine Herkunft keine Aussage zuläßt. Korrosionsbuchten, die auf eine vulkanische Herkunft hindeuten, konnte ich im Gegensatz zu dem Quarzporphyroid des Wintertaler Nocks nirgends im Glantal finden. Reste kristallographischer Begrenzung des Quarzes sind nicht allein für vulkanische Gesteine kennzeichnend, sondern findet man auch im Granitporphyr (35).

So ist man gezwungen, andere Kennzeichen für die Lösung der Herkunftsfrage zu finden, die jedoch in diesem Raume keine sichere Entscheidung zuläßt. Im Gebiete des Sonntagsberges sind die Albitphyllite mit Porphyrmaterial als dünne Lagen den reinen Phylliten und Quarziten derart eingelagert, daß man trotz der starken Durchbewegung an einen primär stratigraphischen Verband aus Tuffen oder Tuffiten denken kann (22). Weiter gegen W — als Extrem: Göseberg — findet man in den tektonisch eingeschalteten Linsen immer mehr Typen, die eher Gneismylonit (als Herkunft aus grobem Granit bis Granitporphyr) oder Pegmatitmylonit (Feistritzschlucht, W Paindorf, Pulst) mit Perthit und Albit genannt werden.

Nicht zu vergessen sei, daß die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie diese „Porphyroide" die Arkosen besitzen, ohne daß man eine gewissenhafte Trennung vornehmen könnte. Ihr Auftreten wäre aber mehr im Verband mit Quarziten oder Quarzphylliten zu erwarten (so etwa N Ortschaft Tschwarzen, Haidner Höhe SO, Mödring).

Ein besonderes Auftreten im höher kristallinen Teil des Südrahmens des Wimitzaufbruches gibt es O Sörg, wo nur wenig mylonitische Gneise innerhalb phyllitischer Glimmerschiefer-Quarzite als dünne Lagen von nur wenigen Metern Mächtigkeit erscheinen (Tafel V); auch dort sind Mylonitquarzite zu finden. Der quarzitische Nordrahmen desselben Aufbruches führt gegen O zu immer mehr Gesteine, die als Quarzite bis Quarzitmylonite zu bezeichnen sind und nicht den Albitphylliten angeschlossen werden können (11, 22).

NW Kulm bei K. 801 fand ich „Gneismylonit" mit leistenförmigen Albiten, die regellos im Gestein herumliegen; es könnte sich hiebei um Reste porphyritischer Plagioklase handeln. Die mylonitische Grundmasse steht scheinbar in Widerspruch zur unberührten Erhaltung der Einsprenglinge. Aus kataklastischen Störungszonen ist es jedoch bekannt, daß bei der Durch-

bewegung die größeren Gesteinsgemengteile des Ursprungsgesteins weniger Deformation erleiden wie die feine Grundmasse mit ihrer ungleich größeren Oberfläche, so daß große Feldspate in einem schwarzen, mylonitischen Substrat feinsten Zerreibungsgruses schwimmen können. W Gradenegg, S T. P. 1035 ragen aus dem Südabhang des Moränenwalles Felskuppen, die teils dem Gneismylonite des „Stoanabichels" im O anzuschließen sind, teils aus dunklen Schiefergneisen bestehen, die noch genauer zu untersuchen sind.

S der Kapelle des Göseberges treten in den phyllitischen Glimmerquarziten auch stark zerriebene Pegmatite auf.

Die „Aplitdiaphthorite" auf dem Blatt Hüttenberg—Eberstein (5 b) sind eher den Albitphylliten des Sonntagsberges anzuschließen.

Albitphyllite mit Albiteinsprenglingen findet man öfters auch den Grünschiefern eingelagert, ohne sie deshalb gesondert abtrennen zu können, da sie ja nur der schwankende Chloritgehalt unterscheidet. Solche Albitphyllite sind mir von den „Liemberger Wänden", SO des Göseberges, innerhalb kalkreicher ebenplattiger Grünschiefer bekannt; ebenso treten solche Schiefer innerhalb Magnetit führender Grünschiefer N K. 860, Krobather Berg, auf.

Zusammenfassend sei erwähnt, daß diese Feldspat führenden Schiefer im oberen nördlichen Glantal auffallend die Kalkphyllitserie begleiten und gerade an den WNW—OSO verlaufenden Quetschzonen eingeschaltet erscheinen. Woher sie ihren Ausgang genommen haben, muß einstweilen als ungeklärt betrachtet werden. Man könnte an eine feldspatreichere Ausbildung der Bänderquarzite und -phyllite denken, die die „Tonalitmylonite" im W begleiten; als Granitgneismylonite müßte man sie oder einen Teil von ihnen aus dem tieferen, unbekannten Untergrund im S beziehen. Gegen eine tektonische Einschaltung sprechen die Albitphyllite des Sonntagsberges.

Aber wäre es nicht denkbar, daß ein ganzes granitvulkanisches bis subvulkanisches System in die phyllitische Tektonik und Metamorphose einbezogen wurde, so daß uns deshalb sowohl echte Granitgneismylonite wie Porphyroide im Gewande der gleichen Umprägung vorliegen, je nachdem aus welchem Stockwerke magmatischer Entstehung sie stammen? (Ähnelt doch das „Hasentalporphyroid" [16] den Mürztaler Grobgneisen in ganz ähnlicher Weise.) Die Frage der Grenze innerhalb des Stockwerkes muß jedoch einstweilen offenbleiben.

VI. (Quarz-) Phyllitserie

Der Gurktaler Quarzphyllit war eine Sammelbezeichnung epimetamorpher Gesteine aus Quarz, Serizit, Chlorit und Glimmer. Aus dieser heterogenen Gruppe wurden bereits durch H. BECK (5 b) die Grünschiefer als Chloritgesteine ausgereiht, die gegen W zu, der Übersicht wegen, als Metadiabas-Serie wieder zusammengezogen werden (Tafel VII, Fig. a und b); seine „Aplit-Diaphthorite" entsprechen den Albitphylliten und Gneismyloniten. Auch kalkige Phyllite und Bänderkalke sind von H. BECK bereits aus der Gruppe herausgelöst worden, so wie er die Glimmerschiefer in verschiedener Weise abtrennte (55). Außerdem wurden Graphitquarzite und Quarzite als kleine Bänder ausgeschieden, so daß alles übrige als „Paläozoikum unbestimmten Alters" oder Quarzphyllit zurückblieb. Diese

Aufteilung setzte ich gegen W fort und gab vor allem den Graphitphylliten mit Myloniten einen weiteren Raum in Anlehnung an die Aufgliederung THURNERS (51) im N. In dieser Serie sind die Arkosequarzite und -schiefer THURNERS (47) inbegriffen, die in quarzitische Lagen des Quarzphyllites übergehen (Tafel VII, Fig. b). Diese Quarzite sind vor allem im Zuge Haidner Höhe—Mödring vorhanden und begleiten den Aufbruch von Oberhof auch im N (Quarzite des Hirschsteins, Tafel VIII, Profil 4 und 5). Im Gebiet der Haidner Höhe kann man die normale stratigraphische Verzahnung mit Metadiabasen und Diabasporphyriten erkennen. Sie nehmen daher die gleiche Stellung ein wie die Glimmerquarzite bis Konglomerate N Sirnitz. Nach dem Blatte Murau (50) scheinen sie dort eine tiefere Vertretung der Metadiabase darzustellen. Durch den manchmal reicheren Feldspatgehalt, dessen klastische Herkunft meist nicht mehr zu erweisen ist, entstehen so Gesteine, die man allgemein fast auch als „Gneismylonite" bezeichnen könnte, ohne eine genetische Deutung dabei hineinzulegen. Die besonders quarzreichen Lagen im Quarzphyllit bilden keine so massigen, geschlossenen, bankigen Quarzite wie im Nordrahmen des Wimitzaufbruches, sondern zeigen die wirre phyllitische Fältelung wie die gemeinen Phyllite. Selten sind karbonatreiche Quarzite zu finden. Chloritphyllite (kalkarm) sind ihnen öfters eingelagert und weisen auf die Verbindung mit der Metadiabas-Serie hin.

Ein Übergang von den Quarzphylliten über Glimmerschiefer zu Granatglimmerschiefer im Streichen ist nirgends mit Sicherheit zu beobachten gewesen; stets nehmen die höher metamorphen Gesteine dieser Serie auch eine tiefere Lage ein.

Schwarze Mylonite und Graphitschiefer findet man vor allem im O der Quarzphyllite, NW Zweinitz, die den Übergang zur anschließenden Graphitphyllit-Mylonit-Serie herstellen. Ausgesprochen dunkle Phyllite, also der eigentliche normale Phyllittypus, ist besonders im nordwestlichen Glödnitztale verbreitet. Dort ist auch die Abtrennung von den chloritreicheren Quarzphylliten besser durchführbar, wie etwa N und S Weitensfeld. Diese dunklen Phyllite bilden auch den Westrahmen des Aufbruches von Oberhof in Begleitung der grauen Quarzphyllite.

Was noch als Quarzphyllit und was bereits als phyllitischer Glimmerschiefer bezeichnet werden soll, muß weiterhin der Willkür des einzelnen aufnehmenden Geologen überlassen werden, und die Abgrenzungen der verschiedenen Gesteine schwankt daher, von welcher Seite her die Gebiete durchschritten werden. Petrographisch exakte Definitionen dieser Gesteine und die danach erfolgende Abtrennung hilft dem Aufnahmsgeologen kaum weiter, da der Wechsel mehr oder weniger feinkörniger Mineralgemenge so rasch erfolgt, daß die Abtrennung auch in größerem Maßstab in weiten Grenzen schwanken muß. Auch der Chloritgehalt unterliegt meist dem gleichen Wechsel, und die Bezeichnung „Chloritphyllite" oder „Chloritschiefer" ist daher auch dem Fingerspitzengefühl des einzelnen Geologen zu überlassen. Das Ausgangsmaterial vor der Metamorphose wird i. a. vorwiegend quarzreiche Tonschiefer gewesen sein; N Weitensfeld mehr tonige Sandsteine.

VII. Glimmerschiefer-Serie

Als petrographisches Bindeglied schaltet sich zwischen den Quarzphyllit und die Granatglimmerschiefer ein verschieden breiter Saum phyllitischer

Glimmerschiefer ein. Diese Art des Überganges ist um den Aufbruch von Oberhof im N und im S, sowie im N und SO des Aufbruches der Wimitz zu erkennen. Gegen O zu, zu der Marmorserie von Friesach, schalten sich N Gurk und N bis S Metnitz die Graphitphyllit-Mylonit- und die Kalkphyllit-Serie dazwischen ein.

Innerhalb geschlossener Gebiete der Graphitphyllite treten fleckenweise phyllitische Glimmerschiefer auf (z. B. N Zweinitz, Tafel V N, Draschelbach Station).

Albit ist in den Glimmerschiefern in geringen Mengen fast immer vorhanden; Chlorit in mehr phyllitischen Teilen, tritt aber mengenmäßig stark zurück gegenüber Serizit. Oft kann man Serizit neben gut ausgebildetem Muskowit erkennen, wobei letzterer meistens postkristallin verbogen ist. In eingelagerten Grünschiefern blüht Muskowit in Lagen im „s" auf und kann bis 1·5 *cm* große Blättchen entwickeln, die jedoch noch eine postkristalline Deformation aufweisen. Biotit bleibt feinschuppig; größere Flatschen sind ebenfalls postkristallin deformiert. Zirkon erzeugt pleochroitische Höfe in Biotit, die vom Chlorit in schwächerem Maße übernommen werden; selten erzeugt Apatit und Turmalin pleochroitische Höfe. Falls Granat in geringen Mengen auftritt, ist er häufig von Chlorit begleitet. Chloritoid kommt selten O Moserwinkel im Glimmerschiefer vor (Tafel V). Zwischen Roggbach und der Straße nach Steuerberg treten im Glimmerschiefer dunkle Knoten auf, die im Dünnschliff Ballen von Serizit mit Haufen von Chloritoid aufweisen. Es könnte sich, dem Umriß der Serizitballen entsprechend, um Pseudomorphosen von Serizit mit Chloritoid nach Granat (?) handeln. Da ich jedoch weder Granatreste noch klare Umrisse, die auf eine Granatgestalt hinweisen würden, auffinden konnte, bleibt diese Deutung unsicher.

Den Nordrahmen des Wimitzaufbruches bilden phyllitische Glimmerschiefer, denen Quarzite eingelagert sind. Die Glimmer sind durchwegs sehr feinschuppig, und der Quarz der Quarzite löscht vorwiegend undulös aus. Im W vor allem schalten sich ebenflächige, dünnblättrige Biotitquarzite oder quarzitische Biotitschiefer zwischen die Granatglimmerschiefer und die phyllitischen Glimmerschiefer ein, die stellenweise (selten) vereinzelte auch größere Granate führen können.

Wesentlich für diese Serie ist, daß die basischen Einlagerungen alle Übergänge zwischen Grünschiefer- und Epidot-Amphibolit-Fazies zeigen. Das Verhalten der Hornblende zu den anderen Mineralen und in der Tektonik ist nicht immer eindeutig. Dem allgemeinen Übergang entsprechend, sind feinkörnige und feinnadelige Hornblenden in einer lockeren Quarz-Feldspatmasse meist idioblastisch ausgebildet und bilden klare Grenzen neben Biotit und Chlorit, die nicht als hysterogene Bildungen angesehen zu werden brauchen. Große Hornblende-Individuen zeigen jedoch einen Zerfall in die kleinen idioblastischen und werden von Chlorit vor allem als jüngere Bildung deutlich angegriffen und zersetzt. Dieses Schicksal erleiden auch die großen noricitischen Hornblenden, wobei der farblose Kern eher erhalten bleibt und niemals ohne grüne Umrandung an die anderen umgebenden Minerale grenzt. Ein besonders günstiger Beobachtungspunkt noricitischer Grünschiefer oder chloritischer Noricit-Amphibolite ist die Metnitzschlucht bei Grades. Solche Übergänge mehr amphibolitischen Aussehens findet man N K. 813 in 920 *m* N des Langwiesenbaches, NW Straß-

burg oder in Unterrain SW des Langwiesenbaches. SO des Moschitzberges findet man grobkörnige Hornblendeschiefer, deren Hornblendekristalle meistens innen grün und außen farblos, lappig gefleckt sind. Die Hornblendesäulen sind verbogen, zerquetscht und randlich chloritisiert. Bei Beginn der neuen Straße von der Wimitz nach Grai trifft man zirka 60 *m* vor dem Aufstieg der Straße einen feinkörnigen, eng verfilzten Epidotamphibolit, dessen Hornblenden oftmals randlich zerrieben und stellenweise in Chlorit (Klinochlor) umgewandelt sind.

Ein Versuch, eine weitere Unterteilung der phyllitischen Glimmerschiefer vorzunehmen, stellt die Abtrennung der Biotit-(Chlorit-) Glimmerschiefer des Metnitz- und Wimitztales dar (Tafel V).

Die Glimmerschiefer haben ein etwas dunkleres Aussehen gegenüber den anderen phyllitischen Glimmerschiefern, das ich auf einen höheren Biotitgehalt zurückführe. Vielleicht ist die Ursache der dunkleren Färbung in einem ursprünglich größeren Chloritgehalt zu suchen. Häufig führen diese auch mehr Epidot und Calcit und gehen über Biotit-Kalkglimmerschiefer in Marmore (unterhalb Kirche Metnitz, Lemisch-Steinbruch in der Wimitz) durch lagenweise Änderung des Mineralbestandes Schritt für Schritt über. In gleicher Weise, nur ungleich schwerer im Gelände erkennbar, sind die Übergänge in Biotit-Grünschiefer, wie sie vor allem im Vellachtal, S Metnitz, vorkommen. Diese Gesteine sind den serizitreicheren phyllitischen Glimmerschiefern nicht fremd, sondern treten in den tiefen Taleinschnitten des Metnitz- und Wimitzgrabens nur deutlicher hervor. Ähnlich wie bei den „hellen Phylliten" möchte ich den Verdacht aussprechen, daß es sich bei diesen Lokalformen vielleicht um teilweise weniger stark verwitterte, phyllitische Glimmerschiefer handeln könnte, denn der feinschuppige wie der in Schüppchen zerstoßene Biotit neigt sehr zu Entfärbung (Baueritisierung), die ein vom Serizit im Dünnschliff ununterscheidbares Material liefern kann. Im Dünnschliff sind jedenfalls alle Übergänge häufig zu beobachten, was die Deutung des Gesteines erschwert.

Es bleibt weiteren Aufnahmen vorbehalten, fein- und grobschuppigen Biotit-Glimmerschiefer zu trennen. Der feine Biotit ist derart mit dem Serizit vergesellschaftet, daß er der gleichen Fazies verbunden erscheint, während die gröbere Ausbildung den höher metamorphen Schiefern eigen ist.

Deshalb erachte ich es nach sorgfältigem Studium der Dünnschliffe für notwendig, den feinen Biotit mineralogisch in gleicher Weise vom groben zu trennen wie den Serizit vom Muskowit und mit einem eigenen Namen, etwa: Mikrobiotit, zu belehnen, falls letzterer Name nicht bereits andernorts Verwendung fand. Demnach würde der Gehalt von „Mikrobiotit" auf einen Vertreter phyllitischer Metamorphose in der Grünschieferfazies hinweisen und keinerlei Anzeichen einer höher temperierten Mineralfazies geben. Eine Abtrennung Mikrobiotit führender Gesteine innerhalb phyllitischer Schiefer als eine höher temperierte metamorphe Varietät wäre nicht notwendig. Derartige Einteilung gewinnt an Bedeutung z. B. bei der Beurteilung der Mikrobiotit führenden Lagen innerhalb der kalkigen Grünschiefer NW Feistritz-Pulst oder der Quarzite NW Frauenstein. Weiters wäre eine etwas gesichertere Abtrennung Mikrobiotit führender Gesteine aus der weiten Gruppe phyllitischer Glimmerschiefer möglich. Es ist kaum zu erwarten, daß dieser „Mikribiotit" sich vom Biotit chemisch oder kristallographisch unterscheidet.

Man hätte also in der Zone der Phyllite als basisches Äquivalent Metadiabase bis Diabasschiefer, Porphyroide, Reliktstrukturen mit Umwandlung zu Serizit-Mikrobiotit, Chloritschiefer und echte Phyllite als stabile Phasen vorliegen = Zone I.

Zone II phyllitische Glimmerschiefer

a) ohne Granat, keine Relikte mehr, Grünschiefer, Chloritoid, Ilmenit
b) (mit Granat, Granatphyllit) keine Relikte, Prasinite, Chloritoid, kein Mikrobiotit, kein Serizit.

Zone III Granatglimmerschiefer

a) Epidot-Amphibolit-Fazies: Biotit, gemeine Hornblende, gefüllte Albite (ohne Chlorit)
b) gemeine Amphibolitfazies: Staurolith, Disthen, Oligoklas, Zoisit.

Zone II zeigt zwischen den Typen a) und b) als Ungleichgewichte noch beliebige weitere Mineralassoziationen mit Epidot, strahlsteinartiger oder blaustichiger Hornblende, Chlorit und Albit (auch gefüllt) in Entwicklung zu fort- und rückschreitender Metamorphose.

Die meisten Gesteine des Gurktales befinden sich daher in einem chemisch-physikalischen Ungleichgewicht, und ihre Gliederung ist im Sinne TURNER'S (54) besser mit Hilfe der klastischen Sedimentabkömmlinge zu erreichen als durch eine Feingliederung nach den spärlichen Einschaltungen basischer Lagen nach ANGEL (2).

VIII. Graphitphyllit-Mylonit-Serie

Diese Gesteine sind nur in der weiteren Umrahmung des Kristallins von Friesach als eigene Serie abtrennbar. Im N begleiten sie die Grünschiefer und Arkosesandsteine mit Quarzphyllit (Metadiabas-Serie, Tafel VII, Fig. b) im Liegenden (51). Im W schalten sich diese schwarzen Phyllite und Quarzite zwischen Quarzphyllit im W und Kalkphyllit im O des Feistritztales so ein, daß man den Eindruck erhält, sie stellen das Hangende der Kalkphyllite dar. Gegenüber den Kalkphylliten sind diese schwarzen Phyllite vermutlich zum Teil nur die fazielle Vertretung und bilden N Gurk das Bindemittel zwischen den geringmächtigen Kalkphyllit- bis Kalkglimmerschieferlagen. Jedenfalls bilden sie stets das Hangende der phyllitischen Glimmerschiefer, und häufig stellt sich gerade zur Grenze zu den Glimmerschiefern eine Linse von Kalkphyllit bis Marmor, vor allem S der Gurk (S Straßburg), ein, die auf eine tektonische Abgrenzung der Serie gegen das Liegende hinweisen kann. N des Bergwerksgrabens von Meiselding spitzt diese Serie innerhalb der kalkigen Phyllite und Quarzphyllite O Unter Deka aus.

Graphitphyllite und Kieselschiefer als Begleiter der Bänderkalke und Marmore hat HERITSCH (24) vom Ossiacher See, N Steindorf, bis ins nördliche Glantal verfolgt. Diese Gesteine sind auch zwischen Fuchsgrube und Rennweg als Begleiter der Marmore vorhanden und bis zum Ostende des Gogausees zu finden. Die Kalkphyllitschuppen des oberen Glantales werden besonders an Störungen auch von Graphitphylliten begleitet. Getrennt durch die Metadiabas-Serie treten SO Zmuln bis Maria Feicht schwarze Graphitquarzite an der Grenze der Kalkphyllite zum Kristallin von Tentschach und zu den Grünschiefern im W wieder auf.

Der den Farbton liefernde Graphitgehalt ist in allen diesen Gesteinen auffallend niedrig und erreicht nur in seltenen Fällen (SW Tauchendorf) über 10% des Gesteines. Man muß daher den fein verteilten ferritischen Substanzen, wie Magnetit, Hämatit und Ilmenit (Pyrit) einen bedeutenderen Anteil an der dunklen Farbgebung des Gesteines zumuten. Die praktische Auswertung bestätigt diese Annahme, da die verschiedenen „Graphitschürfe" durchwegs nur als schwarze Farberde gebraucht werden konnten und ein Abbau des „Graphites" nirgends lohnte.

In mylonitischen Breccien ist die ferritische Substanz lokal angereichert und limonitisiert, wodurch es zu lokalen Eisenschürfen gerade in der südlichen Graphitphyllit-Mylonit-Serie kam. Einige Stollen sind noch im oberen Bergwerksgraben und N Flatt zu finden. NO des Kolbenkopfes, NO Pisweg, wurden Magnetitquarzite beschürft (36). SO Gurk; W, SW und S des Pirkerkogels kann man Stollen und Pingen finden, die in der Vergangenheit auf solche Schürfe abzielten. SW St. Jakob, in der Schlucht von Cassarest, ist auch noch ein Stollen auf Eisenerze frei zugänglich (Tafel V).

Wichtig für die Beurteilung dieser Serie sind die Versuche der stratigraphischen Einstufung der Graphitphyllite und Kieselschiefer: THURNER (25) gab 1932 Graptolithenfunde W Murau von Olach an, die HERITSCH bestimmte. HERITSCH (24) bestimmte 1940 einen Graptolithen bei Tiffen spezifisch, dessen Fund ich mir nach der Begehung des Fundortes 1952 anzuzweifeln erlaubte (8). Originale der Graptolithenfunde von Olach sind weder im Geologischen Institut der Universität Graz noch bei Herrn Prof. Dr. A. THURNER derzeit auffindbar und daher nicht zu überprüfen. Diese Tatsache veranlaßte vermutlich Herrn Prof. Dr. A. THURNER, auf der neu erschienenen Karte von Stadl—Murau (50) bei Olach nur ein Fossilzeichen, aber keine Altersdeutung in der Legende anzuführen. — In den Erläuterungen zu der geologischen Karte sind die Funde zwar wieder erwähnt, aber es wird nur sehr vorsichtig hiezu Bezug genommen (51). Im Geologischen Institut der Universität Graz wurde mir entgegenkommenderweise das beschriftete Original des „Graptolithen" von Tiffen gezeigt, und ich kam in Übereinstimmung mit den Grazer Kollegen zur Überzeugung, daß es sich hiebei um einen Kratzer etwa eines Nagels handeln könnte. Keinesfalls handelt es sich um eine Fossilspur. Die zwingende Folgerung ist daraus zu entnehmen, daß jegliche Altersdeutung der Graphitschiefer im Raume der Murauer—Gurktaler Alpen nicht auf diesen „Fossilfunden" beruhen kann (24, 25, 51); auch THURNER distanziert sich sichtlich von dem Wert der Fossilfunde.

Da diese Feststellung nach der Klärung des „Kambriums" der Kreuzeckgruppe durch EXNER (18) den zweiten und dritten Fall problematischer Fossileinzelfunde in der Grauwackenzone darstellt, möchte ich darauf hinweisen, daß die übrigen Einzelfunde dieses Zeitraumes einer genauen Überprüfung zu unterziehen sind (19, 20), bevor sie als grundlegendes Wissensgut in allgemeine Darstellungen der Geologie der Ostalpen (51) einzubauen sind.

Hinsichtlich der Metamorphose nimmt diese Serie eine Sonderstellung ein, da als typische Anzeiger der Umwandlungsweise nicht allein die spärlichen Grünschieferlagen fungieren, sondern die Schiefer selbst alle Stadien von (Graphit-) Phyllit bis zum (Graphit-) Granatglimmerschiefer (-Phyllit)

beherbergen. Die ferritische Substanz geht stellenweise in Blättchen über, die teils parallel, teils quer zur Schieferung gelagert sind. Die Porphyroblastenbildung fällt bereits makroskopisch in diesen Schiefern auf und war daher in der Karte einzutragen. Die Dünnschliffe zeigten, daß die Porphyroblasten auch im Quarzphyllit (Fleischbank SO) und im Granatglimmerschiefer (S Quadnitz, N Wimitz) auftreten. Herr Dozent Doktor E. ZIRKL (10) bestimmt diese Blättchen als Ilmenit. S des Aufbruches der Wimitz konnte ich diese Ilmenite nicht mehr antreffen.

Durch das posttektonische Aufsprossen der Ilmenite ist die Frage der vor- oder rückschreitenden Metamorphose genauer greifbar. Besonders die Beziehungen der Ilmenite zum Granat sind für die Deutung der grundlegenden Frage der Metamorphose in den Gurktaler Alpen wichtig. Die Punkte der Granatanhäufungen innerhalb der Serie sind nur locker gesät. Der granatreichste Punkt liegt NO der Mündung des Teichlgrabens in zirka 1050 *m*, SW K. 1143; Schl. 55—81 [1]). An dieser Stelle wurde auch ein Stollen geschlagen, um das schwere, vermutlich für Eisenerz gehaltene Gestein zu gewinnen.

Im Schliff ist sogleich zu erkennen, daß das „si" des Granates aus Quarz, nicht mit dem „se" des Schiefers zusammenhängt. Die Quarze zeigen entlang der Serizit-Chlorit-(Pennin-) Lagen durchwegs undulöse Auslöschung und sind eckig kleinstückig zerbrochen. In der Nähe des Granates sind auch größere Körner des Quarzes besser erhalten und löschen gleichmäßig aus. Innerhalb des Granates sind die Quarzkörner als Einschlüsse oft nach dem „si" gestreckt, löschen durchwegs gleichmäßig aus und zeigen manchmal tropfenförmige Gestalt. Die internen Quarze zeigen enge Faltenschlingen an, die außerhalb der Granate im Quarzgefüge nicht erkennbar sind und nur von den Serizit-Chlorit-Lagen mit Erzstaub in anderer Form ausgeführt werden. Erzstaub ist im Granat in der Nähe der Einschlüsse fein verteilt oder zu rundlichen Flächen vereinigt. Außerhalb des Granates ist er auch als Zwickelfüllung im Quarz vorhanden. Stäbchen und Lagen von Erz sind den Chlorit- (Pennin-) Serizitlagen parallel angeordnet. Einheitlich auslöschende Chloritaggregate sind durch feine Serizitnadeln als Neubildungen im stumpfen Winkel bis senkrecht zur Begrenzung der Chlorite unterteilt. Parallel zu diesen Serizitleistchen kann man gelegentlich scharf begrenzte Ilmenitleisten in fast gleicher Größe wie der Serizit erkennen. Die Granate sind zwar manchmal von Serizit-Chlorit-Lagen stellenweise umflossen, bzw. die Lagen schmiegen sich den Umrissen des Granates teilweise an; eine Deutung als Umwandlung von Granat in Serizit-Chlorit ist nicht zwingend (15). In den Einschlußwirbeln des Granates ist häufig als winziger Grus Karbonat zu erkennen, das außerhalb des Granates nicht aufzufinden ist.

Schl. 55—79, S Metnitz, W des Vellachbaches, SW K. 986 in 1050 *m*, trifft man wieder auf granatführenden Graphit-Phyllit: Das in isokline Falten zerscherte Gefüge aus Serizit mit Zeilen von feinem Erzstaub besitzt nur selten vereinzelte Granatkörner. Außer einem elliptisch angeordneten Erzstaub besitzt der Granat nur wenige winzige Quarzeinschlüsse. Das „si" steht mit diesem in keinem Zusammenhang. Die Ilmenitblättchen treten häufig im Zeilengefüge auf und sind dort, wo Schoppfaltung vorkommt, schräg zum Gefüge angeordnet. Dem Zeilengefüge sind sie vorwiegend parallel angeordnet und machen vielfach kleinere Biegungen schwach mit. Häufig treten zwischen den Zeilen Linsen von quergestellten Serizit- (Muskowit-) Haufen auf, mit denen dann auch Neubildungen von Chlorit (Klinochlor) vorkommen. In diesen Linsen ist spärlich der feine Erzstaub vorhanden und Ilmenitblättchen treten nicht direkt quergestellt auf. An einem Granatkorn mit Einschlüssen ist ein Ilmenitblättchen angelagert ohne Zwischenschaltung irgendeines anderen Minerals. Häufig kann man in den Erzstaubzeilen den Übergang zu den Ilmenitblättchen beobachten, wobei der Staub sich einfach zu solchen Lagen zunehmend verdichtet. Wenn größere Granatkörner einen Druckschatten im Zeilengefüge erzeugen, tritt auch Quarz auf, der vom Granat lückenhaft umschlossen werden kann, während Chlorit und Serizit nicht einbezogen werden, sondern eher ein feinspießiges Wachstum auf Kosten des Granates erscheinen lassen.

[1]) Schl.: Bedeutet Nummer des Schliffes in der Dünnschliffsammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien.

Schl. 55—170, NW **B** „B"ach, Vellach-**B**ach, SW K. 1055, treten im schwarzen Phyllit dichtgepackte Granatkörner ähnlich dem größeren Vorkommen NO Metnitz auf: Der Erzstaub tritt vorwiegend außerhalb der Granate auf und das „si" ist stets verstellt. Das „si" in den Lagen wird vorwiegend von feinstem Karbonatgrus im Granat dargestellt und nimmt nur eine bestimmte Lage ein. So findet man einen ganz ebenschichtigen Bau eingeschlossen; meist ist aber die Lage der Einschlüsse unregelmäßig. Unregelmäßige Ränder des Granates greifen im Druckschatten in das Quarzgefüge ein und stoßen die anderen Minerale und den Erzstaub ab. Außerhalb des Granates zeigt der eckig verzahnte Quarz stark undulöse Auslöschung und der Chlorit hat die anomalen Interferenzfarben des Pennin. Ilmenitplättchen sind keine zur Ausbildung gelangt.

Schl. 55—90. Weiter südwärts auf der K. 1397, Vellach-Schattseite, zeigt der Schiefer andere Eigenheiten: Dem lentikulären, flachlinsigen Quarzgefüge ist Erzstaub teils als Lückenfüllung lagenweise unregelmäßig eingeschaltet, teils in Zeilen nach dem Linsengefüge angeordnet. Das Zeilengefüge umfließt meist gut kristallographisch begrenzte Granatkörner mit größeren Quarzeinschlüssen und wenig Erz. In diesen Granaten ist das „si", falls vorhanden, verstellt. Im lückigen Gefüge tritt Granat skelettartig auf und umschließt die Quarzkörner mit einem hautartigen Zellengewebe. Eine Verstellung des Gefüges („s") ist nicht eingetreten. Zwischen diesen beiden Extremen bilden Granatkörner ohne Einschluß den Übergang, die teilweise gut kristalloblastisch ausgebildet sind und an anderen Stellen mit skelettartigen Ausläufern mit dem Quarzgrundgewebe in Verbindung stehen. Die Glimmerlagen, die als dünne Häute spärlich die Granatkörner umschließen, erwecken den Eindruck baueritisierter Biotite. Die Löcher im Lückengefüge sind mit einem feinen Grus einer stark doppelbrechenden und hochlichtbrechenden Verwitterungsmasse locker angefüllt. An vereinzelten Sprüngen tritt im Granat limonitisch gefärbter Chlorit auf. Die Quarzkörner löschen durchwegs gerade aus. Zur Ausbildung von Ilmenitblättchen ist es nicht gekommen.

Schl. 57—218. Ein mylonitischer Quarzit S des Pirkerkogels, S Straßburg aus 980 *m*, zeigt eine ähnliche Textur und eine mehr aufgelockerte Verteilung der Staubsubstanz; aber weder eine Granat- noch eine Ilmenitbildung. Die Quarze löschen auch nicht undulös aus.

Schl. 57—221. Am Kartenrand ONO des Pirkerkogels in zirka 930 *m* wurde ein Gestein gefunden, das eigenartige Schoppfaltung aufwies und dazwischen regelmäßig verteilte Hohlräume zeigt: Auch der Schliff traf keine Fülle mehr in den Hohlräumen an, und nach den rhombischen Umrissen könnte es sich um ein Karbonat gehandelt haben, das herauswitterte. Die erhaltenen kleineren Zerrungsräume sind mit Serizit und limonitisch gefärbtem Glimmer gefüllt, der etwas schwächeren Pleochroismus wie Biotit zeigt. Der Erzstaub ist teilweise in größeren Flatschen angereichert und randlich mylonitisiert.

Schl. 55—96. Ganz andere Mineralisation zeigt ein Schliff O des Wöbringtales, N K. 872 in zirka 1000 *m*: das ebenschiefrige schwarze Gestein ist größtenteils von einer posttektonischen Kristalloblastese erfaßt. Der außerordentliche Reichtum an Erzstaub verteilt sich in verschiedener Form: teils nach der linearen Erstreckung als feiner Staub oder in Lagen nach dem Linsenbau in großen spitz auskeilenden Linsen und Flatschen, die von Chlorit (Pennin) oder Serizit senkrecht zur Streckung mehrfach unterteilt sind. Im Druckschatten dieser Flatschen bildeten sich mehr oder weniger reine Chlorite (Pennin) aus, die eine schwache undulöse Auslöschung zeigen. Andere parallel orientierte Chloritaggregate haben senkrecht zur Ausdehnung der Linsenform lagenweise dichte Erzmassen scharf begrenzt eingeschlossen. Ilmenitblättchen sprossen quer und parallel zur Schieferung auf; an sie legen sich vor allem an der Mitte einschlußfreie Penninfasern. Manchmal sind die Ilmenitblättchen teilweise oder ganz in Titanit umgewandelt. Muskowit bildet um diese quergestellten Lagen einen Mantel. Einzelne flache Linsen sind von wirr gelagerten, idiomorphen Muskowitblättchen erfüllt. Manche Ilmenitblättchen haben Serizit eingeschlossen oder sind etwas zerbrochen; auch Muskowit kann die Ilmenite parallel angelagert begleiten. Dort, wo die lentikuläre Textur verlorengegangen ist, hat der Serizit sich des Erzstaubes bemächtigt und der Innenteil desselben ist mit Erzstaub erfüllt, während die beiden Außenflächen einschlußfrei geblieben sind. Damit zeigt auch der Serizit sein idioblastisches, posttektonisches Wachstum an. Im Lineargefüge weist er die Verbiegungen durch undulöse Auslöschung nach. Quarz oder Feldspat fehlt dem Schliff fast völlig; die Chlorite sind oftmals durch Limonit stärker gefärbt. Selten sind die Ilmenitblättchen noch verbogen. Ein Epidotkorn konnte noch entdeckt werden.

Schl. 55—59. Ein völlig anderes Bild zeigt der Schliff vom Porphyroblastenschiefer bei der Keusche NW K. 1210 in der Teichl: die in „s" zerscherten Zöpfe aus Serizit

sind teils parallel s, teils quer hiezu von langem dünnem Ilmenit durchspießt, die die „s"-Flächen sogar manchmal auseinanderdrückten. Wieder sind die Ilmenitblättchen teilweise oder ganz in Titanit umgewandelt. Öfters sind die langen Blättchen noch verbogen, ohne hiebei eine bestimmte Verbiegungsrichtung zu bevorzugen. Dort, wo der Schiefer auseinanderwich, ist der Hohlraum innen mit eng verzahntem Quarz ausgefüllt, der keine undulöse Auslöschung zeigt, und von den beiden Seiten her wachsen Büschel von Serizit und Chlorit senkrecht zur Öffnungsfläche herein. Muskowit blüht auf und selten zeigen sich Albite. Von den Ilmenit-Porphyroblasten werden diese Hohlräume gemieden, da ihnen zum Wachstum vermutlich die fein verteilte ferritische Substanz fehlt. Spärlich tritt dort Limonit auf. Weniger durchgreifende Risse zeigen ein Aufsprossen des Serizites. Die quergestellten Ilmenitblättchen schufen auch einen druckfreien Raum, in dem an der Wand des Blättchens Chlorit (Pennin) und außen Serizit parallel orientiert aufsproßte. Neben einem Ilmenitporphyroblasten sproßt Albit auf und nimmt als Einschluß einen Teil eines Serizitbüschels auf, ohne die Lage der restlichen Hellglimmerflinschen zu verändern. Vereinzelt findet man in den Phyllitzöpfen Epidotkörnchen.

Schl. 55—205. Viel undeutlicher treten die Ilmenite S K. 1067, O des Preiningbaches, auf: dem wirr gefältelten Phyllit sind die kleinen Ilmenite durchwegs konkordant der stark wechselnden Schieferungsfläche eingelagert. Die hellen quarzreichen Lagen ohne bestimmte Schieferungsebene meiden die Ilmenite. Die zahlreichen Ilmenitblättchen sind dem wirr gefältelten Chlorit- (Klinochlor-) und Serizitschuppen parallel gelegt; daher auch vielfach verbogen. Das ganze Kristallgefüge ist postkristallin beansprucht. Zirkon bildet schwache pleochroitische Höfe in Chlorit.

Schl. 56—396. Den Anfang einer solchen Ilmenitbildung zeigt ein Schliff N K. 1638 in 1660 *m* S der Fleischbank. Ein Phyllit mit vorwiegend ebenen Scherflächen: In diesem Gefüge sind die kleinen Ilmenitkristalle unregelmäßig wirr zur Schieferungsfläche gelagert. Die Quarzlagen werden von ihnen gemieden. Ähnlich häufig sprossen Muskowitblättchen wirr zur Schieferungsfläche auf. Innerhalb der Quarzlagen ist kein Sprossen zu beobachten. Die Quarze sind an Faltenstellen beobachtbar, posttektonisch kristallisiert. In den Quarzlagen befindet sich vornehmlich der Chlorit (Pennin). An die Quer-Ilmenite ist gelegentlich parallel Pennin angelagert. Seltener ist der Muskowit mit dem Ilmenit gemeinsam aufgesproßt. Die jung gesproßten Muskowite durchspießen die Scherflächen der Phyllitlagen nicht, sondern treiben sie höchstens ein wenig auf. Sie zeigen auch keine idiomorphe kristallographische Begrenzung, sondern fügen sich innerhalb der Scherfläche des Phyllites ein. Ihre Gestalt ist meist linsig. Als Einschlüsse treten in den Porphyroblasten nur wenig unregelmäßig verteilter Erzstaub und Rutil auf. In Quarz sind die Einschlüsse zahlreicher und bilden ein schwach geschwungenes „si", das bis zu senkrecht gegenüber dem „se" stehen kann. Außer Serizit werden vom undulösen Quarz auch Rutilnädelchen umschlossen; seltener findet man Chloritschüppchen. Nur die Quarze innerhalb der Phyllitlagen sind derart mit Serizit dicht gefüllt. Die mehr oder weniger reinen Quarzlagen haben außer spärlichem Erzstaub keine Einschlüsse. Auch die Muskowitporphyroblasten zeigen eine schwache undulöse Auslöschung. Kleine, höher doppelbrechende, runde Körnchen im Quarz könnten Epidot sein. In den Phyllitlagen selbst tritt öfters Zirkon auf.

Schl. 57—311. Der Graphitschiefer bei K. 1004 (Cassarest) ist feinstens durchstäubt mit opaker Substanz, und die postkristalline Durchbewegung der Fältelung ist in der streifenweise undulösen Auslöschung erkennbar: die Ilmenitblättchen sind teilweise noch in die Fältelung schwach einbezogen und nach der Faltenbildung verbogen. Vielfach ist die Fältelung entlang der starreren Ilmenitporphyroblasten behindert worden und parallel den Blättchen als Wellung erloschen. Häufig bilden sich auch im Schutze der Porphyroblasten druckfreie Höfe, in denen ein Pennin mit sehr geringer Doppelbrechung den Ilmenit umgibt und in diesem Saum wachsen feine Spieße in die phyllitische Mineralsubstanz. Dort, wo in Lagen oder durch Faltenwirbel die Fältelung etwas weiter auseinander weicht, ist der fast farblose Chlorit ? posttektonisch auskristallisiert und zeigt bei auffallend hoher Doppelbrechung einen sehr kleinen Achsenwinkel; dann begleitet auch der Klinochlor die unverbogenen Ilmenitblättchen. Manchmal sind die Ilmenite (um eingeschlossene Hohlräume ?) und randlich in Leukoxen umgewandelt. Sonstige Hohlräume im Schliff sind innen randlich mit Limonit ausgekleidet. Selten haben die Ilmenitblättchen Quarz oder Klinochlor als Einschlüsse. Manchmal sind die Blättchen direkt quer gestellt und können auch die Schieferung durchbrechen. Einige Blättchen sind in der Achsenebene senkrecht zur Fältelung gewachsen. Die Räume junger Kristallisation von Chlorit sind pigmentarm; stark lichtbrechende, feine, kurze, farblose Nädelchen in den Chloritporphyroblasten dürften Rutil sein.

Diese eigentümlichen Porphyroblasten können gelegentlich auch in anderen Serien verbreitet sein; in der Graphitphyllitserie sind sie vor allem im Nordteil kennzeichnend. S der Gurk konnte ich keine Ilmenitporphyroblasten in den Graphitschiefern entdecken.

IX. Kalkphyllitserie

Eng verbunden und ineinander übergehend tritt die Kalkphyllitserie mit den Graphitphylliten auf. Aus NO kommt die Kalkphyllitserie im Liegenden der Metadiabas-Serie und der Hauptmasse der Graphitphyllite herein und zieht als breiter Streifen N und S des Metnitztales um die phyllitischen Glimmerschiefer im O. Durch die phyllitischen Glimmerschiefer des Metnitztales ist die Serie stark eingeschnürt, doch durch die liegenden Grünschiefer der Schlucht von Grades und bei Metnitz wird die Verbindung wieder hergestellt, so wie man diese phyllitischen Glimmerschiefer überhaupt auch nur als Füllmasse zwischen den Kalkphylliten und Marmorlagen ansehen kann. Eng vergesellschaftet sind mit den Kalkphylliten Grünschiefer, vor allem im Liegenden, die keine proterogenen Relikte aufweisen, die eine eindeutige Abkunft aus Diabasen ableiten lassen. Vollkommen fehlen in dem aufgenommenen Raum Serpentine in der Gesellschaft der Kalkphyllite. Bei Ladusger, W Feistritz, findet man feinkörnige Amphibolite in der Kalkphyllitserie. Manchmal sind die Glimmerlagen so grobschuppig, daß man eher von Kalkglimmerschiefer in Begleitung von Bändermarmoren sprechen kann: Teile des Vellacher Kuster (Jauernegger der Große) und im Graben O Cassarest, S St. Jakob. Im Feistritztal W Prekowa bis Cassarest sind die Kalkphyllite nur dünne absätzige kalkige Bänder innerhalb der dunklen Phyllite; im S oftmals mit Grünschiefer vergesellschaftet, die stets kalkig sind. Die Übergänge Grünschiefer-Kalkphyllit sind in diesem Raum zugunsten des Kalkphyllites gezogen, während N der Glan dieselben Gesteine eher zu den Grünschiefern geschlagen wurden, die dort die Hauptmasse ausmachen (Tafel V). Bänderkalke mit spitzwinkeliger Schoppfaltung sind allgemein in der Kalkphyllitserie verbreitet. Ein direkter Übergang der Kalkphyllitserie in die Granatglimmerschiefer-Räume ist nach meiner Vorstellung der Verbreitung der Gesteinsserien nicht zu erkennen. Stets schaltet sich die Serie phyllitischer Glimmerschiefer verschieden breit dazwischen, oder es sind in den gerade benachbarten Granatglimmerschiefern keine kalkigen Lagen wie in der angrenzenden Kalkphyllitserie zu beobachten. Im Bergwerksgraben W Meiselding greifen Bänderkalke, Kalkphyllite und rostige kalkige Phyllite als Kalkphyllitserie in die phyllitischen Glimmerschiefer ein. Völlig isoliert ist der Zug Kalkphyllitserie zwischen Fuchsgrube S und Gogausee. Am Kitzel sind die Übergänge zu kalkigen Grünschiefern mit Magnetitporphyroblasten zu erkennen, die im Schieferzug des nördlichen Glantales eine weite Verbreitung aufweisen. Die Dolomit- und Kalkglimmerschiefer O Himmelberg, Dragelsberg und N bis S Poitschach lassen sich nicht zu einer Einheit innerhalb der Chloritschiefer zusammenfassen.

S der Gurk von Reichenhaus bis Pisweg tritt mitten in dem Quarzphyllitgebiet ein breiter Streifen von Kalkglimmerschiefern mit kalkigen Grünschiefern auf. Die Glimmerlagen sind oft in Flatschen zerrissen und die Gesteine ähneln daher den Kalkphylliten der „Wandelitzenserie" im S der Saualpe (9). S und SW Pisweg sind bereits Marmore und Biotitkalk-

glimmerschiefer verbreitet, die nicht direkt an die Gruppe von Reichenhaus anschließen, sondern westwärts über Hubenbauer in die Granatglimmerschiefer an der Nordseite des Aufbruches der Wimitz übergehen. Ob eine Deutung einer fortschreitenden Metamorphose von Murauer Kalkphyllit über Reichenhaus—Pisweg—Wimitz zu Glimmermarmor statthaft ist, kann wegen der mehrfachen Unterbrechung und dem vielfachen Wechsel der Begleitgesteine nicht gesagt werden. Der zusammenhängende Zug der Kalkphyllitserie ist jedenfalls über das Metnitztal bis NO Gurk, wo er an der Gurker Störung endet, nicht weiter gegen S zu verfolgen.

Nach der Verbreitung der Graphitphyllitserie, die an derselben Störung abgeschnitten wird, wäre die Fortsetzung in den Kalkphyllitzügen S Gunzenberg und W Meiselding zu suchen. Letztere Gesteine folgen allerdings gegen W in die Glimmerschiefer des Wimitztales mit Marmorlagen analog den gleichen Gesteinen des Metnitztales und können nur so ins Kristallin des Wimitzaufbruches verfolgt werden.

Recht verschieden von diesen Zügen der Kalkphyllitserie ist das Auftreten im S, N der Glan: hier zeigt diese Serie eine enge Vergesellschaftung mit den „Gneismyloniten" und schlitzt die Grünschiefer parallel zur Streckung in WNW—OSO-Richtung auf. Durch diese Art aufzutreten trennt sie die Grünschiefer der Metadiabas-Serie N der Glan von der viel geringer tektonisch beanspruchten Metadiabas-Serie des Sockels des Ulrichsberges bis zum Pollnigg. Die verschiedenartige Ausbildung der Glieder der Kalkphyllitserie ist hier sehr groß: Neben Bänderkalken, Kalkphylliten verschiedenster Art und Färbung findet man zuckerkörnige blaugraue Dolomite (auch dunkel) und Rauhwacken (Mauthbrücken, Guttaring, Kadöll, S Tauchendorf); NW von Feistritz auch einen Hornsteinkalk im Bänderkalk.

S der Metadiabas-Serie, S Zmuln, erscheint in Begleitung von schwarzen Myloniten die Kalkphyllitserie als schmales Band aus quarzitisch-albitischem Marmor im Hangenden des Seenkristallins von Tentschach wieder. In kleinen Linsen sind die Kalkphyllite noch weiter gegen W bis nach St. Martin verfolgt worden.

Eine besondere Stellung innerhalb der Kalkphyllitserie nimmt der Kalkstock der Grebenzen ein. So weit er in mein Aufnahmsgebiet reicht, ist er allseits von den Murauer Kalkphylliten umgeben und verzahnt sich im O mit diesen. Der mir bekannte Südteil der Grebenzen besteht aus weißem bis gelblichem, zuckerkörnigem, dünnbankigem Marmor („Alabastermarmor"), der nur seltene Reststrukturen ehemaliger Vorzeichnung als Bändermarmor beinhaltet. Die Bankung ist unregelmäßig ausgebildet und oft schlecht erkennbar. Die dünnbankigen Lagen zeigen eine spitzwinkelige Stauchfältelung und an einer Stelle im Ostteil fand ich eine endogene Breccienbildung aus feinschichtigem Marmor. Stellen jüngerer Zerbrechung wandeln den Marmor zu kalkigen Rauhwacken mit gelblicher, limonitischer Färbung um (Scharfes Eck N). In diesem Bereich konnte ich keinerlei dolomitische Partien feststellen, während in den blaugrauen (Murauer) Bänderkalken bis Kalkphylliten des Auerling auch Dolomite (N K. 1306 und weiter NW) zu finden sind.

Eine ähnliche Stellung wie die Grebenze im Norden nimmt der Kalkstock N der Glan bei Deblach ein. Die Entpigmentisierung und Marmorisierung ist hier nicht so weit fortgeschritten wie auf dem Südteil der Gre-

benze, doch zeigt auch dieser Kalk keine Dolomitisierung; die gleiche enge Fältelung der dünnbankigen Lagen und eine analoge Breccienbildung aus feinschichtigen Lagen (bei Paindorf) ist aufzufinden.

Den Albitphylliten des Sonntagsberges sind an vielen Stellen Kalkphyllite eingeschaltet mit spitzwinkelig gefälteten Bänderlagen. Die Magnetitführung innerhalb der Gesteine des Sonntagsberges hält sich auffallend oft an die Einschaltung der Kalkphyllite. Auf der Karte (Tafel V, VII Fig. b) sind diese Kalkphyllite nicht als Serie ausgeschieden, sondern innerhalb der Albitphyllite als Marmore gesondert eingezeichnet worden.

X. Granatglimmerschiefer-Serie

Innerhalb dieser Serie ist das Aufsprossen der Granate nicht ein besonderer Fall, sondern die Regel. Dieser Vorgang beginnt bereits innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefer (S Saumarkt) und hält weiterhin ohne scharfe Grenze gegen SO und N zu an. Im wesentlichen sind die ehemals tonigen und sandigen Ausgangsgesteine hievon erfaßt worden und es sind nicht notwendigerweise auch die Einlagerungen basischer Gesteine zu Granatamphiboliten umgewandelt worden. Die Chloritführung weicht dem Biotit, und Chloritbildung ist innerhalb dieser Serie vorwiegend als diaphthoritische Erscheinung zu werten. In den Amphiboliten sind die großen Hornblenden vielfach zerbrochen und häufig chloritisiert. Nur die kleinen Hornblendekristalle sind unzerstört erhalten. Parallelverwachsungen von Biotit mit Chlorit kommen öfters vor. Diese Erscheinungen sind vor allem an den geringmächtigen Garbenschieferbändern im südöstlichen Wimitzaufbruch zu sehen. Dort findet man auch graphitische mylonitische Granatglimmerschiefer wie im N von Steinbüchl, S der Wimitz. Nach einem Dünnschliff SO Steinbüchl wächst der einschlußfreie Rand der Granatkörner noch in die Quarzlagen der Grundmasse ein und umschließt diese teilweise (auch Rutil und Turmalin wird umschlossen; jedoch kein Glimmer).

In Föbing, am Rand gegen die phyllitischen Glimmerschiefer, treten in den feinkörnigen bis schuppigen Granatglimmerschiefern auch Ilmenitporphyroblasten auf. Interessant ist der Gegensatz zweier Dünnschliffe von eng benachbart geschlagenen Gesteinen S Quadnitz, N Wimitz:

Schl. 56—373. Fundort 1·5 *km* S Quadnitz in 760 *m*, Wimitz N. Das Handstück wurde an der Grenze zu den phyllitischen Glimmerschiefern entnommen.

Im Schliff senkrecht „B" kommt die ebenschiefrige lentikuläre Textur des Gesteines nicht so gut zum Ausdruck. Quarzlagen sind teils verfaltet, teils in die Serizit-Chloritlagen eingequetscht. Letztere Lagen ziehen teils wellig durch, sind manchmal angeschoppt und in Linsen bis Knäuel abgeschert. Der Quarz löscht undulös aus und ist eckig verzahnt. Zwischen die Quarzbruchstücke schieben sich sperrig die Serizitschüppchen. In den Glimmerlagen gewinnt man den Eindruck, daß der Serizit aus größeren Muskowitblättchen hervorgegangen ist. Chlorit (vorwiegend Pennin) ist auf die vor allem breiteren Glimmerlagen beschränkt und tritt gerne in der Nähe des Granates auf. Die Granatkörner zeigen innerhalb der Glimmerlagen keine Kristallgestalt, sondern werden an Sprüngen und Streifen von Pennin, weniger von Serizit angegriffen. Als weiterer Einschluß im Granat treten vereinzelt winzige Quarze auf, die jedoch mit dem Serizit und Pennin zusammen kein „si" bilden. Ferner findet man als Einschluß mehrfach Ilmenitblättchen (einmal auch verbogen), die manchmal in Pyrit umgewandelt sind. Ein Ilmenitblättchen ragt aus dem Granatkorn ungeknickt in die umgebende Quarzhülle herein.

Vor allem in den Glimmerlagen sind Ilmenitkörner teils unregelmäßig gestaltet, teils als wohlgestaltete Blättchen zu finden. Ihr Auftreten ist stets der Textur der Umgebung angepaßt und nirgends werden die Lagen gequert oder durchspießt. An manchen Stellen sind die Blättchen verbogen. Im auffallenden Licht zeigen sie häufig eine feine Granu-

lierung hellerer Flecken parallel zur Längsrichtung. In den Quarzlagen sind sie seltener, aber öfters in Pyrit umgewandelt.

Die Wellung der Glimmerlagen, so weit beobachtbar, entspricht einer postkristallinen Deformation.

Der Granat grenzt gegen die Quarzkörner oft mit Kristallflächen; gegen die Glimmerlagen ist er meist mit einem verschieden breiten Saum von Chlorit umgeben. Biotitschüppchen sind sehr selten. Häufiger erzeugt Zirkon im Chlorit deutliche pleochroitische Höfe. Einem größeren Chlorit- (Pennin-) Blättchen sind parallel dem Zirkon Ilmenitleisten eingelagert. Apatit ist öfters zu beobachten. Häufig wirkt eine Limonitisierung verfärbend. Epidot ist selten in winzigen Körnchen vorhanden.

Schl. 56—410. Straße nach Dörfl in 750 *m*, Wimitz N. Der Granat-Muskowit-Chlorit-Schiefer besitzt enge Falten von Quarz, der vor allem in den Faltenschenkeln stark undulöse Auslöschung zeigt. Die Glimmerlagen zeigen eine deutliche Streckung in „B" an, das mit dem B der Quarzfalten übereinstimmt. Senkrecht zur Streckung zeigt der Schliff ein Zeilengefüge der Glimmerlagen, das in die Quarzfalten eindringt und endet. Die Glimmerlagen sind mit Granatkörnern gespickt, die vielfach eine gute kristalloblastische Umrandung zeigen. Das Innere des Granates zeigt öfters ein verschieden stark gewelltes „si" aus Quarz, das seltener von Serizit begleitet ist. Abgesehen von der verschiedentlichen ferritischen Durchtränkung umschließt der Granat manchmal auch Ilmenitblättchen. Gegen den Rand zu bilden sich aus der ferritischen Substanz parallel den kristallographischen Rändern dunkle Anreicherungszonen, den gegen außen zu eine einschlußfreiarme Zone begleitet. Nicht alle Granate zeigen die Abfolge dieser Ausbildung und oftmals stößt die einschlußreichere Zone schon an das umgebende Glimmer-Chlorit (Pennin)-Gefüge. Die Korngestalt bleibt jedoch immer gewahrt und es ist nicht zu erkennen, daß etwa der Pennin den Granat zerstörend angreife. Die Muskowit (Serizit)- und Penninscheiter sind nicht verbogen und bilden das schwach wellige Glimmergefüge kristalloblastisch nach. Den Glimmer-Chlorit-Lagen parallel sind Ilmenitblättchen eingelagert, die das bestehende Gefüge nicht durchspießen. Größere Ilmenite können auch feinen Serizit einschließen. Selten umschließt der Granat winzige grüne Turmalinkörnchen. Öfters durchspießen Serizitschüppchen die Chloritflatschen. Selten sind Ilmenitblättchen pyritisiert; selten werden Quarzkörner von Penninspießen zerteilt.

Der Gesamteindruck eines parakristallinen Wachstums überwiegt die postkristalline Deformation im vorhergehend beschriebenen Dünnschliff.

Die karbonatischen Einlagerungen sind durchwegs als Marmore im geologischen Sinne zu bezeichnen. Stellenweise werden sie auch von Garbenschiefern begleitet: S Psein in der Wimitz; Göschelwände, O Roggbach; S Steinbüchl. Garbenschiefer ohne Marmorlagen findet man mit Granat-Graphitschiefern in Grassendorf, S Schneebauerberg; W Hart; S Hoch St. Paul; N Schnatten, O Feistritzmündung; NW St. Ruprecht, N Staudachhof; mehrfach W Glanzer in Oberhof; im Graben SO Unteraich, N Mellach. Richtige Amphibolite sind auffallend spärlich gediehen: bei Ladusger, W Feistritz; N Feistritz, S Grades; NW Leitnereck; bei Posch, S Zienitzen; S Stronriegel, O Gogausee, SW Wimitzbach; W und N Lieding; NO Schneebauerberg ein Gabbroamphibolit; S Schaumboden Amphibolitdiaphthorite.

Die Verbreitung der Granatglimmerschiefer-Serie ist viel klarer erfaßbar und abgrenzbar als die der anderen Serien: Der Ostrand der Bundschuhmasse O des Paalgrabens kann hieher gerechnet werden; der Aufbruch von Oberhof als annehmbar vermutlich östliche Fortsetzung der Bundschuhmasse. Das Westende des Koralmkristallins umgibt sich so mit einem Granatglimmerschiefer-Mantel, der in dem Tal der Metnitz bis Feistritz-Hinterort vordringt; im Gurktal gegen N lappig ins Wildbachtal, in den Ratschengraben und weiter W nach dem Langwiesenbach eingreift. W Straßburg endet der Granatglimmerschiefer an der Gurker Störung W St. Johann—Olschnitz. Isoliert tritt eine kleine Linse W St. Jakob in Cassarest im Draschelbach auf, die ich als Aufbruch von Cassarest bezeichnete (12). Das Aufsprossen von Granaten ist im phyllitischen Glimmerschiefer um den

Zug Saumarkt—Moschitzberg öfters zu beobachten. Eine große, fast geschlossene Einheit von Granatglimmerschiefer bildet den Aufbruch der Wimitz (41, 42). Der Nord- und Ostrand (Predlstörung) ist klar zu ziehen, während gegen S und mehr noch gegen SW eine weitgeheden Verzahnung mit den verschiedenen Glimmerschiefern N St. Urban zu beobachten ist bis am Osthang des Lantschnig, W des Roggbaches, endgültig der Granatglimmerschiefer untertaucht. Inselförmig tritt ein Paket Granatglimmerschiefer NO des Wimitzaufbruches bei Föbing auf. Auch weiter O, S des Wimitzwirtes, sprossen im phyllitischen Glimmerschiefer wieder Granate auf. Während amphibolitische Gesteine auch in die phyllitische Glimmerschieferserie hereinreichen, sind andere Mineralassoziationen nur an die Granatglimmerschiefer dieses Gebietes gebunden: Disthen und Staurolith sind hiefür kennzeichnend. (Disthen tritt nur sehr spärlich in einzelnen Lagen des Granatglimmerschiefers in feinen Nadeln SW Steinbüchl auf; 1958 konnte ich dieses Auftreten nicht wiederfinden.) Staurolith wurde von MEIXNER W Hoch St. Paul (30 b) beschrieben, der jedoch bereits in Chloritoid und Serizit pseudomorphisiert erscheint. Ähnliche Pseudomorphosen nach Granat ? habe ich oben vom Roggbach beschrieben. An der neuen Straße vom Gogausee nach Grai fand ich in zirka 900 *m* einen Chloritoid-Granatglimmerschiefer, der Linsen von feinstem Serizit zeigt.

Schl. 56—422. Manchmal sind diese Serizithaufen rechteckig-kastenförmig umgrenzt. Herr Prof. Dr. L. WALDMANN machte mich darauf aufmerksam, daß es sich hiebei um irgendwelche Pseudomorphosen handeln könnte. Chloritoid sproßt vorwiegend in solchen Serizithaufen auf und schließt manchmal auch kleine Serizitschüppchen ein. Im Inneren der Haufen treten auch in geringen Mengen kleine Chloritblättchen auf, die fast keine Doppelbrechung aufweisen. Der Granat zeigt bei Berührung mit Serizit oder Chloritoid keine Beeinflussung seiner meist idiomorphen Kristallgestalt. Randlich tritt manchmal eine schwache Doppelbrechung auf, die aber auch von unterlagerten Quarzkörnern herrühren kann. Er umschließt selten vereinzelte Serizitschüppchen, keinen Chloritoid, meist nur Quarz und Erz, auch als Ilmenitblättchen. Letztere werden auch von Chloritoid umschlossen. Ein Ilmenitkristall spießt vom Serizithaufen in den Granat hinein. Bei den oben erwähnten Pseudomorphosen könnte es sich ebenfalls um umgewandelte Staurolithe handeln.

Schl. 56—398. Auf der Straße Gogausee—Grai in 980 *m* ist im Granatglimmerschiefer kein Chloritoid und Chlorit festzustellen. Der Granat umwächst häufig Quarz und zeigt mit dieser Fülle oft einen skelettartigen Bau. Die Serizithaufen treten auch hier allerdings ohne bestimmte Konturen auf und es ist daher auf keine Pseudomorphose eines bestimmten vorherbestehenden Minerals zu schließen. Die Erzkörnchen, die teilweise auch von Granat eingeschlossen werden, haben nicht die Form von Ilmenitblättchen. Frische Biotite fehlen dem Schiefer.

Schl. 56—191. W Rasting, S Wegscheider, treten wieder Chloritoid-Granat-Glimmerschiefer auf mit Lagen, in denen sich feinschuppige Serizit- und Muskowit-Chloritlagen abwechseln. Um die größeren Granatkörner sind Chlorithöfe ausgebildet, die ein hysterogenes Wachstum des Chlorites nach Granat erwarten lassen. Der Muskowit ist teils in den Falten postkristallin deformiert, teils mit Chlorit posttektonisch im druckfreien Schatten der Falten und der Granate gewachsen. Orthit erzeugt im Chlorit starke pleochroitische Höfe. Chloritoid wächst allein in den feinen Serizitlagen, die den Granat nicht angreifen. Das feine Pigment im Chloritoid ist nicht weiter ins Lagengefüge zu verfolgen. Der Granat ist auffallend einschlußarm.

Am Westende des Wimitzaufbruches überschneiden sich also zwei Erscheinungen: einerseits der schon makroskopisch beobachtbare Übergang der Grünschiefer S St. Urban in die Prasinite, Biotitschiefer, Kalkglimmerschiefer und Amphibolite gegen N zu (als fortschreitende Metamorphose), andererseits gegenüber dem Granatglimmerschiefer des Wimitzaufbruches

eine postkristalline Deformation mit anschließender Kristallisation in einer niedertemperierten Mineralfazies (rückschreitende Metamorphose).

Innerhalb der Glimmerschiefer des Wimitzaufbruches treten auch feldspatreichere Gesteine mit frischem Biotit und Granat auf, die man erst nach dem mikroskopischen Befund als Gneise bezeichnen muß. Als solche Gneise konnten sie deshalb nicht kartiert werden und ich möchte sie nur als petrographische Notiz für den gesamten Gesteinsbestand des Gebietes anführen. Die Albit-Oligoklase der Schiefergneise sind teils klar, teils verschieden stark mit Quarz, Hellglimmer, wenig Klinozoisit und selten Biotit gefüllt.

Die randlich des Aufbruches gelegenen Garbenschiefer und Amphibolite, z. B. W Hart und in Schaumboden, O Sörgerberg, zeigen eine deutliche postkristalline Beanspruchung der Hornblendekristalle und ein junges Aufsprossen von Chlorit. Dort, wo Turmalin in den Hornblendegesteinen aufsproßt, sind auch die Hornblendekristalle neu gewachsen und weniger zerrissen und verbogen (Lantschnig W).

XI. Pegmatitführende Serie (Marmorserie)

Als tiefstes Glied der Seriengliederung werden die Gneisglimmerschiefer mit Pegmatiten (Koralmkristallin) ausgewiesen, die nur im O gegen Friesach zu mit reichlich Marmor vergesellschaftet vorkommen. Diese stellen die Fortsetzung des Koralmkristallins des Ostens dar. Entlang des Metnitztales greift diese Serie bis S Hundsdorf, W Zienitzen, gegen W vor. Pegmatoiddurchtränkte Granatglimmerschiefer begleiten die Marmore vor allem im Liegenden (34). Für die merkwürdige Vergesellschaftung nehme ich an, daß die verschiedene Riegheit der Gesteine (Marmor zu Glimmerschiefer) größere Fugen zwischen ihnen aufriß, die durch eine venitische Metamorphose mit Quarz-Feldspat und manchmal Glimmer gefüllt wurden. Ähnliches kann man a. a. O. auch zwischen Amphibolit und Glimmerschiefer beobachten. Eine scharfe Grenze ist deshalb zwischen der Granatglimmerschiefer- und der pegmatitführenden Serie nicht zu ziehen. Die Marmore ziehen durch beide Serien durch, ja sogar von den phyllitischen Glimmerschiefern im W her beginnend (34, 5 b).

Im Westteil des Wimitzaufbruches, SW Hoch St. Paul, sind manchmal den (Granat-) Glimmerschiefern in Zirkitz und O Reggen pegmatoide Lagen eingeschaltet. Ob dies das beginnende Auftreten der liegenden pegmatitführenden Serie oder das Dach eines unbekannten Granitsystems ist, wie etwa die granitische Durchaderung der Bundschuhmasse, kann auf Grund der spärlichen Vorkommen nicht entschieden werden.

B. Überblick über die Gesteinsfolgen

Die gegebene Seriengliederung teilt sich grundsätzlich in zwei sich überschneidende Gruppen:

1. Ist die Aufteilung der Gesteine auf Grund ihrer vermutlich primären Entstehungsgesellschaft vorgenommen worden. Hiebei wäre etwa die Flattnitz-Serie als Trias (?) oder die Metadiabas-Serie infolge der Verquickung vulkanischer Gesteine (vorwiegend basisch) mit feinklastischen Sedimenten zu nennen.

2. Oder man berücksichtigt den Grad der Umwandlung, wie z. B. bei den Quarzphylliten, bei der Serie phyllitischer Glimmerschiefer und bei der Granatglimmerschiefer-Serie, die die Ablagerungsfolgen auch quer durchschneiden können. Solche Zwischenglieder stellen die Graphitphyllit-Mylonit-Serie und die Kalkphyllitserie dar.

Die gegenwärtige Stellung der verschiedenen Serien zueinander ist vorwiegend tektonisch bedingt, wodurch der primäre Verband der Serien zerstört bzw. vermischt wurde und Hauptzweck der Gliederung soll es ja sein, das Ausmaß und die Form der verschiedenen Abfolgen zu erkennen. Die Vermischung ist durch tektonische Ereignisse entstanden und es ergibt sich daher die Frage: In welchem Verhältnis stehen die tektonischen Ereignisse zur Umwandlung der Gesteinsfolgen in Raum und Zeit?

Für die Lösung dieser Frage wurde von mir zuerst das Wachstum der Granate herangezogen. Die Untersuchungen in dieser Hinsicht haben ergeben, daß in den feinklastischen Sedimenten ab einer gewissen ungenauen „Tiefenlage" das Wachstum der Granate sporadisch auftritt und in weiterer Tiefe eine generelle Verbreitung des Granates vorhanden ist, so daß eine eigene Granatglimmerschiefer-Serie abgetrennt werden kann. Die von der Granatkristallisation betroffenen Gesteinsfolgen sind vorwiegend feinklastischer Natur und die Beziehung des Granates zu den anderen Mineralen ist gerade in dem Übergangsstreifen nicht so, daß man eine ungestörte posttektonische Kristallisation annehmen kann; sondern gerade dort ist eine Deutung des Granatwachstums nur als bestenfalls „parakristallin" zu bezeichnen, wenn man das Auftreten des Chlorites nicht teilweise postkristalliner Entstehung zur Granatkristallisation ansehen will. Jedenfalls wird kein Chlorit von einem posttektonisch gewachsenen Granatkorn umschlossen. Es ist auch nicht im Bereich des Aufbruches von Oberhof oder in den Glimmerschiefern des Metnitz- und Gurktales zu erkennen, daß ein Gefälle der Serien in Richtung der Granatglimmerschiefer erkennbar wäre, denn die verschiedenen Leitgesteine ziehen auffallend um die jeweils höher kristallinen Kerne herum. Wir können also nicht beobachten, daß etwa die Gesteine der mächtigen Diabasserie in die Granatglimmerschiefer-Zone von Oberhof oder im Osten eintauchen würden, wie derartige Verhältnisse SW Hüttenberg (15) bekannt sind. Ja im Gegenteil: die Graphitphyllit-Mylonit- und Kalkphyllitserie läßt sich recht gut im W um die Granatglimmerschiefer-Serie herum verfolgen (Tafel V und VII Fig. b).

Die Ilmenitporphyroblasten, von denen ich sichere Anhaltspunkte erhoffte, kristallisierten posttektonisch mit Chlorit und Muskowit aus. Abgesehen von den geringen postkristallinen Verbiegungen, die sie nur lokal erlitten haben, hört ihr Wachstum gerade gegen das Liegende zu auf. Ja, man kann sagen: je weiter die Ilmenite von den Granatglimmerschiefern entfernt sind, desto besser ist ihre posttektonische Kristalloblastese. Es ist aber weder zu beobachten, daß die Ilmenite gegen das Liegende vom Granat aufgezehrt werden, noch umgekehrt, daß etwa Pseudomorphosen von Ilmenit mit Chlorit nach Granat (Almandin) entstanden wären.

Die Beziehungen von Biotit zu Chlorit sind wechselnd deutbar und geben daher keine Entscheidung.

Das Auftreten noricitischer Hornblenden in Grünschiefer bis Amphiboliten ist in diesem Raume nicht von der Metadiabas-Serie in die Serie der

Granatglimmerschiefer zu verfolgen, wie dies CLAR (15) bei Hüttenberg beobachtete, sondern die noricitischen Hornblenden treten vor allem in den Grünschiefern (Prasiniten) der tieferen Kalkphyllitserie bis in die Granatglimmerschiefer-Serie horizontbeständig auf.

Das Vorkommen von Chloritoid auf dem Spielberg, N Metnitztal, ist zu isoliert, um Entscheidendes auszusagen. Das Vorkommen von Chloritoid beim Bergbau Meiselding (30 b) konnte ich nicht bestätigen. Herr Prof. Dr. K. METZ gab mir freundlicherweise Chloritoid von der Ostseite der Kalkbrände in den Bockbühelschiefern (44, 45) bekannt, was vielleicht für den Metamorphosegrad der Flattnitztrias (?) von Bedeutung sein kann.

Schl. 56—399. Auf dem Rücken NO Lind, NO Gogausee, in zirka 1030 *m*, treten im Chloritschiefer feinlagige, schwach gewellte, weiße Serizitquarzite auf, die mit Chloritoid gespickt sind. Das feine lentikuläre Gefüge wird durch die — im Schliff erkennbar — lebhafter verbogenen Serizit-Muskowitlagen gebildet, die eine deutliche postkristalline Deformation zeigen: die Schuppen löschen an den Faltenschenkeln stark undulös aus. Das zwischengelagerte feine Quarzpflaster ist schwach undulös. In diesem Gewebe sprossen massenhaft Chloritoide auf, die teils in den Lagen, teils quer hinzu, das Gefüge zerstören. Häufig und besonders kennzeichend ist das sternförmige büschelige Auftreten. Die kleinen Chloritoidleisten sind noch fein nach der Längsrichtung verzwillingt und zeigen, da sie farblos sind, keinen Pleochroismus. Ihre Mitte ist mit schwarzem Pigment schwach durchstäubt und das teilweise löcherige Aussehen ist durch zahlreiche Quarzeinschlüsse bedingt. Selten findet man vereinzelte kleine Biotitschüppchen und winzige braune Turmalinkörnchen. Randlich zeigt sich eine konkordante Quarzitlage mit Magnetitporphyroblasten, in deren Druckschatten Linsen von größeren Quarzkristallen anschließen, die jedoch auch undulös auslöschen. Selten findet man Quarzlinsen im Schiefer, die nicht undulös auslöschen. In dieser Quarzitlage ist der Chloritoid noch kleinwüchsiger und spärlich; die Quarzlinsen selbst sind durchwegs frei von Chloritoid.

Schl. 56—202. O Lind, S „n" Lind (5252/4, 1 : 25.000), in ca. 990 *m*, tritt ein eigentümlicher Chloritoid-Karbonatschiefer auf. Das Karbonat in Porphyroblasten ist größtenteils ausgewittert und es sind nur die teilweise von Limonit erfüllten Räume der ehemaligen Karbonatporhyroblasten mit den rhomboedrischen Umrissen erhalten. Diese einige Millimeter großen Porphyroblasten dürften daher ehemals ankeritische bis breunneritische Zusammensetzung besessen haben. In gleicher Weise treten die bis 1 *mm* großen Chloritoidblättchen auf, die durchwegs siebartig mit Quarz häufig in Sanduhrform gefüllt sind. Sie besitzen breitere Zwillingslamellen und einen fleckigen Pleochroismus. Das alte „si" aus Schnüren und Lagen von Hämatitnädelchen wurde teils seitlich abgedrängt, teils als echtes „si" in den Kristallbau einbezogen. In die bezeichnende Sanduhrform wurde nur selten Limonit mit einbezogen, so wie der Quarz. Sehr selten sind die Chloritoide in Rosetten angeordnet unter Beibehaltung der Sanduhrform der Einzelindividuen. Das alte Lagengefüge ist durch feinste Serizitschichten mit den Hämatitbändern angezeigt, die einen feinen Chloritbrei lückig umschließen. Selten ist der Serizit im Chloritoid eingeschlossen. Häufiger umwächst der Chloritoid die Reste der Karbonatporphyroblasten, während die umgekehrte Deutungsmöglichkeit sich schwerer aufdrängt. Zu einem völligen Einschluß des Karbonates kommt es nie. Das feine eckige Quarzpflaster zeigt nur beschränkt eine schwach undulöse Auslöschung; es ist stark mit teilweise unregelmäßig verteilten Erzkörnchen durchstäubt. Ehemals größere Chloritoidblättchen sind manchmal zerbrochen und die Zwischenräume mit feinem undulösem Quarz gefüllt. Die geringen Reste ehemaligen Karbonates sind an Sprüngen und entlang von Klüften nach den Spaltrissen von Limonit erfüllt. Weitere solche Chloritoid-Kalkphyllite findet man noch am Weg von Lind zum Gogausee in 860—900 *m*. Stets sind sie stark verwittert.

Wegen dieser Unsicherheiten in der Deutung der verschiedenen Mineralparagenesen neige ich daher zu der Vorstellung, daß eine fortschreitende von einer rückschreitenden Metamorphose in diesem Raume der östlichen Gurktaler Alpen überholt wurde, bzw. in verschiedenen Lagen interferiert hat, wobei ich die Begegnung der Kristallisation weniger zeitlich als räumlich trennen möchte. Die Graphitphyllit-Mylonit-Serie scheint vor allem diese Zwischenstellung im Gebiet phyllitischer Glimmerschiefer

einzunehmen. Die Mitte N und S vom Metnitztal zeigt lokales Aufsprossen von Granat; der Nordflügel und die Mitte Ilmenitporphyroblasten, während im S, vor allem S der Gurk, die limonitführenden Quarzitbreccien gegen den Bergwerksgraben zu zunehmen. Seriengliederung und Metamorphose scheinen hier korrelat zu sein: was tiefer liegt, hat auch stärkere Umwandlungen mitgemacht.

Die Lagen und Schuppen von Graphitschiefern im Zuge N der Glan weisen keine posttektonische Kristallisation auf. W der Straßenabzweigung nach Meilsberg, W St. Veit an der Glan, wurden mit mylonitischen Graphitschiefern auch quarzreiche Talkschiefer unter der Schotterbedeckung beim Bau der neuen Straße aufgeschlossen.

S der Glan ist ein Zug von Graphitschiefern S Flatschach von Bedeutung, da dieser vor allem weniger tektonisierte Graphitquarzite (Kieselschiefer) in Steilabstürzen zeigt. Im W, O Maria Feicht, ist im Hohlweg innerhalb der graphitischen Tonschiefer eine zirka 20 *cm* mächtige Lage eines serizitisierten basischen, teils grobkörnigen Tuffes zu finden. Die ausgedehnte Verbreitung, die Tufflagen bekanntermaßen besitzen, könnte wertvolle weitreichende stratigraphische Gleichsetzungen ermöglichen, die infolge des bekannten Fossilmangels (s. o.) sonst nur auf fragwürdiger petrographischer Basis erfolgen müßte.

So weit meine Untersuchungen im Wimitzaufbruch reichen, ist eine solche Korrelation der Serien und der Metamorphose dort nur bedingt vorhanden. Im O wies bereits H. BECK (5 a) darauf hin, daß man im Wimitztal eher eine fortschreitende Metamorphose beobachten könne. Auf der Kartendarstellung (5 b) widerrief er jedoch seine erst gefaßte Ansicht. Zum völlig gleichen Ergebnis wie H. BECK (1929) kam 1956 W. FRITSCH (22), während ich durch die makroskopisch gewonnene Deutung der Albitphyllite des Sonntagsberges mich eher zur Kartendarstellung H. BECKS (1931, 11) bekannte. Im Bereich des östlichen Wimitztales scheinen ähnliche Verhältnisse einer mehr oder weniger fortschreitenden Metamorphose vorzuliegen. Im S zwischen Schaumboden und Fochau kann an Hand der Amphibolite jedoch eindeutig gezeigt werden, daß der Chlorit auf Kosten der Hornblende gebildet wurde. In gleicher Weise zeigen die Hornblendegarbenschiefer W Hart eine rückschreitende Umwandlung der Hornblende zu Chlorit. Anderseits treten N Reidenau gerade die gleichen Biotitschiefer mit Amphiboliten und Kalkglimmerschiefer wie N St. Urban auf, die einen Übergang der Grünschiefer ins höher metamorphe Kristallin anzeigen.

Von besonderem Interesse für das Studium der Metamorphose ist der Westen des Aufbruches der Wimitz: hier findet man eine ganze Zone bestimmter Mineralisation, die quer durch die verschiedenen Serien durchzuverfolgen ist. O Lind, SO Zammelsberg, noch im Bereich der Metadiabas-Serie findet man mit hellen Chloritschiefern Serizitschiefer, die mit Chloritoid gespickt sind (Schl. 56—399). SW Lind am NO Ende der Kalkphyllitserie tritt der Chloritoid in den Kalkphylliten mit Karbonatporphyroblasten auf (Schl. 56—202). Auf der neuen Straße vom Gogausee nach Grai kann man in zirka 900 *m* Chloritoid im Granatglimmerschiefer finden (Schl. 56 bis 422). W Hoch St. Paul fand KAHLER die interessanten Pseudomorphosen von Chloritoid und Serizit nach Staurolith, die MEIXNER (30 b) beschrieb. Weiter SO bei Rasting konnte ich wieder Chloritoid in einem Serizit-Chloritoid-Granatglimmerschiefer finden (Schl. 56—191).

Diese Chloritoidfunde reihen sich von N gegen SO zu in fast einer Linie an und zeigen damit eine bestimmte Zone rückschreitender Metamorphose gegen das Westende des Wimitzaufbruches auf eine Länge von 5 *km* an. Getrennt hievon findet man 6 *km* weiter NW bei Göschelsberg kleine Chloritoide im Chloritschiefer, die jedoch etwas anders aussehen (C der Tafel V). W Roggbach in zirka 4·5 *km* SW Hoch St. Paul ist nochmals Chloritoid vermutlich in Pseudomorphosen von Chloritoid und Serizit nach Granat vertreten (Schl. 57—458); im S von Hoch St. Paul scheint Chloritoid überhaupt eine weitere Verbreitung zu besitzen. Weiter nach N wäre vielleicht ein Anschluß an den Chloritoid O der Kalkbrände innerhalb der Flattnitztrias zu finden und möglicherweise läßt sich dieser Streifen mit Chloritoid doch weiter nordwärts verfolgen und in den Zwischenräumen häufiger belegen als es derzeit möglich erscheint.

Damit wäre die petrographische Abfolge und Metamorphose innerhalb der Kartendarstellung näher gekennzeichnet und nur noch auf zwei wichtige Punkte sei verwiesen, die als Ergebnis der Kartierung dieses Raumes in bezug auf die Aufnahmen im SW und N wesentlich sind:

1. Es besteht zwar keine Möglichkeit, einen direkten Zusammenhang zwischen der Metadiabas-Serie des Wintertaler Nocks und der Basis des Ulrichsberges zu ziehen, doch sehe ich außer dieser rein räumlichen Trennung keinen Grund, der gegen die Gleichsetzung dieser beiden Serien sprechen würde, da sie aus dem gleichen Stoffbestand bestehen.

2. Die Murauer Kalkphyllite sind südwärts bis N Gurk geschlossen zu verfolgen und die Möglichkeit der Fortsetzung mit Unterbrechungen in den Raum des Wimitzkristallins ist durchaus vorstellbar. Die Ähnlichkeit der Granat-Graphit-Phyllite und ihre Stellung im Aufbruch der Wimitz mit Marmor und im Aufbruch von Oberhof mit Granitgneis und Dolomit ist jedenfalls zu erwägen, ob nicht auch stratigraphische Ähnlichkeiten bestehen. Weiters könnten gegen S zum Seenkristallin vielleicht auch Wechselbeziehungen einer fort- und rückschreitenden Metamorphose erkannt werden, wofür die Vergleichsbegehungen bis N Tigring Anhaltspunkte gaben.

C. Tektonik

Die Klärung der Verbreitung der Schiefer allein führt zu keiner befriedigenden Erfassung ihrer Lagerungsverhältnisse. THURNER (49) sieht im N in dem Murauer Paläozoikum eine Schubmasse, wie dies ähnlich TORNQUIST (52, 53) und HERITSCH (24) annahmen. Im S davon wird der Gebirgsbau durch „Aufbrüche" (41, 12, 13) erklärt, denen N der Glan ein eng verflochtenes Schuppengebiet folgt. Der Gewölbebau der Aufbrüche wird auch durch das Einfallen der Achsen erkennbar (Achsenplan Tafel VI) und zeigt das Untertauchen des Daches des Koralmkristallins unter das nichtmetamorphe Paläozoikum im W. Dabei wird vor allem im N das Koralmkristallin mit Pegmatiten von granitischen Massen der Muralpenentwicklung abgelöst, die entweder den Niederen Tauern oder der Bundschuhmasse angegliedert werden können. Das Altpaläozoikum ummantelt das Kristallin vollständig und es ist nicht zu entscheiden, ob die petrographische Abfolge gegen das Liegende Kristallin gleichzeitig einer teilweise stratigraphischen Abfolge entspricht. So gelangt man nach der neuesten zeitlichen Reihung, die THURNER (51) für die Gesteinsserien zu

geben wagt, zu tektonischen Konsequenzen, deren Haltbar- oder Unhaltbarkeit nicht im dargestellten Bereich der östlichen Gurktaler Alpen ableitbar sind.

Nach den neuen überraschenden paläontologisch-stratigraphischen Untersuchungsergebnissen im Grazer Paläozoikum (21) ist die Einstufung der Metadiabas-Serie in das Silur (43) überhaupt schon fraglich geworden, was THURNER (51) bereits berücksichtigen konnte. Es ist daher derzeit besser, auf tektonische Spekulationen, die auf fraglicher paläontologisch-stratigraphischer Basis beruhen, zu verzichten.

Mit der Auffassung STOWASSERS (44, 45) hat man im Hangenden der Flattnitztrias eine weite Überschiebungsfläche anzunehmen, die SO der Flattnitz endet. Eine ebenso bedeutsame tektonische Linie stellt meiner Meinung nach die Basis der „Trias" mit dem Ostende der Bundschuhmasse dar. STOWASSER stellt diese Grenze im NW der Flattnitz nicht als tektonische Linie dar, obwohl er das im N anschließende Bundschuhkristallin als gegen die Trias zu tektonisiert angibt (Quarzite). In meiner Kartendarstellung (Tafel V) reicht bloß das Ostende dieser Grenzlinie im O des Paalgrabens, O Wurmstein herein. Hier zieht die Linie nicht O—W wie weiter im W, sondern biegt scharf nach N um. Erst weiter N im Schachmanngraben gibt STOWASSER eine tektonische Linie an, die sich zum Hangenden des Dolomites des Hansennocks fortsetzt. Diese Linie, die den Schachmanngraben schräg quert und nach STOWASSER bis SW des Hirschsteins ziehen soll, verläuft nach meinen Studien nicht in dieser Richtung, sondern biegt direkt gegen S, O des Grafenriegels, ins Felfernigtal und stellt die Ostgrenze des „Priedröf-Gneises" der Bundschuhmasse dar gegen die phyllitischen Glimmerschiefer des Gurktaler Kristallins, wie auch aus der Kartendarstellung THURNERS (50) zu entnehmen ist. An dieser Linie sind die Nordteile der Flattnitztrias gegen N ausgelängt (Sumperalpe) und der Dolomit N der Grafenalm stellt einen verschleppten Rest innerhalb dieser Störung als isolierte Scholle in der Fortsetzung zum Hansennock-Dolomit dar. Dadurch ist das triadische Alter des Hansennock-Dolomites weiterhin wahrscheinlich gemacht. Bereits TORNQUIST (53) wies ausdrücklich auf diese tektonische Schubbahn hin.

An dieser tektonischen Linie wird im Raume von Murau die schüsselförmige Murauer Mulde stockwerkartig unterteilt, in dem die Metadiabas-Serie von Frauenalpe—Karchauer Eck gegen die Murauer Kalkphyllite nach N verschoben ist. Gegen S zu, in dem von mir dargestellten Raum, scheint die Verschiebung an Ausmaß immer mehr zu verlieren, so daß an der Südabdachung der Metnitzer Alpen zum Metnitztal keine tektonische Grenze mehr zu den Arkosequarziten, Phylliten und Chlorit-Grünschiefer zu erwarten ist, sondern mehr vertikale NW—SO-Störungen den Schichtverband und Talverlauf beherrschen. Die Vergenz der Verschiebung dürfte gegen Murau zu nach N im Paalgraben nach den Achsen der Wellung eher gegen O gerichtet sein. Nach dem Achsenplan (Tafel VI) erlischt diese Querwellung bereits N des Metnitztales und wird gegen S von O—W-Achsen abgelöst.

S des Aufbruches der Wimitz ist von dieser weitreichenden Schichtablösung nichts mehr zu erkennen, sondern die Grünschiefer der Metadiabas-Serie werden durch Schuppen aus Kalkphyllit-Graphitschiefer mit „Gneismyloniten" im Streichen untergeteilt und zerschlitzt. Diese Verschiebung ist N der Glan und S Maria Feicht nachweisbar und nimmt deutlich von O

gegen W zu, bis sie an der Linie Feldkirchen—Gogausee (Ossiacher Linie) (33) einer Wellung gegen W weicht. Über diesen Schuppenpaketen des oberen Glantales liegt keilförmig gegen W ausspitzend die Metadiabas-Serie eingemuldet, die gegen O sich stark verbreitert und das Mesozoikum des Ulrichsberges—Krappfeldes trägt. Störungen scheinen diesen Bau noch weiter zu betonen (27), aber „Trias" ist dort keine eingeschuppt.

Auffallend eben gelagert erscheint hiezu der stark durchbewegte Raum des Sonntagsberges S der östlichen Wimitz (22).

Im NW ist die Flattnitz-Serie in diesen Stockwerksbau derart einbezogen, daß, will man STOWASSER folgen (44, 45), die Metadiabas-Serie dem Karbon und mit diesem zusammen dem hangenden Teil („Rhät—Jura") des Mesozoikums aufgeschoben ist. Am Ostende wird dieser Bau verdoppelt und die Flattnitz-Serie löst sich in Linsen auf (Abb. 1, Tafel V), die in den Untergrund aus Quarzphyllit und phyllitischen Glimmerschiefern eingewickelt werden. Hier nimmt die Tektonik und Metamorphose von W gegen O zu.

Diese beiden in entgegengesetzter Richtung verlaufenden Umwandlungsvorgänge müßten sich zwangsläufig berühren oder durch einen „neutralen" Gürtel getrennt sein, der senkrecht zur Bewegungsrichtung in den beiden Flügeln verläuft. Damit gelangen wir zur sogenannten „Flattnitz-Störung" SCHWINNERS (41, 42), die vom Paalgraben gegen S die Flattnitz-Serie im O begrenzt und weiter gegen S nach Feldkirchen vorstoßen soll. SCHWINNER hat intuitiv diese Linie erfaßt und als „Störung" angenommen. Die Aufnahmen haben einen wesentlich anderen Charakter, nämlich als „Umstellung", ergeben:

Das gegen W gerichtete Gefälle der O—W verlaufenden B-Achsen wird auf der Höhe der Flattnitz gegen N und S in ein ostwärts gerichtetes Einfallen umgestellt (Achsenplan). Hiebei handelt es sich nicht um eine klar verfolgbare Linie, die etwa in N—S-Richtung durchzuziehen wäre, sondern die Umstellung verschwimmt von N gegen S in eigenartiger Weise. Die Bundschuhmasse im Liegenden der kalkigen Flattnitz-Serie taucht gegen O flach abwärts (45, 50, 51) und stößt an die phyllitischen Glimmerschiefer O der Flattnitz, die gegen W einfallende B-Achsen haben.

Innerhalb der Flattnitz-Serie begegnen wir den verschiedensten Achsenlagen und es war mir nicht möglich, ein klar durchverfolgbares System herauszufinden wie STOWASSER (45), doch scheinen die NW—SO-Achsen zu überwiegen (45), wobei eine NO—SW gerichtete Wellung diese Streckung überholt. Die Wellung hat vor allem die hangende Metadiabas-Serie und das Karbon ergriffen. Sie verläuft eigenartig bogenförmig von NO über N—S bis NNW—SSO und pendelt z. B. auf dem Lattersteig in diesen Lagerichtungen vorwiegend südfallend.

Auf der Haidner Höhe überwiegt das SO-Fallen der Achsen; im oberen Griffentale noch das Westfallen; aber von Deutsch-Griffen südwärts über Sirnitz O zum Aplitschberg trifft die Umstellung der Streckung immer jäher aneinander und die SW bis S fallende Wellung beherrscht die Tektonik des Ostflügels der Metadiabas-Serie dieser Gegend. Im Nordwestgehänge des Aplitschberges sind die Phyllite in den verschiedensten Richtungen ineinander (auch steilachsig) verknäult und gehen zu Nordfallen über. In der Schlucht des Gurktales im S ist wieder der ungestörte O—W-Achsenbau ohne weitere Störungen durch Wellungen vorhanden. Diese

N—S-Achsen lassen sich gegen O bis W Zammelsberg—O Wernigberg verfolgen bis sie weiter ostwärts von mehr O—W verlaufenden Achsen abgelöst werden. Aus diesem O—W-Achsenplan lassen sich in der Tiebelenge bei Poitschach eine Gruppe SO fallender Achsen abgliedern, ohne daß eine weitere Folgerung hieraus ablesbar wäre.

Auffallend ist der Gegensatz des Achsenplanes des Aufbruches von Oberhof, der in der Mitte durch das Auftauchen der Augengneise gescheitelt ist — hier hat ein klarer B senkrecht B'-Plan die Augengneise in N—S-Richtung aufgequetscht! —, zu dem Aufbruch der Wimitz, dessen Achsen sehr gleichmäßig westwärts einfallen. Dafür zeigt der Südraum der Wimitz eine andere Erscheinung: die Streifen der tektonischen Einschaltungen vor allem, aber auch ganze Grünschieferzüge, sind gegen OSO abgebeugt und greifen lappig verschieden weit gegen WNW tiefer ins Kristallin ein. Diese ganz andere Art der Umstellung könnte man in Zusammenhang bringen mit dem Herabbeugen der Gurktaler Alpen zum Klagenfurter Becken bzw. zur Mulde der weniger verschieferten südlichen Metadiabas-Serie.

N Metnitz erscheinen vor allem in höheren Lagen im Raume Wöbring—Preining—Kuhalpe zirka N—S streichende Streckungsachsen in den Schiefern, die bei genauerer Verfolgung einen gesonderten Deformationsplan erkennen lassen könnten.

Daß im geschlossen westfallenden Achsenplan vereinzelt ostfallende Achsen auftreten können, wird nur durch genaue Spezialstudien in seiner Bedeutung erfaßbar werden.

Die jungen Störungslinien haben auf eine generelle Verstellung des alten Achsenplanes keinen Einfluß genommen. Die Predl-Störung (11, 22) bewirkt ein scheitelförmiges Abknicken der O—W-Achsen. Die Ossiacher Linie (33) tritt überhaupt nicht im Achsenplan in Erscheinung.

Nach dem Verlauf der Täler ist zu erwarten, daß die jungen Störungen eine größere Verbreitung besitzen als in der Karte (Tafel V, VII, Fig. a*) und b) eingetragen ist. Die NW—SO- bis NNW—SSO-Richtung herrscht vor und wird durch die Predl- (11, 22), Glödnitz-, Gurker-Störung repräsentiert. An einer solchen Störung wird der Pb-Zn-Bergbau im Vellachtal im SW begrenzt. Den Blei-Zink-Bergbau N Zweinitz, Gabernig, verwirft eine NO-Störung. Die Predl-Störung (11, 22) beendet den Aufbruch der Wimitz im O; die Gurker Störung begrenzt die Graphit- und Kalkphyllitserie im O und an ihr sind sogar bei St. Peter Gneismylonite aufgequetscht; das Südostende der Flattnitz-Serie wird durch N—S-Störungen (42, 45) unterstrichen; das Ostende der Bundschuhmasse entspricht einer N—S-Störung (siehe o. Seite ...); das untere Glödnitztal wird im O von einer NNW—SSO verlaufenden Störung begleitet, an der der westliche Teil mittelsteil gegen O der Störung zu eingeschleppt ist (10). N Straßburg zieht ein Mylonitstreifen WNW—OSO ins Gurktal und die „Graphitschiefer" (5 b) des ostwärts anschließenden Blattes Hüttenberg stellen parallele Mylonitstreifen im Kristallin dar. Bei Brieriesel zieht eine N—S-Störung durch, die die Graphitschiefer-Serie S Gurk stark einengt. Weitere Störungen zerstückeln das Westende des Friesacher Marmorzuges im Gurktal. So wird

*) Unterlagen zu Tafel VII, Fig. a: H. BECK (1931), P. BECK-MANNAGETTA (1947—1958), E. CLAR (1951), CH. EXNER (1954, 1958), F. KAHLER (1931, 1934, 1953), K. METZ (1958), W. PETRASCHECK (1927), B. PLÖCHINGER (1953), R. SCHWINNER (1927), H. STOWASSER (1956), A. THURNER (1927, 1958), H. VETTERS (1933).

die schüsselförmige Mulde der Gurktaler Alpen durch eine beträchtliche Anzahl von Störungen zerstückelt und ihre Untergliederung betont, wobei der Südrand durch den Aufbruch der Wimitz und durch die gegen W weiter verfolgbare Kalkphyllit- und Grünschieferserie aufgewölbt ist.

Die Profile 1—6 sollen meine Vorstellung vom Bau der östlichen Gurktaler Alpen näher erläutern:

Alle Schnitte zeigen eine deutliche Asymmetrie der Sättel und Mulden an, die auf dem Kartenbild (Tafel V) gar nicht so klar in Erscheinung tritt.

Klar ist der Einbau der Flattnitz-Serie (Profil 1, 2, 4) zwischen der Metadiabas-Serie und eingewickeltem Karbon und Bundschuhmasse bzw. phyllitischem Glimmerschiefer im O. Die Querfaltung im Gebiet des Bockbühels bewirkt ihre Zerrissenheit in einzelne Schollen und Fetzen (Tafel VIII, Profil 2), die sich gegen O in einzelne Linsen auflösen.

Durch die Queraufquetschung des Augengneises wird der Aufbruch von Oberhof auch asymmetrisch gestaltet (Tafel VIII, Profil 4, 5, 6). Als leitendes Element ist das Untertauchen der Marmorserie im Metnitztal (Metnitzschwelle 41, 42), (Tafel VIII, Profil 3) sowie des Wimitzaufbruches gegen W zu erkennen, wodurch die Metadiabas-Serie in verschiedener Weise unterbrochen und aufgeteilt wird (Tafel VIII, Profil 1, 2, 3). Ganz im W (Tafel VIII, Profil 1) bleibt von dem Wimitzaufbruch her nur die Trennung der Metadiabas-Serie in einen „Metadiabas"- im N und einen Grünschieferteil im S übrig, wobei die „Tonalitmylonite" mit Hüllschiefer eine eigentümliche Verdoppelung erfahren, die durch das Auftauchen der Kalkphyllitserie N Poitschach markiert wird.

Im S der Wimitz zeigt das Schuppengebiet den Einbau der Gneismylonite und der Kalkphyllitserie in die Metadiabas-Serie in Grünschieferfazies (Tafel VIII, Profil 2, 3). Die kleinen Wellen der Kalkphyllitmulde S Rottendorf und der Grünschieferantiklinale von Liebenfels (N Pulst) wurden nicht dargestellt. Die hangende Metadiabas-Serie trennt den Schuppenbau in einen südfallenden Nordflügel und einen nordfallenden Südflügel (S Maria Feicht—St. Martin, Tafel VIII, Profil 2), an den sich weiter südwärts das Kristallin von Tigring—Tentschach im Liegenden anschließt. In diesem Südflügel konnte ich auf Begehungen keine Gneismylonite finden.

Damit hoffe ich, jedem Geologen, der sich mit dem Bau der südlichen Zentralzone der Ostalpen auseinandersetzen muß, ein Bild gegeben zu haben, das jedem die Möglichkeit gestattet, weitere Erkenntnisse zu gewinnen.

D. Besprechung neuerer Literatur

Wesentliche neue Ausblicke berührt der Aufsatz von K. METZ: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen (31 a) auch über die östlichen Gurktaler Alpen. Auf einige Fragen kann bereits eine bestimmte Antwort gegeben werden: Inwieweit eine Abgrenzung des Gleinalmkristallins von der Bundschuhmasse überhaupt möglich ist, kann nicht genau gesagt werden, da diese Abtrennung weder nach Stoffbestand noch mineralfaziell mit Sicherheit durchführbar ist. Der Unterschied liegt vor allem in der verschiedenartigen Vergneisung. Die Bundschuhmasse besteht aus Ortho- und Schiefer- (Priedröf-) Gneisen mit einem Dach von Granatglimmerschiefer; gegen O zu wird dieses Granat-

glimmerschieferdach von den pegmatitisch-venitischen Gneisen des Koralmkristallins abgelöst. Der Aufbruch von Oberhof ist mit kataklastischen Augengneisen mehr zur Bundschuhmasse zugehörig, während das östliche Metnitztal und der Aufbruch der Wimitz eher an das Westende des Koralmkristallins anschließt.

Die nördliche und südliche Metadiabas-Serie wird durch die St.-Veiter Schuppenzone unterbrochen (Tafel VII, Fig. a), die nur eine Verschuppung der Metadiabas-Serie mit den anderen stofflich verschiedenen Serien im Liegenden darstellt, womit die Verbindung der Räume Gurktaler Einheit W, Neumarkt mit der Basis hergestellt ist, die durch den NO—SW-Streifen der Ossiacher Linie im W und im O nach METZ (31 a) unterbrochen wird.

Die Verbindung des Murauer Paläozoikums über die Murauer Kalkphyllite und Graphitschiefer zum Gurktaler Paläozoikum stellt ein bedeutungsvolles Moment dar: diese Verbreitung der Kalkphyllite greift durch die „Krems-Metnitzschwelle" SCHWINNERS (36 a) durch, der eine Verbindung gegen S bereits vermutete. Die sogenannte Metnitzschwelle ist also geringer an Bedeutung geworden (31 a, Kartenbeilage) und nur noch durch den Aufbruch von Oberhof als Rest erhalten (Tafel VII, Fig. a und b). In der weiteren Fortsetzung der Graphitphyllite über die Gurk nach S liegt der Punkt von schwarzen Kieselschiefern, von denen METZ mögliche Fossilfunde erhofft.

METZ hält auch an dem Vorkommen triadischer Gesteine innerhalb des Murauer Paläozoikums (46 a) ähnlich wie STOWASSER (44, 45) fest, wie aus der geologischen Karte der Steiermark (31 b) zu entnehmen ist, welcher Deutung ich mich auf der tektonischen Übersichtskarte (Tafel VII, Fig. a) angeschlossen habe. THURNER (51, 51 a) wählt eine andere Art der Gliederung der geologischen Einheiten wie ich, wodurch die tektonische Zerteilung des Murauer Paläozoikums nicht klar zum Ausdruck kommt und die verschiedenen Serien meiner Gliederung zusammengefaßt werden. Die Grenze der phyllitischen Glimmerschiefer im S der „Murauer Einheit" sind im Sinne der „Krems-Metnitzschwelle" SCHWINNERS (36 a) gezogen. Hinsichtlich der Lagen der Achsen der Gesteine in den Metnitzer Alpen weichen meine Darstellungen von THURNERS Eintragungen bewußt auf Grund eigener Messungen ab (Tafel VI). Der südliche Anschluß an Blatt Murau—Stadl (50) wurde von THURNER nicht näher berührt.

Gesteinsmäßig möchte ich vor allem auf die Chlorit-Serizit-Schiefer THURNERS (51) hinweisen, die vermutlich den „hellen Phylliten" meiner Kartendarstellung (Tafel V) entsprechen und im analogen Gesteinsverband mit Chloritschiefern und Phylliten vorkommen.

E. Literatur

1. ANGEL F.: Mittelkärntner Diabase. Carinthia II, Jg. 123-124/43-44, Klagenfurt 1934, S. 14—16.

2. ANGEL F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. Univ. Graz, 1940, S. 251—304.

3. ANGEL F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. Vh. GBA Wien, 1955, S. 175—180.

4. BARTH T. F., CORRENS C. W., ESKOLA P.: Die Entstehung der Gesteine. J. Springer, Berlin, 1939.

5 a. BECK H.: Aufnahmsbericht über das Blatt Hüttenberg—Eberstein, Unterdrauburg, Völkermarkt und Gurktal. Vh. GBA Wien, 1929, S. 30—33.

5 b. BECK H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg—Eberstein (5253) 1 : 75.000. Verl. d. GBA Wien, 1931.

6. BECK H.: Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal (5250) und Blatt Gurktal (5252). Vh. GBA Wien, 1932, S. 26—30.

7. BECK-MANNAGETTA P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. GBA Wien, Bd. 94, 1949—51, S. 127—157.

8. BECK-MANNAGETTA P.: Aufnahmsbericht 1952 über den Teil des Blattes Klagenfurt (202) nördlich der Glan. Vh. GBA Wien, 1953, S. 20—27.

9. BECK-MANNAGETTA P.: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). Vh. GBA Wien, 1954, S. 21—27.

10. BECK-MANNAGETTA P.: Aufnahmsbericht 1954 über die St. Pauler Berge und über den nordwestlichen Teil des Bezirkes St. Veit/Glan. Vh. GBA Wien, 1955, S. 21—27.

11. BECK-MANNAGETTA P.: Bericht 1955 über Aufnahmen im Bezirk St. Veit/Glan. Vh. GBA Wien, 1956, S. 14—18.

12. BECK-MANNAGETTA P.: Aufnahmen 1956 im Bezirk St. Veit/Glan. Vh. GBA Wien, 1957, S. 12—15.

13. BECK-MANNAGETTA P.: Bericht 1957 über Aufnahmen im oberen Gurktal O Gnesau und N Feldkirchen. Vh. GBA Wien, 1958, S. 202—205.

14. BECK-MANNAGETTA P.: Zapfe H.: Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. Jb. GBA Wien, Bd. 98, 1955, S. 67—92.

15. CLAR E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, F. 22, Klagenfurt, 1953, S. 225—230.

16. CORNELIUS H. P.: Das „Hasentalporphyroid". Vh. GBA Wien 1938, S. 194—196.

17. CORNELIUS H. P., CLAR E.: Geologie des Großglocknergebietes. 1. Teil. Abh. GBA, Bd. 25, H. 1, Wien 1939.

18. EXNER Ch.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). Carinthia II, SdH. 20, 1956, S. 32—39, Klagenfurt.

19. FISCHER H.: Der Wenns-Veitlehner-Kalk-Marmorzug (Beitrag zur Geologie des Tauern-Nordrandes). Vh. GBA Wien, 1955, S. 187—197.

20. FLÜGEL E.: Die paläozoischen Stromatoporen-Faunen der Ostalpen. Jb. GBA Woen, Bd. 101, 1958, S. 167—186.

21. MAURIN V., FLÜGEL H.: Aufnahme 1957 auf Blatt „Grazer Bergland" 1 :100.000. Vh. GBA Wien, 1958, S. 223—226.

22. FRITSCH W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit/Glan, Kärnten. Der Karinthin, F. 34—35, Klagenfurt 1957, S. 211—217.

23. HAMMER W.: Der Tauern-Nordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. GBA Wien, Bd. 85, 1935, S. 1—19.

24. HERITSCH F.: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1940, S. 103—106.

25. HERITSCH F., THURNER A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalkphyllitserie. Vh. GBA Wien, 1932, S. 92 f.

26. IPPEN I. A.: Amphibolgesteine der Niederen Tauern und Seetaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Jg. 1896, Graz 1897, S. 205—229.

27. KAHLER F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sd. H. 16, Klagenfurt 1953, 78 S.

28. KAHLER F.: Stratigraphische Begriffe. Vh. GBA Wien 1955, S. 242—246.

29. KAHLER F., WOLSEGGER H.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. Carinthia II, Jg. 123/124, Klagenfurt 1934, S. 1—13.

30 a. KIESLINGER A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. Carinthia II, SdH. 17, Klagenfurt 1956, 348 S.

30 b. MEIXNER H.: Die Minerale Kärntens. Teil I. Carinthia II, SdH. 21, Klagenfurt 1957, 147 S.

31. METZ K.: Über Wesen und Verwendung von Serienbegriffen in den alten Gesteinen der Alpen. Vh. GBA Wien, 1955, S. 246—253.

31 a. METZ K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 50, 1957, Wien 1958.

31 b. METZ K.: Geologische Karte der Steiermark 1 : 300.000. Akad. Druck- u. Verlags-Ges. Graz, 1957 (1958).

32. PETERS K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. Jb. GRA Wien, 1855, S. 508—567.

33. PETRASCHECK W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. Vh. GBA Wien, 1927, S. 147—160.

34. PILGER A.: Zur Gliederung der kristallinen Serie von Friesach in Kärnten. Berichte d. Reichsst. f. Bodenf. Wien 1942, S. 6—11.

35. PREY S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. d.Geol. Ges. in Wien, Bd. 29, 1936, S. 429—454.

36. REDLICH K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten Beitrag zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens. Abt. I, 1931, 165 S.

36 a. SCHWINNER R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 136, S. 333—382, 1927.

37. SCHWINNER R.: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach in: Steyerisch-Kärnthnerischen Nockgebiet. Leuschner-Lubensky, Graz, 1931, 11 S.

38. SCHWINNER R.: Geologische Aufnahme bei Turrach (Steiermark). Vh. GBA Wien, 1932, S. 65—75.

39. SCHWINNER R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Vh. GBA. Wien, 1936, S. 117.

40. SCHWINNER R.: Das Karbongebiet der Stangalpe. Compt. rendu du 12. Cong. Strat. Carb. Heerlen 1935, 1938, S. 1172—1257.

41. SCHWINNER R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In: Schaffer: Geologie der Ostmark. F. Deuticke, Wien, 1943, S. 45—135.

42. SCHWINNER R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, 1951, S. 105—232.

43. SEELMEIER H.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christofberges und St. Magdalens-Berges bei Klagenfurt. Z. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 92, 1940, S. 430—441.

44. STOWASSER H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen) (vorläufige Mitteilung). Vh. GBA Wien, 1945, Wien 1947, S. 199—214.

45. STOWASSER H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). Jb. GBA Wien, Bd. 99, 1956, S. 75—199.

45 a. THURNER A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.,Abt. I, Bd. 144, Wien 1935, S. 199—229.

46. THURNER A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., Bd. 64—65, Graz 1929, S. 107—135.

47. THURNER A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. Jb. GBA Wien, 1936, S. 303 bis 336.

48. THURNER A.: Das Murauer Paläozoikum. Vh. GBA Wien, SdBd. C, 1952, S. 104 bis 107.

49. THURNER A.: Das Murauer Paläozoikum — eine Schubmasse. Carinthia II, SdH. 20, Klagenfurt 1956, S. 158—169.

50. THURNER A.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Stadl—Murau 1 : 50.000, Verl. GBA Wien, 1958.

51. THURNER A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl—Murau 1 : 50.000. Verl. d. GBA Wien, 1958, 106 S.

51 a. THURNER A.: Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Niederwölz) Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 50, 1957, Wien 1958, S. 315—324.

52. TORNQUIST A.: Die Deckentektonik der Murauer und der Metnitzer Alpen. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal. BeilBd. 41, Stuttgart 1916, S. 93—148.

53. TORNQUIST A.: Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihrVerhältnis zum Paaler Carbon. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 133, 1917, S. 155—176.

54. TURNER F. J., VERHOGEN J.: Igneous and metamorphic Petrology. McGraw Hill, USA, 1951, 602 S. (S. 465—472).

55. VETTERS H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500.000, 2 Bl. Verl. GBA Wien 1933.

56. WEINERT H.: Geologische Landesaufnahme bei Feldkirchen in Kärnten. Carinthia II, Jg. 134 (54), Klagenfurt 1944, S. 5—13.

57. ZIRKL E.: Bericht über geologische und petrographische Aufnahmen in den Gurktaler Alpen. Vh. GBA Wien, 1955, S. 87—89.

58. ZIRKL E.: Bericht 1955 über Aufnahmen in den Gurktaler Alpen. Vh. GBA Wien, 1956, S. 107—109.

GEOLOGISCHE KARTE
der östlichen Gurktaler Alpen

von P. BECK-MANNAGETTA 1958

0 1 2 3 4km

M. - Metnitz
Fl. - Flattnitz
D.G. - Deutsch Griffen
Td. - Tauchendorf

Pranker Höhe
Preining
Kuhalpe
Grebenzen 1890
Grades
Unter Wänden 1828
Eisenhut 2441
Wintertaler Nock
Mödring 1687
Saumarkt 1545
Moschitzberg 1256
Straßburg
Osselitzen 1125
Gurk 662
Weitensfeld 701
Krukenspitz 1880
Sirnitz
Zammelsberg 1166
Salbrechtskopf 1245
Schneebauer 1345
Hochegg 1305
Kitzel
Gnesau 963
Katzel 1013
Himmelberg
Feldkirchen 556
St. Veit 476
Päckstein
Melselding

Metnitz
Olsa
Glanbach
Gurk
Lavant

LEGENDE:

- Granitgneismylonite
- „Priedrof" Schiefergneis
- Granatglimmerschiefer
- Amphibolit-Garbenschiefer
- Serpentin (Stegsdorf)
- Marmor-Kalkglimmerschiefer, d-dolomitisch
- Zweiglimmerquarzit (± Granat)
- phyllit. Glimmerschiefer
- Chlorit-Biotitschiefer (kalkig, phyllit.) im Metnitz u. Wimitztal
- Biotitschiefer quarzitisch
- Biotit-Glimmerschiefer (kalkig, amphibolitisch) N St. Urban
- Phyllit (Quarzphyllit bis schwarzgrauer Tonschiefer)
- Phyllit graphitisch m. Graphitquarziten, Mylonite
- Tuff im Graphitschiefer (Ma. Feicht)
- Phyllitquarzite (Arkoseschiefer ?)
- Phyllit mit Ilmenitporphyroblasten
- Phyllit mit Granatporphyroblasten
- Phyllit mit Magnetitporphyroblasten
- C Chloritoidporphyroblasten
- Phyllit hell - Chloritschiefer
- Murauer-Kalkphyllit, Bänderkalke - Phyllit kalkig, d-dolomitisch
- Grebenzenkalk
- Grünschiefer - Chloritphyllit
- Albitphyllite (Sonntagsberg)
- Albitphyllite (Sonntagsberg mit Feldspatlagen)
- Albitphyllite von Rottendorf
- Albit-Serizitschiefer (Porphyroide)
- P Porphyroid (Ilose, Schachmanngraben, W Sirnitz)
- Karbonatite im Grünschiefer (Albit), Eisendolomit
- Eisenhutschiefer u. Brockentuffe
- Metadiabas, Diabasporphyrite, massige Karne
- Porphyrit (Haidner Höhe)
- „Tonalit"-Mylonit
- Bänderphyllite- Quarzite (Hülle des Tonalites)
- (Glimmer-) Quarzite (Phyllit, Bänderquarzite (Mylonite), Arkosen
- Arkoseschiefer der Pranker Höhe
- Karbon, Konglom u. Sandsteine
- Quarzitsandsteine, Phyllitbreccie (Untertrias?)
- Dolomit (Trias?)
- Bockbühelschiefer (Mitteltrias?)
- Bänderkalke, Kalkphyll, Rauhwacken (Trias?)
- Hornsteinkalke; bunte Bänderkalke (Jura?)
- Gurktaler Schotter (Oberpliozän?)
- Altmoränenreste (vorwürmeiszeitlich)
- würmeiszeitliche Ablagerungen i. d.
- LL Lehm
- Alluvium i. a.
- Bergsturzmasse, Gehängeschutt
- Schotterfächer
- Moore und Vermäßungen
- Überschiebung, Verschiebung
- Störungen
- Stollen
- 6 Fossilfunde

Faltzeichen:
+ 0° ⊥ 60°
⊤ 30° ⊤ 90°
= 90°

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft. 1959. Österreichische Staatsdruckerei. 2950 59

ACHSENPLAN DER ÖSTLICHEN GURKTALER ALPEN

von Peter Beck-Mannagetta

1 : 75.000

0 1 2 3 4 5km

Kuhalpe

Grebenze

Profil 1

Profil 2

Profil 3

Profil 4

Profil 5

Profil 6

Pealgraben

Rossbach

Metnitz

Grades

Metnitztal

Eisenhut

FRIESACH

Saumarkt

Glödnitztal

Strassburg

Gurk

Deutsch-Griffen

Weitensfeld

(Pisweg)

Wimitz

Gurktal

Tiebel

Glan

ST. VEIT

FELDKIRCHEN

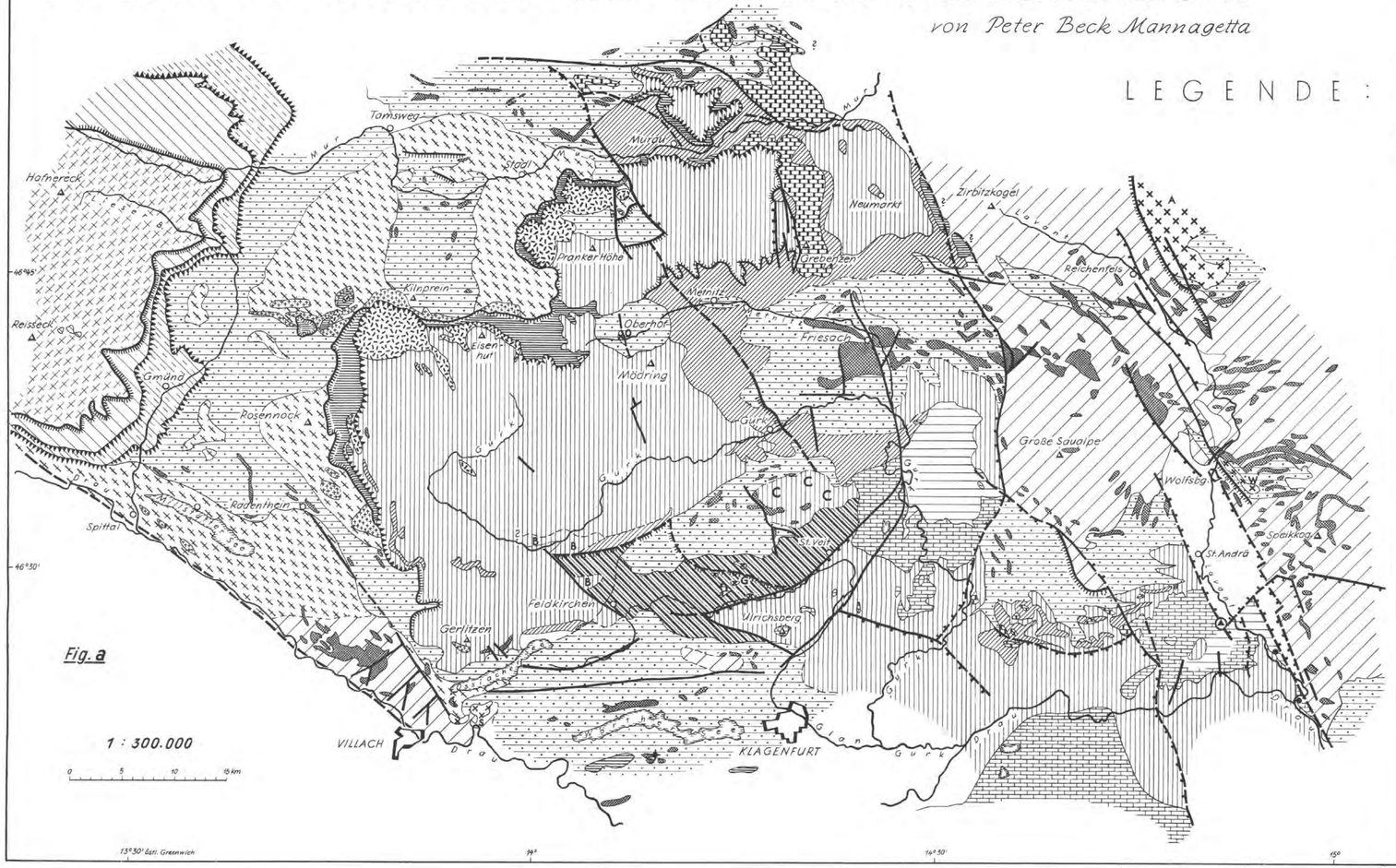
Legende:

- Streckungs-Achsen
- Wellungs-Achsen
- Grenzen quasi homogener tektonischer Gebiete
- Profillinien

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft, 1959. Österreichische Staatsdruckerei. 2950 59

DIE LAGE DER GURKTALER ALPEN INNERHALB DER ZENTRALZONE

von Peter Beck Mannagetta



LEGENDE:

HOHE TAUERN
- Zentralgneise d. Hohen Tauern
- Schieferhülle d. Hohen Tauern
- unterostalpiner Quarzphyllit

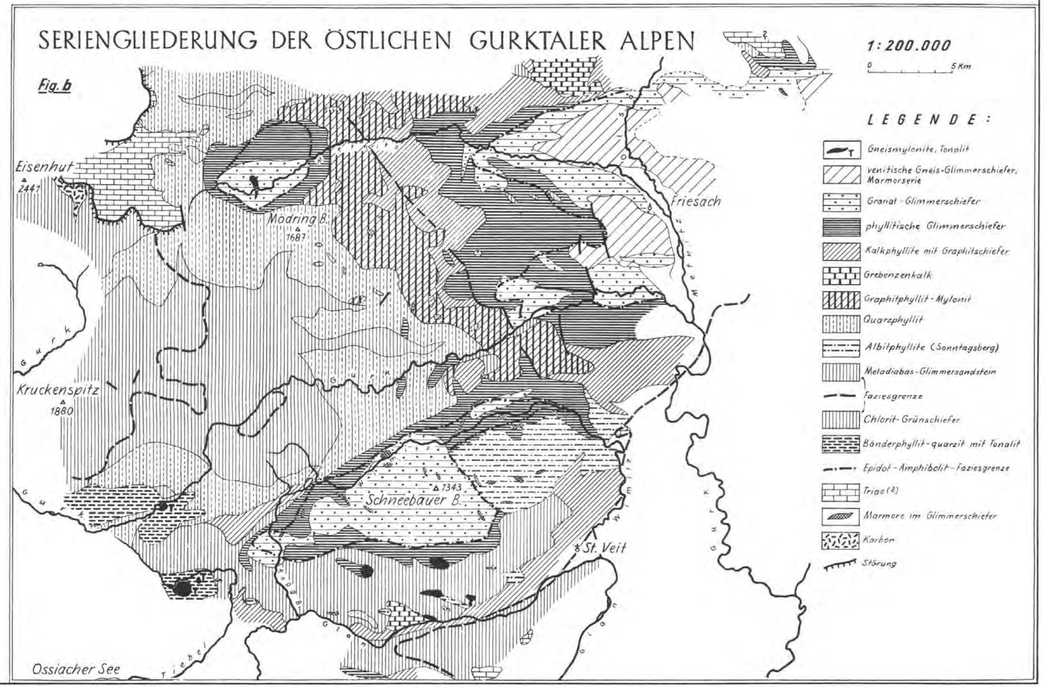
ZENTRAL- u. OBEROSTALP. KRISTALLIN
- Granitgneise der Bundschuhmasse
- ×S Seebacher Granit
- ×× GNEISMYLONITE G = nördl. Glantal, A = Ameringgneis, O = Augengneis v. Oberhof, W = Wolfsberger Granitgneis
- Liesergneise (Schiefergneis i. A.)
- (Granat-)Glimmerschiefer teilw. vergneist
- venitische Gneisglimmerschiefer
- Marmor im Hochkristallin

ZENTRALALPINES MESOZOIKUM

OBEROSTALPINE PHYLLITSERIEN (Paläozoikum) (südliche Grauwackenzone)
- Schuppenzone des Glantales
- KALKPHYLLITSERIE mit GRAPHITPHYLLIT
- Grebenzenkalk - Bergsteigkalk
- METADIABAS-(CHLORIT) PHYLLITSERIE
- B = Tonalit - Bändergquarzit
- C = Albitphyllit des Sonntagsberges
- OBERKARBON

NORDALPINES MESOZOIKUM
- Trias
- Oberkreide mit Eozän
- Jungtertiär und Quartär
- Porphyrit v. Reifnitz
- Dazit
- Basalt v. Kollnitz
- Überschiebungen bis Deckengrenzen
- Verschiebungsebenen
- Störungen i. A.

SERIENGLIEDERUNG DER ÖSTLICHEN GURKTALER ALPEN

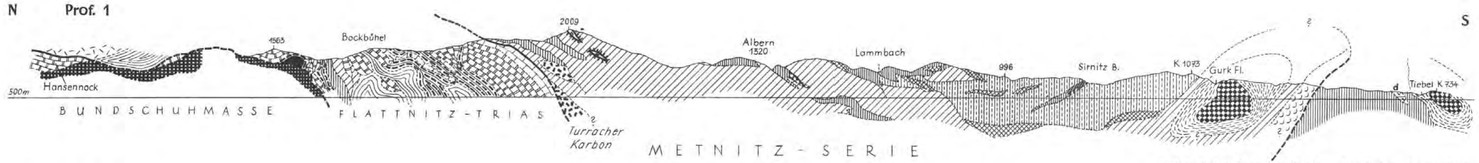


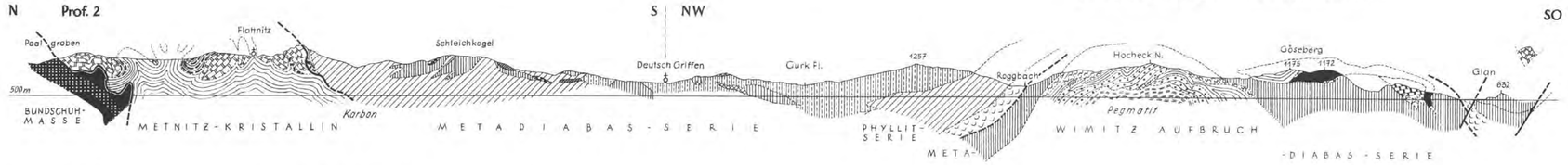
LEGENDE:
- Gneismylonite, Tonalit
- venitische Gneis-Glimmerschiefer, Marmorserie
- Granat-Glimmerschiefer
- phyllitische Glimmerschiefer
- Kalkphyllite mit Graphitschiefer
- Grebenzenkalk
- Graphitphyllit-Mylonit
- Quarzphyllit
- Albitphyllite (Sonntagsberg)
- Metadiabas-Glimmersandstein
- Faziesgrenze
- Chlorit-Grünschiefer
- Bänderphyllit-quarzit mit Tonalit
- Epidot-Amphibolit-Faziesgrenze
- Trias (?)
- Marmore im Glimmerschiefer
- Karbon
- Störung

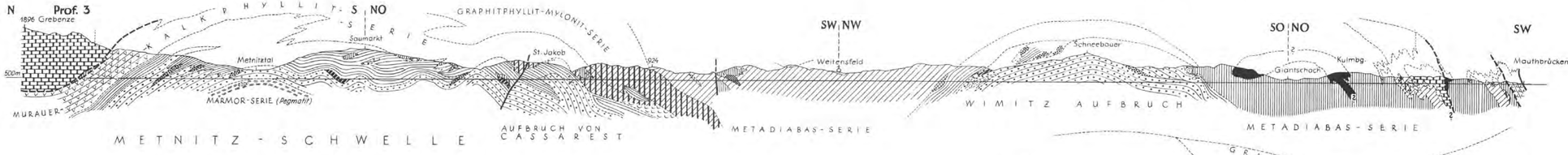
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei, 2950 59

PROFILE DURCH DIE ÖSTLICHEN GURKTALER ALPEN

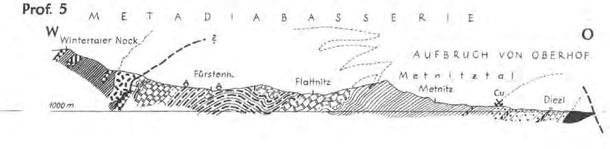
von Peter Beck-Mannagetta

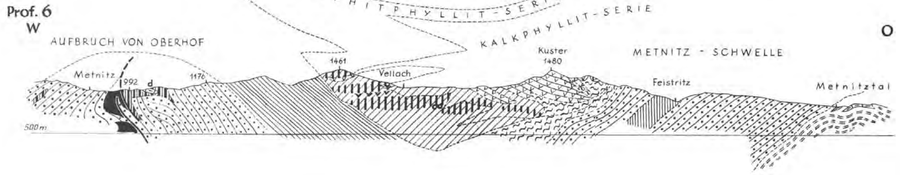














1 : 75.000

0 1 2 3 4 5km

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei. 2950 59

Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz—Imst der TIWAG (Tirol)

Von OSKAR SCHMIDEGG *)

Mit 2 Textabbildungen und Tafeln IX—XIII

Inhalt

Einleitung 355

A. Die geologischen Verhältnisse im Gelände 356
1. Vorbemerkungen, Topographische Unterlagen, Bisherige geologische Grundlagen 356
2. Die Landecker Phyllitzone 358
a) Quarzphyllit 359
b) Gneisige Phyllite der Zone von Steinhof 359
c) Einlagerungen im Quarzphyllit 360
d) Die Phyllitgneiszone von Piller 362
e) Südlicher Teil der Phyllitzone 362
f) Grauwackenzone und Verrucano (mit Buntsandstein) 363
3. Bau der Landecker Phyllitzone 364
Bau der Phyllitgneiszone 366
4. Bewegungspläne im Gebiet der Phyllitzone 367
5. Kluftgefüge und Bewegungsflächen (Störungen) 368
6. Die Zone der nördlichen Kalkalpen 370
a) Buntsandstein 371
b) Muschelkalk mit Dolomit 371
c) Partnachschiefer 372
d) Wettersteinkalk und -dolomit 372
e) Raibler Schichten 372
f) Hauptdolomit 372
g) Kössener Schichten 373
h) Oberrätkalke 373
i) Rote Liaskalke 373
k) Fleckenmergel (Lias) 373
l) Bunte Hornsteinschichten (Jura) 373
7. Bau der Kalkalpenzone 374
8. Gehängetektonik 375
9. Jüngere Ablagerungen (Lockermassen) 376
10. Überblick über den Gebirgsbau 376

B. Die geologischen Verhältnisse im Druckstollen. (Die Ergebnisse der Stollenaufnahmen) 377
1. Vorbemerkungen 377
2. Beschreibung der Stollenaufschlüsse im Baulos Imsterau 378
a) Kalkalpiner Teil 379
b) Anteil der kristallinen Schiefer 381
c) Das Gefüge 385
3. Übersicht über die geologischen Verhältnisse im gesamten Druckstollen und Vergleich mit den Geländeaufschlüssen und der Voraussage 389

*) Adresse des Verfassers: Wien III., Geologische Bundesanstalt.

a) Gesteine und Bau 389
b) Tektonisches Gefüge 393
c) Kluftgefüge 394
d) Störungsflächen und -zonen 395
e) Hydrologische Verhältnisse 396
f) Einfluß des Stollenvortriebes auf die Quellen 397
C. Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Kraftabstieges Imsterau 398
1. Allgemeines über die geologischen Verhältnisse 398
2. Bau und Gesteinsfolge 400
3. Das Gefüge 401
4. Die einzelnen Felshohlbauten 401
a) Die Kraftkaverne 401
b) Der Unterwasserstollen 403
c) Der Druckschacht 403
d) Das Wasserschloß 404
5. Hydrologische Verhältnisse 404
6. Der Sulfatgehalt des Wassers 405
Bemerkungen zu den Tafeln 405

Zusammenfassung

Im ersten Abschnitt werden die geologischen Verhältnisse dargestellt, wie sie sich nach den Geländeaufnahmen, die für die Voraussage zum Stollenbau durchgeführt wurden, ergeben haben, stellenweise auch kurz auf die Ergebnisse des Stollenvortriebes hingewiesen.

Als Neuergebnisse gegenüber den älteren Aufnahmen ist besonders der flache großräumige Muldenbau des Quarzphyllits hervorzuheben (gegenüber dem isoklinalen Südfallen bei HAMMER) sowie die steil zusammengeklappte Mulde des Streifens der nördlichen Kalkalpen, die nicht für eine Teilung in zwei Decken (nach AMPFERER) spricht. Zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit wurde noch ein stark eingeengter Streifen von Grauwackenzone festgestellt, der in den Stollenaufnahmen genauer gegliedert werden konnte. Es liegt hier keine scharfe, auf größere Erstreckung durchziehende tektonische Grenze vor, sondern ein im Grunde allmählicher Übergang in einer stark durchbewegten Zone mit steilen Bewegungsflächen. (Verschuppungszone.)

Die Gneisphyllite der Zone von Steinhof stellen sehr wahrscheinlich eine gneisige sedimentäre Einschaltung im Quarzphyllit dar, was sich durch die Stollenaufnahme auch bestätigte, jedenfalls sind sie kein Keil von Ötztaler Gneisen. Die Phyllitgneise von Piller sind eine Zone von Gneisen, die mit phyllonitischen Lagen wechseln. Sie liegen im großen plattenförmig auf den Quarzphylliten, mit denen sie verzahnt sind. Sie nehmen eine Mittelstellung zwischen Ötztaler Gneisen und Quarzphylliten ein, wahrscheinlich auch in zeitlicher Hinsicht.

Im tektonischen Gefüge wurde erkannt, daß das Gebiet der kristallinen Schiefer in großen Zügen homogen gebaut ist mit B-Achsen, die flach nach ENE einfallen, im nördlichen stärker eingeengten Bereich geht das Streichen aus ENE in W—E über. Auch das Kluftgefüge ist bereichsweise recht homogen, symmetriegemäß dem B-Achsen-Gefüge entsprechend. Es ließ Voraussagen aus dem Gelände für den Stollen zu. Weniger Übereinstimmung bestand bei den großen durchziehenden Störungsflächen.

Im zweiten Abschnitt wird eine genauere Darstellung der Stollenaufnahmen im nördlichen Abschnitt bis zum Fensterstollen Wenns ge-

bracht, eine Übersicht jedoch auch für den ganzen Stollen gegeben und die Ergebnisse des Stollenvortriebs mit den Geländeaufnahmen und den daraus abgeleiteten Voraussagen gegenübergestellt.

Im dritten Abschnitt werden die Ergebnisse der geologischen Detailaufnahmen im Streifen der Kalkalpen dargelegt, die bei den Vorarbeiten zur Planung und während des Baues und Aufnahme der ausgedehnten Felshohlräume durchgeführt wurden. Es ergaben sich damit wesentliche Einblicke in diesem im Gelände nur schlecht erschlossenen Bereich. So zeigte sich, daß die Haupttektonik zwar mit S—N-Bewegungen erfolgte, doch auch eine E—W-Einengung eine Rolle spielte.

Einleitung

Nördlich Prutz, etwa 1 *km* unterhalb der Pontlatzer Brücke, ändert der Inn seine bisherige ungefähr nordöstliche Richtung, indem er sich gegen W tief in den Quarzphyllit eingeschnitten hat. Er beschreibt eine große Schleife über Landeck, um dann in die große Längsfurche zwischen nördliche Kalkalpen und Zentralalpen mit ungefähr Ost-Richtung einzumünden. In früheren geologischen Zeiten, ging die alte Talrichtung von der Gegend von Prutz über den Sattel von Piller (derzeitige Höhe 1558 *m*) in das heutige untere Pitztal bei Wenns und mündete bei Roppen in die E—W-verlaufende Inntalfurche ein, auch im Diluvium floß noch Eis darüber.

Der Inn erleidet durch diese Schleife über Landeck einen Höhenverlust von nahezu 150 *m*. Um dieses Gefälle für die Gewinnung elektrischer Energie auszunützen, hat die TIWAG (Tiroler Wasserkraftwerke A. G.) in den Jahren 1953—1956 das Innkraftwerk Prutz—Imst erbaut. Dieses Laufkraftwerk leitet das Innwasser von Runserau, wo es durch ein Wehr gestaut wird, durch einen 12·3 *km* langen Druckstollen, der einen Innendurchmesser von 5·1, bzw. 5·3 *m* hat, in die Gegend von Imsterau. Der Stollen verläuft zunächst in Richtung N 36 ° E bis in die Gegend N Wenns, wo ihn durch einen 1·5 *km* langen Fensterstollen das Wasser des Pitzbaches zugeleitet wird, dann in Richtung N 2 ° E bis zum Wasserschloß. Von diesem wird es noch im Berginnern mittels eines Druckschachtes von 121 *m* Länge der Kraftkaverne zugeleitet und abgearbeitet, schließlich in einem Unterwasserstollen und offenen Kanal wieder dem Inn zugeführt.

Bei einer Ausbauwassermenge von 75 m^3/s und einer Rohfallhöhe von 138 bis 145 *m* kann eine Jahres-Energiemenge von 451 Millionen kWh im Jahr erzielt werden.

Baubeginn war im Jahre 1953. Der Stollen war in drei Baulose aufgeteilt. Der Durchschlag zwischen Baulos Imsterau und Wenns erfolgte am 25. Mai 1955, zwischen dem Baulos Wenns und Runserau am 2. September 1955. Die Inbetriebnahme der Maschinen im Sommer 1956.

Die Ausführung des Kraftwerkes ist der Initiative des damaligen Alleinvorstandes der TIWAG, Direktor Dipl.-Ing. ROBERT STEINER zu verdanken. Die Projektierung und Oberleitung lag in den Händen von Herrn Dr.-Ing. H. LAUFFER, der immer volles Verständnis für die geologischen Untersuchungen zeigte, auch über das rein praktische Bedürfnis hinaus, und ihren Wert für die Bautechnik erkannte. Ihm ist es auch zu verdanken, daß fast lückenlose Detail-

aufnahmen aller durch die Bauarbeiten geschaffenen Hohlräume möglich waren. Es freut mich, hier außer ihm auch den örtlichen Bauleitern der TIWAG danken zu können, die die geologischen Arbeiten stets förderten, von mir besonders Herrn Dipl.-Ing. ULLRICH, der den von mir betreuten Abschnitt Imsterau—Wenns leitete, in den andern Abschnitten Herrn Dipl.-Ing. DETZELHOFER (Wenns) und Dipl.-Ing. WESSIAK (Runserau).

A. Die geologischen Verhältnisse im Gelände

1. Vorbemerkungen

Das Jahr 1952 galt noch der Projektierung des Werkes. Zunächst waren mehrere Varianten in Betracht gezogen. Zur Entscheidung unter ihnen waren auch baugeologische Gutachten verbunden mit einer eingehenden Bearbeitung des ganzen in Betracht kommenden Gebietes nötig. Das ganze Arbeitsgebiet wurde unter Dozent DR. FUCHS und mir derart aufgeteilt, daß DR. FUCHS den Bereich der Ötztaler Masse mit ihren altkristallinen Gesteinen, ich den Bereich der Landecker Quarzphyllitzone erhielt. Die Abgrenzung fiel ungefähr mit der Linie des Pitzbaches bis zur Einmündung des Piller Baches und dann mit diesem zusammen. Im weiteren verlief sie über den Pillersattel etwa bis zur Pontlatzer Brücke.

Nach N und S war die Abgrenzung naturgemäß durch das Inntal gegeben, nach W anfänglich durch die Linie Fließ—Venet—Imsterberg. Als aber noch eine weitere Variante mit dem geplanten Kraftwerk bei Schönwies in Betracht gezogen wurde, wurden die Begehungen weiter dahin ausgedehnt, allerdings wegen der dort einfacheren Verhältnisse nicht mehr so dicht.

Innerhalb dieses Raumes wurde besonders das für die Stollentrassen in Betracht kommende Gebiet genauer aufgenommen, darüber hinaus auch weitere für die Klärung der Tektonik wichtige Bereiche je nach Bedarf, wobei die Genauigkeit der Aufnahme bzw. der Einzeichnung sehr durch die Genauigkeit der vorhandenen Kartenunterlagen mitbedingt war. In den folgenden Jahren mußte nach Erhalt des genauen Schichtenplanes die Kartierung zum Großteil revidiert werden, was häufig einer Neuaufnahme gleichkam.

Bei der geologischen Aufnahme wurden außer den Gesteinsverhältnissen besonders auch die verschiedenen in der Natur ablesbaren Gefügedaten beachtet, die einerseits unmittelbar baugeologisch von Wichtigkeit sind, andererseits für die Klärung des Gebirgsbaues von großem Wert sind. Nur so war es möglich, mit Erfolg auch über die Verhältnisse in der Tiefe etwas auszusagen. Mikroskopische Untersuchungen konnten wegen der Kürze der Zeit nur in geringem Maße durchgeführt werden.

Da schließlich jene Variante zur Ausführung kam, die mit dem Stollen den Quarzphyllit und die im Norden anschließende Kalkzone durchfuhr, die also von mir bearbeitet war, war es mir möglich, meine geologischen Aufnahmen und die daraus folgende Voraussage unmittelbar mit den Ergebnissen der Stollenaufschließung zu vergleichen.

Topographische Unterlagen

Als Grundlagen für die geologische Geländeaufnahme mußte zunächst die alte österreichische Karte 1 : 25.000 (Blatt Landeck) in Vergrößerung auf 1 : 10.000 dienen, die aber nur im Bereich der bewohnten Gebiete einigermaßen brauchbar ist, außerhalb derselben in Wald und Hochgebirge aber nur ganz schematisch und meist unrichtig gezeichnet ist. Besser, aber auch noch mit wesentlichen Fehlern in der Geländedarstellung behaftet, ist die Alpenvereinskarte der Lechtaler Alpen 1 : 25.000 (Blatt Muttekopf), die aber nur den nördlichsten Teil des untersuchten Gebietes umfaßt.

Ferner konnten für einige Gebiete (Piller Wald, Wald W Wenns und S Imsterberg) die vorhandenen Forstkarten[1]) mit großem Vorteil verwendet werden, wenn ihnen auch die Höhenlinien fehlen. Vor allem enthalten sie die neuen gute Aufschlüsse bietenden Forstwege. Eine sehr wesentliche Hilfe boten noch die Luftbilder des Gebietes, die ich Kollegen DR. FUCHS verdanke. Sie waren einerseits zur Orientierung und Einzeichnung der statt der unzulänglichen Karten wichtig, andererseits ließen sie verschiedene Einzelheiten erst erfassen, besonders die Störungslinien, die sonst gerade in den mit Schutt und Vegetation bedeckten Quarzphylliten mindestens in dieser Übersicht nicht zu erkennen sind.

Erst mit Baubeginn im Jahre 1953, nachdem die eigentliche geologische Aufnahme schon durchgeführt war, ließ die TIWAG für den günstigerweise recht breit gezogenen Stollenbereich einen Schichtenplan herstellen (von Dipl.-Ing. ERWIN SCHNEIDER). Da dieser auch in Einzelheiten richtig und genau war, ließ er auch eine geologische Detailkartierung zu. Für die Übertragung der bisherigen Aufnahmen mußten allerdings viele Begehungen wiederholt werden.

Bisherige geologische Grundlagen

Es lagen zwar schon neuere gute geologische Aufnahmen bereits gedruckt vor. Es mußte jedoch zur Erfassung des Gefüges und des Gebirgsbaues (für die Voraussage), dann der Störungsflächen und schließlich auch für die Angabe der baugeologischen Beschaffenheit das ganze Gebiet neu aufgenommen werden, wozu allerdings besonders die genauen und zuverlässigen Aufnahmen von W. HAMMER eine gute Grundlage boten. In der Erkenntnis des geologischen Bildes konnten damit Fortschritte erzielt werden, die teilweise auch zu einer Abänderung des Kartenbildes führten. Ihre Richtigkeit wurde durch die Ergebnisse der Stollenaufschließung bestätigt.

Es lagen folgende Karten vor:

W. HAMMER und O. AMPFERER, österr. geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Landeck (1932).

W. HAMMER und O. AMPFERER, Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1 : 25.000, Blatt Muttekopf (für den nördlichen Teil) (1932).

W. HAMMER, Originalaufnahme 1 : 25.000 als Manuskriptkarte. Bei dieser Karte, die nichts wesentlich Neues gegenüber der Spezialkarte zeigt,

[1]) Der Landesforstdirektion für Tirol, die diese Karten bereitwilligst zur Verfügung gestellt hat, sei hiemit freundlichst gedankt.

erwies sich als besonders nützlich, daß aus ihr ersichtlich war, was von HAMMER selbst begangen war und wo Lücken im Begehungsnetz bestanden.

Von den beiden Autoren liegen folgende zwei Arbeiten vor, die dieses Gebiet eingehender behandeln:

AMPFERER O., Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal, Jb. d. Geol. B. A. 1930, S. 407—451.

HAMMER W., Die Phyllitzone von Landeck, Jb. d. Geol. B. A. 1918, S. 205—258.

Ferner ist das Gebiet übersichtsweise behandelt in:

KLEBELSBERG R. v., Geologie von Tirol. Berlin Bornträger 1935.

Eine kurze Darstellung der geologischen Ergebnisse des Stollenvortriebes mit besonderer Betonung der Voraussage und ihres Eintreffens erschien 1958 in „Geologie und Bauwesen" als Wiedergabe eines in Salzburg gehaltenen Vortrages:

SCHMIDEGG O., Geologische Aufnahme und Voraussage beim Kraftwerkbau Prutz—Imst der TIWAG (Tirol).

Geologische Übersicht

Das Gebiet, das hier beschrieben wird und das der Stollen durchquert, zerfällt geologisch in zwei grundverschiedene Bereiche:

1. Im Norden als kleineren Abschnitt ein Streifen der nördlichen Kalkalpen, der zwischen Roppen und Zams noch südlich des Inn liegt.
2. Die Phyllitzone von Landeck, die in unserem Bereich den Gebirgsstock des Venet aufbaut und nach Osten an einer Linie ungefähr entlang des Pitzbaches unter die Gesteine der Ötztaler Masse untertaucht.

Mit letzterer eng verbunden und gesteinsmäßig wenig verschieden, im Gelände im großen, aber doch deutlich abtrennbar ist die Zone der Phyllitgneise von Piller, die von den Phylliten unter- und überlagert wird.

Die Gneise und Glimmerschiefer der Ötztaler Masse reichen nur unterhalb Wenns geringfügig über den Pitzbach und damit in den untersuchten Bereich.

2. Die Landecker Phyllitzone

(Bereich der kristallinen Schiefer)

In diesem Bereich, der hier sämtliche kristallinen Schiefer umfaßt, also den Quarzphyllit selbst mit seinen Abarten und Einlagerungen einschließlich der Gesteine des Verrucano, dann den Phyllitgneis lassen sich von N nach S folgende zonar angeordnete Bereiche unterscheiden:

1. Die Grauwackenschiefer mit eingeschalteten Verrucanolagen.
2. Ein Streifen dünnblätteriger Quarzphyllite (Zone von Timmels).
3. Die Zone der Gneisphyllite von Steinhof.
4. Der mittlere Bereich der Quarzphyllite, der den Gipfelaufbau des Venet bis zum Talbecken von Wenns umfaßt.
5. Das Gebiet der Phyllitgneise von Piller.
6. Westlich von letzterem das Phyllitgebiet von Fließ, das nach E unter den Phyllitgneis einfällt.
7. Die südlich anschließenden etwas stärker kristallinen Phyllite und Glimmerschiefer.

a) Quarzphyllit

Der Quarzphyllit ist ein infolge der intensiven Durchbewegung stark geschiefertes Gestein von meist blätterigem Gefüge (Phyllonit). Dies ist bedingt durch die feinen Glimmerhäute, die im typischen Phyllit das im übrigen aus Quarzflasern bestehende Gestein durchziehen. Der fast immer helle Glimmer kann zuweilen auch in mehr schuppiger Form auftreten.

Die Farbe des Gesteins ist meist eisengrau bis dunkelgrau, je nach der Menge des beigemengten Graphits, manchmal durch feinverteilten Chlorit auch grünlich, sonst hell silberglänzend. Manchmal enthält der Phyllit lagenweise Granaten in kleinen Körnchen (bis Hanfkorngröße), die aber oft randlich oder ganz in eine grünliche chloritische Masse umgewandelt sind. Sie kommen vor allem in glimmerreichen Lagen vor.

Je nach Menge und Ausbildung der Bestandteile wechselt die Beschaffenheit. Tritt der Glimmer an Menge zurück, entstehen quarzitische Lagen von grauer bis weißlicher Farbe, die sich durch größere Festigkeit auszeichnen, wie sie besonders im Gehänge westlich Wenns und bei Auders auftreten. Eine sehr glimmerreiche Zone zieht nördlich unter dem Gipfel des Venet hindurch; sie ist die Ursache der Brüchigkeit und Zerrissenheit der Nordflanke und ließ sich weiter nach E über Audershof bis in die Gegend von Trenk und Auders verfolgen.

Örtlich läßt sich ein geringer Feldspatgehalt (Albit-Oligoklas) erkennen, der dem Gestein eine größere Festigkeit verleiht. Damit sind Übergänge zu den weiter unten besprochenen Gneis-Phylliten gegeben.

Infolge seines Glimmerreichtums und der Blätterigkeit verwittert der Quarzphyllit sehr leicht, hat aber in frischem Zustande eine ziemliche Festigkeit, soweit er nicht von jüngeren Bewegungen erfaßt und zerschert ist, wie es sehr deutlich in den Stollen zu ersehen war.

An verschiedenen stärker durchbewegten Zonen kommen meist durch Graphitgehalt dunkelgrau gefärbte, sehr stark schiefrige Gesteine vor, die oft nach mehreren Richtungen verfaltet sind. Sie treten vorwiegend an Inhomogenitätszonen auf, so randlich an festeren meist gneisigen Lagen, wie den Orthogneisen, die dabei selbst randlich mylonitisch zertrümmert sind. Sie sind vor allem S Wenns an der Straße nach Piller, in Begleitung des Gneiszuges von St. Margarethen, dann am Rande der gneisigen Zone von Steinhof und an einer flachen Bewegungszone im Gipfelgebiet des Venet zu beobachten. Zum Teil wenigstens dürften Entmischungen beteiligt sein.

b) Gneisige Phyllite der Zone von Steinhof

Zwischen der Phylliten von Wenns und der Phyllitzone von Timmels zieht zwischen Blons dem Gebiet von Brennwald ein Gesteinsstreifen durch, der sich durch einen höheren Gehalt an Feldspat und auch Biotit auszeichnet, aber doch vielfach durch seine Häute aus hellem Glimmer einen phyllonitischen Charakter aufweist. Von weitem schon fällt das Gestein durch seine mehr rostbraune Verwitterungsfarbe gegenüber den mehr grauen normalen Quarzphylliten auf.

Wenn auch im einzelnen Übergänge vorhanden sind und besonders im Handstück eine Unterscheidung nicht immer möglich ist, ist eine Abtrennung im großen doch recht gut durchführbar und der Unterschied

besonders gegen die Phyllite der Zone von Timmels recht augenfällig. Auch in baugeologischer Hinsicht war die Abtrennung von Interesse, da die Gesteine der gneisigen Zone meist härter und widerstandsfähiger sind als die gewöhnlichen Phyllite. Dies zeigt sich auch im morphologischen Bild, da erstere einen breiten Rücken bilden, der im Gehänge hervortritt und das Becken von Wenns nach Norden abriegelt. Auf der Höhe bildet er den schräg zum Hauptkamm verlaufenden schmalen Kamm des „Gschwent" und ist auch noch in der Westseite gegen den Markbach vor allem durch den stärker blockigen Zerfall bemerkbar. Einige Quellaustritte sind dadurch bedingt. Dann verliert sich diese Zone allmählich und ist nur noch in einzelnen schmäleren Einschaltungen N des Gamplkopfes und der Zammer A. zu beobachten.

Ein Amphibolitzug folgt der Grenze nach Norden, allerdings nur angenähert, denn der Amphibolit liegt bald mehr im Phyllit, bald mehr in den Gneisen. Im Süden verläuft ein Granitgneiszug parallel. Schwieriger wird die Abtrennung der Gneisphyllite im Gebiet von Brennwald, wo gneisige mit rein phyllitischen Gesteinen wechseln. Auch eine Amphiboliteinschaltung tritt hier wie auch im Wald ober Auders, also nahe der Südgrenze, auf.

Die Frage, ob es sich um eine tektonische Einschaltung von Ötztaler Gneisen, die stärker durchbewegten Ötztaler Gneisen in Quarzphyllit oder nur um eine mehr gneisige Ausbildung des Quarzphyllites handelt, ließ HAMMER noch offen, neigte aber mehr zu ersterer Ansicht, vor allem wegen der starken Mylonitisierung an der nördlichen Grenzfläche. Nach meinen neueren Aufnahmen, besonders auch nach den Beobachtungen im Stollen, erscheint die zweite Annahme, gneisige Ausbildung des Phyllits, also auf sedimentärer Grundlage, wahrscheinlicher. Hiefür spricht besonders das allmähliche Ausklingen nach W, das Fehlen jeder scharfen Grenze nach S, wie sie besonders im Stollen zu beobachten war, ohne jeglichen Hinweis einer tektonischen Durchmischung und die konkordante Einschaltung. Die mylonitische Randzone ist kein Beweis für eine tektonische Einlagerung, denn sie tritt ja randlich sehr häufig an Inhomogenitätsgrenzen auf, wie im Wennser Bereich besonders an den Orthogneisen. Auch größere Bewegungen folgen oft solchen Grenzen.

c) Einlagerungen im Quarzphyllit

Innerhalb des eigentlichen Quarzphyllites kommen verschiedene andersartige Gesteine als Einlagerungen in meist nur sehr schmalen Zügen vor. Es sind einerseits helle Orthogneise (mehr oder weniger saure Granitgneise), andererseits Grüngesteine in verschiedener Ausbildung mit Hornblende und Chlorit. Schließlich konnte ich in einem Horizonte der Zone von Timmels an mehreren Stellen kleine Dolomiteinschaltungen neu auffinden. Mit einer derselben und mit Chloritschiefer in Zusammenhang treten auch die zwar altbekannten, aber wenig mächtigen Eisenspatvorkommen der Venetnordseite auf.

Die Muskowitgranitgneise durchziehen in mehreren meist nicht über 20 *m* mächtigen Lagen den mittleren muldenförmigen Teil der Phyllitzone. Sie reichen vom Becken von Wenns bis in das Gipfelgebiet des Venet, bis zum Grabberg. Sie heben sich durch ihre hellere, fast weiße Farbe und durch den Zerfall in kantige Blöcke gut ab, besonders wenn sie von der

Durchbewegung weniger betroffen sind. Randlich sind sie aber oft stark mylonitisiert, weniger mächtige Lagen auch ganz. So besonders der von Larchach zum Gipfelkamm des Venet hinauf streichende Gneiszug, der dann kaum mehr erkennbar ist.

Die Muskowitgranitgneise bestehen in der Hauptsache aus Quarz, Feldspat und hellem Glimmer. Letzterer tritt an Menge meist sehr zurück, so daß dann glimmerarme, mehr quarzitische Gesteine daraus hervorgehen. Der Feldspat ist nicht selten in Form größerer Einsprenglinge zu sehen. Solche Augengneise konnten im Gneiszug des Spielkogel und am Gamplkogel beobachtet werden. Aufspaltungen mit Schieferzwischenlagen sind besonders im Gneiszug Spielkogel—Gogler Alm häufig.

Hornblendeschiefer und Chloritschiefer sind mit freiem Auge nicht immer sicher zu unterscheiden, da manche als Chloritschiefer erscheinende Gesteine oft viel feinfaserige Hornblende enthalten.

Der Amphibolitzug von Steinhof ist ein gut ausgebildeter Plagioklasamphibolit, der häufig auch Epidot führt. Durch schiefrige Zwischenlagen ist er meist in mehrere Lagen gespalten, die insgesamt bis zu 20 *m* Mächtigkeit erreichen. Er ließ sich fast durchgehend von der Straße bei Blons bis N des Rückens von Gschwent verfolgen und begleitet randlich die Gneisphyllitzone.

Der Amphibolit von Larchach ist noch mehr in einzelne Lagen und linsige Züge zerteilt, doch ließ sich der ganze Zug von Eggmahd durch das Südgehänge zum Venet und um ihn herum auf der Nordseite bis in das Kar unter das Wonnetjöchl verfolgen. Er begleitet den Augengneiszug in seinem Liegenden. Während dieser aber allmählich gegen den Venet hin infolge der starken nachkristallinen Durchbewegung undeutlicher wird, ist der Amphibolit immer gut erkennbar. Er zeigt große Ähnlichkeit mit dem Amphibolit von Steinhof, führt auch reichlich Epidot und ist möglicherweise dessen Fortsetzung.

Der Amphibolit von Matzlewald ist ein äußerlich sehr einem Chloritschiefer gleichendes, recht massiges Gestein. Er besteht hauptsächlich aus blaßgrüner Hornblende. Seine starke tektonische Beanspruchung zeigt sich vor allem in den zahlreichen Harnischen, so daß er auf den ersten Blick oft auch einem Serpentin täuschend ähnlichsieht. Er tritt im Graben unweit der Straße auf und taucht nach Ost in den Phyllit unter.

Der Chloritschiefer beim Schwetzerhof (E Piller) ist bei HAMMER noch nicht verzeichnet. Er tritt im Phyllit nahe dem Phyllitgneis auf, am mächtigsten beim Schwetzerhof selbst, dann weiter nach E in vielen kleinen wohl damit zusammenhängenden Vorkommen. Zahlreiche, meist nur geringmächtige Vorkommen finden sich in der nördlichen Phyllitzone in fast allen Profilen. Sie lassen sich meist zu lang hinziehenden Zügen verfolgen. Nahe diesen Chloritschiefern konnten drei kleine Vorkommen von Dolomit aufgefunden werden: N Timmels, bei den Erzvorkommen S Imsterberg und N der Zammer A.

Im südlichen Quarzphyllit bei Fließ sind mehr massige Gabbroamphibolite enthalten. Ein größeres Vorkommen von linsenartiger Gestalt, das ehemals für Straßenschotter abgebaut wurde, liegt ober dem Straßenknie S Runserau. Es hat bis über 10 *m* Mächtigkeit und keilt

nach E rasch aus. Seine westliche Fortsetzung ist stärker verschiefert und chloritisiert. Ein kleineres Vorkommen fand sich am Mühlbach oberhalb Fließ.

d) Die Phyllitgneiszone von Piller

Die von HAMMER als Phyllitgneise bezeichneten Gesteine dieser Zone haben eine wechselnde Zusammensetzung und stellen insgesamt einen Übergang zwischen Quarzphyllit und Ötztaler Schiefergneisen dar. Es sind einerseits richtige, Feldspat führende Gneise, andererseits Lagen von Glimmerschiefern, die meist ein phyllonitisches Gepräge zeigen und vom eigentlichen Quarzphyllit oft nicht zu unterscheiden sind. Ich fasse hier den Begriff der Phyllitgneise etwas enger als HAMMER, der unter „Phyllitgneise und Glimmerschiefer" auch die noch etwas phyllitischen „Glimmerschiefer" zwischen der Pontlatzer Brücke und Fließ hinzunimmt und dadurch zu einer Abgrenzung quer zum Streichen gezwungen ist. Nimmt man diese Glimmerschiefer heraus und stellt sie zu den Quarzphylliten, in die sie auch ohne Grenze übergehen, großenteils auch vollständig gleichen, so kommt man zu einer viel natürlicheren Abgrenzung die sich auch zwanglos meist bis auf wenige Meter und noch weniger durchführen läßt. Nur nach S gegen Puschlin ist die Abgrenzung schwieriger, hier dürfte vielleicht eine innigere Verzahnung vorhanden sein. Auch morphologisch tritt diese Abgrenzung gut in Erscheinung: der waldige Steilabfall Gacher Blick—Gogles Alm ist Gneis, das Wiesengelände der Fließer Terrasse im wesentlichen Phyllit. Die Abgrenzung gegen den Phyllit erfolgt dabei nach den äußersten Gneislagen.

Der Gneis enthält oft gut mit freiem Auge sichtbaren Feldspat (Plagioklas), zuweilen sogar mit ziemlich grobem Korn (wie die Feldspatknotengneise der Ötztaler Alpen), dann hellen Glimmer, Biotit aber nur in geringer Menge, wodurch sich diese Gneise von den Ötztaler Schiefergneisen unterscheiden. Bei geringerem Glimmergehalt sind sie grob gebankt und recht fest. Die an Glimmer reicheren Lagen sind schiefriger bis phyllitisch und können auch Granat in kleineren Körnern enthalten. Auch helle quarzitische Lagen kommen vor.

e) Südlicher Teil der Phyllitzone

Der Phyllit, der die Terrasse von Fließ in gleichmäßig steilgestellten Lagen beiderseits des Mühlbaches bis zum Inn herunter aufbaut, ist im allgemeinen ein verhältnismäßig festes Gestein, das nur im Steilgehänge durch Hangbewegungen teilweise stärker aufgelockert ist. Es setzt sich auch südlich bzw. östlich des Inn bis gegen die Pontlatzer Brücke hin fort, seine phyllonitische Beschaffenheit tritt aber allmählich immer mehr zurück und es wird kristalliner, nähert sich also mehr den Glimmerschiefern. Nirgends ist jedoch eine Grenzziehung zu den Quarzphylliten möglich.

Nördlich der Pontlatzer Brücke quert ein Gesteinszug das Tal, der mehr gneisigen Charakter hat und auch morphologisch als vorspringender Rücken hervortritt. Nach Osten steht er mit den Phyllitgneisen vom Gachen Blick in Verbindung, stellt also wohl ihre steil in die Tiefe reichende Fortsetzung dar.

Südlich davon, bei der Pontlatzer Brücke selbst, treten wieder mehr phyllitische, glimmerreiche Gesteine auf, die nach oben (Osten) in die

Phyllite HAMMERS von Puschlin übergehen. Sie sind von grauer bis grünlicher Farbe, ziemlich dünnschiefrig, aber doch recht fest.

Weiter nach S folgen nach einer tektonischen Fuge, in der N Harben und unterhalb Puschlin Mesozoikum mit Verrucano eingeschaltet ist. Biotitplagioklasgneise der Silvretta in einer Breite von etwa 1 *km*, an die sich nach S bereits Gesteine des Engadiner Fensters, zunächst als mächtiger Dolomitzug, anschließen.

f) Grauwackenzone und Verrucano (mit Buntsandstein)

Die dünnblätterigen Phyllite der Zone von Timmels gehen nach Norden, ohne daß sich eine Grenze angeben läßt, in Phyllite über, die noch dünnblätteriger sind und auch oft in der Farbe abweichen. Sie haben sich besonders im Stollen als sichere Grauwackenschiefer erwiesen.

Zum größeren Teil sind es hier serizitische Schiefer von hell- bis dunkelbrauner, grünlicher, seltener auch violetter Farbe. Sie gehen ganz allmählich aus dem angrenzenden Quarzphyllit hervor, ohne daß sich in weiterem Bereich eine Grenze angeben läßt. Auch die Stollenaufschlüsse ließen keine Grenze erkennen. Sie sind meist stark durchbewegt, sehr dünnschiefrig und vielfach von eisenhaltigem Karbonat in Form schmaler, meist in den Schieferungsflächen liegender Gängchen und Linsen durchsetzt. In dieser Zone liegt auch das Vorkommen von Eisenspat südlich Imsterberg, auf dem früher Bergbau umging. Von normalem Quarzphyllit sind diese Schiefer auch durch einen größeren Gehalt an Quarzkörnern, die bis zu Geröllen anschwellen können, unterschieden.

Infolge des stark blätterigen Gefüges und wohl auch des Karbonatgehaltes verwittern diese Gesteine sehr leicht und bilden daher kaum gute Aufschlüsse und sind in einer tief erodierten Zone mit Schutt und Moränen bedeckt.

In diese Schiefer sind in ihren nördlichsten Bereichen unregelmäßig lagen- und linsenweise die quarzreichen Gesteine des Verrucano eingelagert. Es sind feste und schiefrige Quarzkonglomerate, meist mit Serizit, und quarzitische Sandsteine, die schon zum Buntsandstein überleiten. Sie sind von blaßrötlicher bis violetter, auch grünlicher Farbe und führen manchmal auch Feldspat. Durch ihre Widerstandsfähigkeit sind sie innerhalb der Grauwackenzone oft die einzigen, zuweilen wie Mauern aufragenden Aufschlüsse.

Die ganze Zone der Grauwackenschiefer hat in der Gegend von Arzlair etwa 400 *m* Mächtigkeit, verschmälert sich aber gegen W (bei Falterschein etwa 200 *m*).

Westlich Landeck treten in dieser Zone in Verbindung mit Rauhwacken und Buntsandstein Gipslager auf. Zwischen Landeck und Roppen war bisher das Vorkommen von Gips nicht bekannt, doch immerhin zu befürchten, besonders, da eine Quelle am Südausgang von Arzl reichlich Gips führte. Es wurde aber glücklicherweise im Stollen kein Gips angetroffen, erst nachträglich ein kleiner Wasseraustritt mit etwas Gipsgehalt bei 1692 *m*.

Die geschilderten Gesteine des Verrucano gehen weiter nach N in Buntsandstein über, doch fehlen diese vielfach wie im Gelände über der Stollentrasse, sind aber im Einschnitt des Pitztales wieder mächtig vorhanden. Mit meist recht scharfer Grenze folgen dann die Kalke und Dolomite der Trias.

Die zum Teil linsenartige Einschaltung der Gesteine des Verrucano in die Grauwackenschiefer zeigt, daß hier eine tektonische Verschuppung vorliegt. Man kann aber wohl annehmen, daß trotzdem eine geschlossene stratigraphische Serie vorhanden ist, die vom Quarzphyllit über Grauwackenschiefer zu Verrucano und in weiterer Folge zum Buntsandstein der Trias führt. Die Verschuppung ist wohl nur eine Teilerscheinung der intensiven Durchbewegung, die das ganze Schichtpaket erfaßt hat und die sich besonders in der Inhomogenitätszone zwischen den schiefrigen Grauwackengesteinen und den starreren Gesteinen des Verrucano-Buntsandstein stärker ausgewirkt hat. Eine ausgeprägte weiter durchziehende Bewegungsfläche ist nicht vorhanden. Eine solche wäre eher zwischen Buntsandstein und den Kalk-Dolomitgesteinen der Trias anzunehmen, denn nur hier ist eine scharfe Fläche weithin zu verfolgen.

3. Der Bau der Landecker Phyllitzone

Nach HAMMER herrscht im Bau der Phyllitzone allgemein Südfallen vor. Wie meine neuen Aufnahmen ergaben, ist dies jedoch nur beschränkt gültig, und zwar hauptsächlich für den Nordabschnitt. In anderen ausgedehnten mehr in der Mitte der Zone gelegenen Bereichen, wie im Gipfelgebiet des Venet wiegt flache Lagerung vor, die sich mit teilweise Einfallen nach Ost bis nach Wenns hinunterzieht. Gegen Süden geht sie mehr in Nordfallen über, wie im ganzen nördlichen Randgebiet gegen die Phyllitgneise.

Der ganze mittlere den Gebirgsstock des Venet aufbauende Teil der Quarzphyllitzone bildet daher im großen und ganzen eine flache Mulde, die mehrfach mit nach Ost einfallenden Achsen gewellt ist und deren Nordrand steil aufgebogen ist. Mit den vorhandenen Achsenverbiegungen und Verstellungen stellt sie im einzelnen ein räumlich ziemlich kompliziertes Gebilde dar. Die Einlagerungen von Granitgneisen und Grüngesteinen bilden hiebei willkommene Leitflächen zur Auflösung des Baues.

Der südlichste Granitgneiszug ist der des Spielkogels, der sich mit höchstens ganz geringen Querverstellungen, die großtektonisch aber keine Rolle spielen, durchlaufend auf über 7 *km* verfolgen ließ. Am Spielkogel und weiter östlich steht der Gneis mit den begleitenden Phylliten sehr steil (70° nach N). Gegen Westen hin wird die Lagerung aber allmählich immer flacher und ist bei der Gogles Alm bereits horizontal. In dieser Lagerung ließ er sich um den Grabkogel herum über die Zammer Alm bis gegen die Nordseite des Venet verfolgen, wo er dann im Bereiche des Kronburger Baches wahrscheinlich nach N in eine Einengungszone, die ich dort feststellen konnte, abtaucht. Nach S ist der Granitgneiszug zwischen Gogles Alm und Spielkogel nur durch eine schmale Phyllitzone, die sich nach W und E hin verbreitert, vom Phyllitgneis getrennt. Gegen N hin geht die Lagerung im Meridian des Spielberges in eine flachere über.

Der Granitgneiszug von St. Margarethen zeigt bereits S-Fallen. Die Darstellung von HAMMER eines breiten Granitgneiszuges ist hier nicht ganz richtig. Der Augengneis bildet mit dem von oberhalb Larchach herabziehenden Gneiszug ein flaches Gewölbe, dessen First zwischen den beiden noch erhaltenen Teilstreifen auf 300 *m* Breite wegerodiert ist (bis

auf einen kleinen stark verfalteten Rest in Eggmahd), so daß sich kartenmäßig zwei getrennte Züge ergeben, zwischen denen der liegende Phyllit zum Teil noch ansteht. Er ist dort stark durchbewegt und mylonitisch mit vielfach schwarzgrauer Farbe. Auch der Gneis selbst ist oft stark zertrümmert, besonders randlich. Längs einer durchstreichenden ENE-Störungsfläche bildet er ausgedehnte Blockhalden. Nach W hin ließ er sich bis zum Venetgipfel verfolgen, wird aber infolge Zertrümmerung und Diaphtorese bald unkenntlich.

Im Liegenden dieses Granitgneiszuges folgt durch Phyllit getrennt ein stellenweise recht mächtiger Amphibolitzug, der sich besonders bei Larchach und N des Venetgipfels in mehrere wieder auskeilende Einzellagen aufspaltet. Die Amphibolite konnten, soweit sie erschlossen sind, ununterbrochen unter dem Venetgipfel durch bis in das Kar W des Wonnetjöchls verfolgt werden. Hier tauchen sie entweder in die Einengungszone gegen den Markbach hinab oder sind um den Gamplkopf herum mit den Amphiboliten von Hochasten—Steinhof in Verbindung zu bringen.

An das Gewölbe von Margarethen—Larchach schließt sich nach N wieder flacheres Einfallen an. Während aber im Gipfelgebiete ziemlich gleichmäßig horizontal bis flach N-fallende Lagerung herrscht, die nur gegen die Tiefe hin steiler wird, folgt im Gebiete W Wenns eine Reihe von flachen Mulden und Gewölben, wobei auch S-Fallen bis 40° vorkommt, mit einzelnen zwischenliegenden Streifen mit steilem Einfallen. Im Kamm- und Almgebiet E des Wonnet- und Kreuzjöchls sind die Lagerungsverhältnisse schwierig erkennbar, da bei dem starken Blockzerfall die Granitgneislagen flach im Gehänge liegen, ebenso im Waldgebiet W Wenns.

Nach N schwenken die Gneiszüge über NE-Streichen (bei und W Hochasten), jedoch unter Beibehaltung der allgemeinen Faltenachse N 70° E, in den nach N aufgebogenen und ebenfalls N 70° E streichenden Muldenrand ein.

Im Bereiche von Wenns und Brennwald herrscht flache Lagerung, die oft unvermittelt mit einzelnen steil N 70° E streichenden Streifen wechselt. Außerdem ist das flache Einfallen nach N—S bis N 30° E gerichteten B-Achsen mit örtlichen Kleinfaltungen geknickt, wobei stellenweise ein Gefälle bis zu 40° entstehen kann.

Für tiefere Bereiche des Wennser Beckens verdecken bis zur Zone von Steinhof, also im ganzen Bereiche der Phyllitmulde, Moränen- und Schotterablagerungen durchgehend die Aufschlüsse, nur nördlich Brennwald reicht der Fels tiefer. Im Bett des Pitzbaches erscheint noch vielfach anstehender Phyllit und auch noch am rechten Ufer unter den darüber anstehenden Ötztaler Gneisen. Die Phyllite haben hier fast durchwegs ein B-Achsenstreichen von N 60° E mit stärkeren Verfaltungen, während die Ötztaler Gneise, soweit sich dies erkennen läßt, NNE streichen. Es ist hier mit Sicherheit weder ein Anpassen des Streichens der Quarzphyllite, außer einer geringen Drehung um 10° noch ein Untertauchen unter die Ötztalergneise festzustellen. Daß die Phyllite in der Tiefe unter die Ötztalermasse hineinstreichen, erscheint wahrscheinlich, wenn auch örtlich, wie an der Einmündung des Pillerbaches, eine stärkere Anpassung des Streichens zu beobachten ist.

Bei der Blonser Brücke (Pkt. 726 der öst. Karte) und weiter nördlich ziehen die Gneise von Steinhof mit den nördlich anschließenden Phylliten

ungestört über den Pitzbach, bis sie am rechtsufrigen Hang von Terrassenschottern überlagert werden. Ob sie mit dem bei Krabichl anstehenden Schiefergneisstreifen in Beziehung stehen oder an den Ötztaler Gneisen auskeilen und der Schieferstreifen nur infolge seiner Lage zwischen Granitgneisen stärker phyllonitisch durchbewegt ist, ist noch fraglich.

Bau der Phyllitgneiszone

Die Phyllitgneise liegen als etwa 1 *km* dicke Platte den Phylliten von Fließ auf, wie am Steilabfall nach W deutlich zu erkennen ist. Die Grenze ist hiebei flachwellig bis verzahnt (am Gachen Blick), wobei die B-Achsen mit manchmal geringem Westfallen horizontal liegen und im Mittel N 70° E streichen.

Weiter nach Osten in der Hauptmasse der Phyllite herrscht jedoch ein Ostfallen der Achsen, das sich im Diagramm 1 als ausgeprägtes Maximum bei 20° zeigt (Streichen N 70° E). An einzelnen inselartigen Gebieten stellen sich die Achsen jedoch meist in deutlich allmählicher Biegung steiler, meist bis 40°, manchmal bis zu 60° und mehr. Selbst senkrechte Achsen wurden beobachtet.

Nach diesen B-Achsen wurde die Unterfläche der Phyllitgneisplatte in den Profilen konstruiert, wobei ein mittleres Einfallen von 20° zugrunde gelegt wurde.

Das Einfallen der Phyllitgneise (nach den s-Flächen) wechselt. Steiles Einfallen nach S herrscht vor, doch kommt auch flache Lagerung und N-Fallen, sowie auch stärkere Verfaltung (z. B. am Gachen Blick) vor. Es ist wohl eine ehemals flach gelagerte Platte nach B = N 70° E gefaltet und durch Einengung in den s-Flächen vorwiegend steil gestellt worden.

Nach Osten hin werden die abtauchenden Phyllitgneise wieder durch Phyllit überlagert, der mit der nördlichen Hauptzone des Quarzphyllit in Verbindung steht. Auch dieser ist nach B = N 70° E bis E—W flachwellig mit nach E absinkenden Achsen verfaltet. An der Grenzfläche treten wie beim Schwetzerhof Chloritschiefer auf.

Von diesem Phyllit zweigt ein schmaler Ausläufer zuerst in WSW; dann W-Richtung dem Klausbach entlang in den Phyllitgneis hinein ab und hebt sich schließlich dem Achsenfallen entsprechend vor Fuchsmoos heraus. Die s-Flächen stehen fast durchwegs steil, ihr Streichen (sowie das der Achsen) ist meist N 70° E bis E—W. Das Einfallen der Achsen ist wie im Phyllitgneis 20° nach E gerichtet.

Nach Norden grenzt der Phyllitgneis von westlich des Spielkogel bis gegen die Gogles Alm mit ziemlich gleichsinnigen Nordfallen — im Osten steiler, gegen W flacher — gegen den Phyllit mit seiner schon erwähnten Granitgneislage. Bei der Gogles Alm tritt jedoch eine gewisse Diskordanz auf. Der Phyllit darüber liegt mit der Granitgneiseinlagerung flach mit B-Achsen = N 80° E bis E—W bei geringem E-Fallen. Darunter folgt durch einen 20 bis 50 *m* breiten Wiesenstreifen getrennt der Phyllitgneis, der hier ziemlich grobgneisig entwickelt ist. Er weist Verfaltungen nach B = N 50° E bis zu N 30° E, weiter unten steiles S-Fallen auf. Die Verfaltungen sind anscheinend vorkristallin. Bei der alten Gogles Alm treten weitere tektonische Komplikationen mit Störungsflächen N 70° E und 70° W ohne Mylonitzone, aber begleitende Schleppung und Verfaltung

der Gneise, randlich ein kleiner Aufschluß von mylonitischem Phyllonit mit N 50° E-Streichen auf. Im übrigen erweitert sich der aufschlußlose Abstand zwischen Phyllit und Phyllitgneis immer mehr, bis im Westgehänge gegen den Mühlbach jeglicher Aufschluß im Phyllit fehlt. Erst nahe über und in der Talsohle steht wieder Phyllit an: Im Talhintergrund in flacher Lagerung wie im Gipfelgebiet, im weiteren Talverlauf steil S-fallend, dazwischen stark zerrüttet durch Gehängerutschungen. Es ziehen also ein oder mehrere Störungszonen gegen die Grenze Phyllit—Phyllitgneis bei der Gogles Alm hinein.

Wie und wieweit sie allerdings in die Tiefe setzen, ist noch fraglich. Denn auch nach Osten hin scheinen sie allmählich auszuklingen und an Auswirkung zu verlieren.

4. Bewegungspläne im Gebiet der Phyllitzone

In dem oben geschilderten Gebirgsbau ließen sich auf Grund der zahlreichen Messungen mehrere Bewegungspläne erkennen, die sich wie folgt zusammenfassen lassen:

1. Durchbewegungen, die nach B-Achsen in ungefähr E—W-Richtung erfolgt sind, in der Hauptsache nach N 70° E, doch mit einer beträchtlichen Streuung. Die Achsen schwanken zwischen N 60° E (seltener N 50° E) und E—W, dann kommt auch N 60° W vor. Es wurden zahlreiche Messungen dieser Achsen (Faltenachsen bis Striemungen) als B-Achsen durchgeführt und dann statistisch für verschiedene Teilbereiche ausgewertet. Die wichtigsten sind auf Diagrammen 1—4 dargestellt. Am meisten tritt die Richtung N 70° E hervor, die homogen über nahezu den ganzen Bereich verbreitet ist. Es lassen sich dann noch verschiedene Untergruppen unterscheiden, die aber schwierig abzutrennen sind. Jedenfalls hebt sich die Richtung N 60° W heraus, die einer wahrscheinlich etwas jüngeren Bewegung entspricht.

In der Auswirkung auf das Gesteinsgefüge zeigten sich bei den verschiedenen Achsenlagen keine wesentlichen Unterschiede. Stellenweise kam es zu einer intensiven Durchbewegung mit Kleinfältelung, in anderen Bereichen nur zur Ausbildung eines Flächengefüges mit oft kaum erkennbarer linearer Richtung.

Das Einfallen der Achsen ist im Gebiete von Wenns, dann im größten Teil des Phyllitgneises nach Osten gerichtet. In letzterem kommen auch steile Achsen bis fast senkrecht vor und zwar in einzelnen inselartig gehäuften aber unscharf abgegrenzten Bereichen. Im Gipfelgebiet des Venet, bei Fließ und am Westrand der Phyllitgneise, dann in der nördlichen Phyllitzone liegen die Achsen vorwiegend horizontal, gehen bei Fließ auch in sanftes W-Fallen über.

2. Eine andere Gruppe von Bewegungen sind die Querbewegungen mit einer Bewegungsrichtung ungefähr um N—S, daher mit angenähert N—S verlaufenden B-Achsen. Letztere haben eine Schwankungsbreite von N 10° W bis etwa N 20° E und werden besonders in den Granitgneisen deutlich, wobei meistens die Achse nach (1) kaum mehr aufscheint. Aber auch in Phylliten kommen sie, wenn auch seltener als örtlich auftretende Feinfältelung, vor. Das Wechseln im Einfallen der B-Achsen der Richtung (1) ist ihnen zuzuordnen, wie an den Knickstellen dieser Achsen deutlich

zu ersehen ist. Auch größere Verstellungen von Orthogneisen (Blockbewegungen) sind nach diesen erfolgt, z. B. am Westende des Augengneises von St. Margarethen.

5. Kluftgefüge und Bewegungsflächen

Das Gefüge der Klüfte ist wie meist bei der geologischen Landesaufnahme auch hier wenig beachtet und beschrieben worden. Es ist aber für baugeologische Fragen von großer Wichtigkeit und spielt auch im geologischen Bau eine gewisse Rolle.

Allerdings sind hier gerade im Gebiet des Quarzphyllits auch die größeren durchziehenden Bewegungsflächen nicht leicht zu erkennen. Während sie im Bereich des Ötztaler Altkristallin (nach FUCHS) deutliche Verschiebungen erzeugten, war dies im Phyllitgebiet kaum zu beobachten. Auch in der Kalkalpenzone waren bei der ersten Geländeaufnahme nur bei Spadegg einige Blattverschiebungen zu vermuten (die allerdings nicht näher untersucht wurden). Erst durch die Tiefenaufschlüsse konnten dann noch weitere meist steilstehende Flächen mit beträchtlichen Verschiebungen erkannt werden. Hier und besonders im Phyllitgebiet liegen die Ausstriche der Störungsflächen und -zonen meist unter Schutt und Vegetation verdeckt und sind daher der unmittelbaren Beobachtung nur in wenigen Fällen, wie z. B. an Wegaufschlüssen, zugänglich.

Durch Beobachtung der morphologischen Auswirkungen dieser Flächen bzw. ihrer Störungszonen konnten doch eine Reihe von größeren durchziehenden Störungsflächen festgestellt und auf längere Erstreckung verfolgt werden. Es sind dies vor allem der gerade und nicht der Fallinie folgende Verlauf von Tal- und Bachrichtungen, länger und sich gerade hinziehende Gräben und Einschnitte u. a. Eine wesentliche Hilfe bot hiebei das Studium der Luftbilder in stereoskopischer Betrachtung. Sie gaben die notwendige Übersicht für das Verfolgen lang hinziehender Störungen. Vereinzelte Aufschlüsse von zugehörigen Klüften und Mylonitzonen gaben eine Bestätigung.

Die Gefügedaten der Kluftsysteme wurden in günstigen Aufschlüssen gemessen und in Diagrammen der Lagenkugel statistisch ausgewertet, große Bewegungsflächen unmittelbar in die Karte eingetragen. Von ersteren sind einige Beispiele in den Diagrammen 5—7 dargestellt. Hiebei war besonders die Homogenität der Bereiche zu beachten, daher wurden zunächst nur entsprechend ausgewählte Teilbereiche erfaßt und wenn sie untereinander genügend homogen waren, zu größeren Bereichen zusammengestellt. Es zeigte sich dabei, daß die Kluft- und Störungssysteme über große Bereiche genügend homogen waren. Allerdings wirkten sich die Beanspruchungen für verschiedene Bereiche in verschiedenem Grade aus, indem die einzelnen Kluftscharen an manchen Orten sehr ausgeprägt, an anderen kaum zum Ausdruck kamen.

Von den vorhandenen Kluftsystemen ist ein Teil mit dem vorhandenen Korn- und Achsengefüge symmetriegemäß verbunden. Es ist dies das Gefüge, das durch die ENE gerichtete B-Achse (N 70° E im Mittel) bestimmt ist.

Von den dazugehörigen Klüften treten besonders die ac-Klüfte (senkrecht B) auf, also mit der Richtung N 20° W mit senkrechten oder sehr

steilem Einfallen. Sie sind fast überall zu beobachten, in den starren Gneisen und Kalken, aber auch in den Phylliten, Tonschiefern der Partnachschichten. Sie sind stellenweise recht dicht geschart, andernorts wieder spärlich und können gegenüber anderen auch zurücktreten. Die Klüfte stehen aber nicht immer senkrecht auf B, sondern können damit oft einen Winkel bis zu 70° bilden.

Die auch sehr häufig vorkommenden Klüfte N—S bis N 30° E stehen senkrecht oder nahe senkrecht, sind vielleicht als ac-Klüfte einer auch vorkommenden B-Achse N 60° W zuzuordnen.

Diese genannten um N—S schwankenden Klüfte mit steilem Einfallen sind nicht selten auch als Bewegungsfläche ausgearbeitet.

Von anderen wahrscheinlich dem herrschenden B-Achsengefüge zuordenbaren Klüften finden sich noch hOl-Klüfte parallel zu B, von denen besonders die senkrechte Kluftlage, also mit Richtung N 70° E und E—W auftritt.

Dann kommen nicht selten Okl-Klüfte und zwar mit symmetrischen Einfallen zu B vor und sind auch im Diagramm 5 sehr deutlich ausgeprägt (N 20° W, Einfallen 45° E und W).

Die weiteren vorkommenden Kluftlagen sind nicht oder wenigstens nicht mehr mit Sicherheit einem bekannten Gefüge zuzuordnen.

Als sehr deutlich im ganzen Bereich ausgeprägt ist eine Klüftung in ungefähr NW-Richtung (N 40° bis 50° W, senkrecht). Schon im Kartenbild, noch besser natürlich im Luftbild, tritt sie häufig als Richtung der Bachläufe auf, die oft auffallend schräg den Hang durchziehen, wie etwa nördlich Piller. Ihnen folgende Kluftflächen sind öfters zu beobachten. Eine Schar solcher Klüfte streicht auch über den NE-Venetkamm bis in die Gegend von Falterschein, wo sie im Hauptdolomit einzelne bis 1 *m* breite Mylonitzonen erzeugen, sonst nur scharfe Kluftfugen.

Das Gegenstück zu diesen Klüften bilden die Klüfte N 50° E, die besonders nördlich der alten Venet A. dann im Wald nach Hochasten an zahlreichen Hangfurchen zu erkennen sind.

Es zeigt sich somit, daß steile Klüftung im allgemeinen bei weitem vorherrscht, doch treten auch geneigte, seltener flache Klüfte auf.

Daß die genannten Klüfte auch als länger anhaltende Bewegungsflächen wirken können, ist schon bei den N—S-Klüften erwähnt worden. Diese haben aber meist keine sehr große Erstreckung (einige nicht viel über 1 *km*). Es kommen aber auch Bewegungsflächen vor, die sich über mehrere Kilometer verfolgen lassen und wenigstens im östlichen Untersuchungsgebiet (nach FUCHS) auch mit Blattverschiebungen verbunden sind.

Eine solche Kluftschar in Richtung N 30° E, die besonders von FUCHS herausgearbeitet wurde und in einem breiten Streifen von östlich der Pillersenke bis in das vordere Pitztal zieht, macht sich auch im Phyllitgebiet und zwar im Bereich südlich Wenns bemerkbar. Es sind hier zwar keine Verschiebungen damit verbunden, doch zeigen Querfurchen in den Gneiszügen und Stufen im anschließenden Phyllitgehänge, die sich in gleicher Richtung hinziehen, die Fortsetzung dieser Klüfte.

Ausgedehnte und lang hinziehende Störungsflächen bzw. Zonen verlaufen in den Richtungen ENE und WSW. Sie sind als Mylonitzonen meist nicht erschlossen, aber in der Natur gekennzeichnet als mit Schutt

und Vegetation bedeckte schmale Streifen zwischen anstehendem Gestein, mitunter deutlich durch Diskordanzen, seltener im Streichen (wie an der Gogles Alm), mehr im Einfallen als geknickte Gewölbefirste oder Muldenbiegungen (Gegend westlich Wenns). Im Hochgebirge erscheinen sie als schutterfüllte Gräben und Rinnen und sind besonders gut wieder im Luftbild auf lange Erstreckung zu erkennen. Sie stellen wohl mylonitische oder in den Phylliten stark verschieferte Zonen dar und stehen, wie aus ihrem geradlinigen Verlauf zu ersehen ist, senkrecht bis höchstens steil S, wie benachbarte Kluftrichtungen (nach Diagrammen) vermuten lassen. Beide Richtungen sind im Gebiet des Piller Sattels sehr verbreitet, wie dies schön rasterartig im Luftbild, aber auch schon aus der Forstkarte zu ersehen ist, da ihnen Wasserläufe und Sumpfstreifen folgen. Im Abhang nach Fließ treten sie durch grabenartige Einschnitte, die meist das Gestein spitzwinkelig schneiden, hervor, in manchen Fällen als ENE-Klüfte auch dem Streichen parallel laufen. Die ENE-Störungen sind besonders in der Gegend von Wenns verbreitet, doch nirgends erschlossen.

Auch auf der Nordseite des Venet treten diese Störungsflächen, wenn auch anscheinend nicht mehr so zahlreich, auf. So quert eine stärker durchschieferte Zone WNW den Kronburger Bach, während sonst die Schieferungsrichtung N 70° E ist. Hier sei übrigens bemerkt, daß weder im Kronburger noch im Markbach Anzeichen für größere N—S-Störungen gefunden werden konnten. Die tiefen Grabeneinschnitte sind daher nicht darauf zurückzuführen, sondern eher auf eine stärkere Durchschieferung beim Übergang vom flachen zum steilen Lagenbau im Bereich dieser Gräben.

Eine jüngere Zerscherung des Gesteinskörpers mit deutlichen Harnischflächen läßt sich auch im kleinen beobachten, wozu besonders die schönen Aufschlüsse auf den neuen Forstwegen die Möglichkeit geben. Diagramm 7 gibt hiezu ein Beispiel aus dem Phyllitgneis südlich Piller. Die eingefügte Skizze zeigt die Anordnung und den Richtungssinn der Bewegungen, das Diagramm selbst einige Scherflächen in Projektion mit eingetragenen Harnischrichtungen (a), sowie die Richtung der B-Achse. Die Scherungsachsen β stehen ziemlich steil. Die Lage weiterer Scherflächen ist durch die Flächenpole angegeben.

Derartige Zerscherungen sind sehr verbreitet und finden sich im Phyllitgneis und im Phyllit. Die eine Fläche liegt NNE bis ENE wobei stets der Bewegungssinn so ist, daß der östliche Teil nach N verschoben ist, die andere Fläche WNW bis E—W mit Bewegung des südlichen nach W, selten umgekehrt. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung im Gebiet von Piller.

Die Harnischriefung, die horizontal oder flach geneigt ist, kann sich der B-Achse überlagern, besonders wenn eine Scherfläche gleich der s-Fläche ist oder mit ihr einen spitzen Winkel einschließt.

Zerscherungen mit horizontalen Achsen kommen auch vor, sind aber seltener.

6. Die Zone der nördlichen Kalkalpen

Dies ist jener Teil der nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen), der zwischen Zams und Roppen auf die Südseite des Inntales übertritt. Da dieser Bereich nicht nur vom Stollen durchfahren wurde, sondern auch

die Krafthauskaverne und andere damit zusammenhängende Hohlräume wie der Druckschacht darin zu liegen kamen, erforderte er besonderes Interesse. Zunächst wurde der ganze Streifen zwischen Arzl und Schönwies begangen, später dann der Bereich bis Imsterberg eingehender nach genaueren Plänen untersucht.

Dabei war es möglich, die Schichtfolge, die hier von der untersten Trias (Buntsandstein) bis zum Jura reicht, in den meisten Fällen klarzustellen, obwohl Fossilien äußerst spärlich vorhanden sind. Da sich aber verschiedene Glieder der Schichtreihe mit Sicherheit bestimmen ließen, gelang es doch, mit großer Wahrscheinlichkeit die ganze Schichtfolge aus lithologischen Vergleichen festzulegen. Am Nordrand, innerhalb der Schichtgruppe Muschelkalk—Partnachschiefer, scheinen tektonische Wiederholungen vorzulegen, durch Verfaltung oder Verschuppung, wozu auch der Buntsandstein bei Imsterau gehört. Sonst folgen die Schichtglieder sich im allgemeinen recht regelmäßig, wenn auch die wohl hauptsächlich tektonischen Mächtigkeitsschwankungen mitunter sehr bedeutend sind und einzelne Schichtglieder dadurch auch fehlen können, wie besonders an der Südseite. So erreicht der Hauptdolomit S Imsterberg und SW Schönwies bis 700 *m* Mächtigkeit und verschmälert sich an anderen Orten bis auf wenige Meter.

Erschwert wurde die Aufnahme jedoch in manchen Bereichen durch die Schutt- und Moränenbedeckung, die im Verein mit Schichtverbiegungen ein durchlaufendes Verfolgen bei nur einzelnen Aufschlüssen oft nicht möglich machten.

In der ganzen Zone der Kalkalpen S des Inn ist die Schichtfolge zweimal vorhanden, wobei die Folgen spiegelbildlich zueinander stehen. An der Außenseite im Norden und Süden sind die ältesten Schichtglieder (Buntsandstein—Muschelkalk), in der Mitte die jüngsten (Jura) vorhanden. Im einzelnen sind die Verschiedenheiten zwischen Nord- und Südflügel recht groß, vor allem was die Mächtigkeit, weniger was die Ausbildung anlangt.

Die Gesteinsglieder, die diesen Streifen der Kalkalpenzone aufbauen sind vom Älteren zum Jüngeren:

a) Buntsandstein. Dieser steht in größerer Mächtigkeit (100 *m*) nur im Einschnitt des Pitzbaches östlich Arzl als roter, sehr fester Quarzsandstein an. Sonst ist er an der Südseite des Kalkalpenzuges nur S Spadegg im Einriß des Brunnbaches und W davon aufgeschlossen. Er steht hier nur mit etwa 10 *m* Mächtigkeit als roter Sandstein mit tonig-schiefrigen Einlagerungen an. Es ist aber möglich, daß er in der Tiefe in größerer Verbreitung vorkommt.

An der Nordseite findet sich als einziges, tektonisch eingeschaltetes Vorkommen ein grünlicher, mit Serizitlagen durchsetzter Sandstein in der Imsterau, begleitet von gelblicher Rauhwacke mit Dolomitlagen.

b) Muschelkalk (und Dolomit). Der Muschelkalk besteht in der gewöhnlichen Ausbildung aus dunkelgrauen, hell anwitternden Kalken, die meist gut gebankt sind und grobknollige Schichtflächen aufweisen. Dünne Lagen von dunklen, seltener hellen Tonschiefern, sind manchmal zwischengeschaltet. Die Kalke haben häufig einen Kieselsäuregehalt, lagenweise auch größere Hornsteinknollen.

Mit diesen Kalkbänken sind vielfach Dolomite in unregelmäßigen Lagen und Linsen verknüpft, die teils hell und feinsplitterig, teils im Anbruch dunkel gefärbt sind. Kennzeichnend ist eine öfters auftretende gröber kristalline Ausbildung, die durch nachträgliche Kristallisation (Dolomitisierung) entstanden ist, wie auch überhaupt dolomitische Durchäderung häufig ist. Eine kartenmäßige Ausscheidung war im einzelnen nicht immer möglich.

Grüne Tuffe, wie sie im Druckschacht angetroffen wurden, fanden sich obertags nicht.

c) Partnachschiefer. Es sind kalkhaltige bis kalkfreie Tonschiefer, die im frischem Zustande meist schwarz sind, durch Anwitterung heller graubraun werden. Sie zerfallen dabei leicht zu blätterigem bis stengeligem Grus. Sie sind aber im frischem Zustande verhältnismäßig sehr standfest, wie die Ausbildung von zuweilen hohen Steilwänden (W Arzl) und tief eingeschnittenen Schluchten zeigt. Bei stärkerer tektonischer Durchbewegung ist die Standfestigkeit jedoch wesentlich herabgesetzt. Die Mächtigkeit kann wie bei Imsterberg bis über 100 *m* betragen, häufig sind jedoch kleinere Kalkbänke, seltener Dolomit, eingeschaltet.

d) Wettersteinkalk und -dolomit. Der Wettersteinkalk bzw. -dolomit ist in diesem Gebiet bei weitem nicht in dieser Ausdehnung und Mächtigkeit entwickelt, wie etwa noch am Tschirgant, doch aber, wie die genauere Aufnahme zeigte, fast überall als durchziehende Bank vorhanden, nur im Südflügel fehlt er zuweilen.

Es sind meist helle, seltener dunklere Kalke, die vielfach dolomitisiert sind. Vom darüber folgenden Hauptdolomit, besonders wenn die Raibler Schichten fehlen, durch die meist hellere Farbe und den fast immer vorhandenen Kalkgehalt unterschieden; vom Muschelkalk ebenfalls durch die hellere Farbe und das Fehlen der guten Bankung mit den knolligen Schichtflächen. Großoolithische Strukturen waren im Gelände nur östlich Spadegg erkennbar, sind im Stollen aber in ausgedehntem Maße vorhanden, durch die Dolomitisierung jedoch häufig verwischt.

Die Mächtigkeit erreicht kaum 100 *m*.

e) Raibler Schichten. Diese umfassen eine bunte und sehr verschieden ausgebildete Gesteinsgesellschaft. Häufig sind sie aber nur sehr schmächtig entwickelt, wobei tektonische Ausquetschung mitspielen kann, und dann für die Abtrennung von Wettersteindolomit gegen Hauptdolomit praktisch von Bedeutung. Vielfach scheinen sie ganz zu fehlen. Sehr mächtig entwickelt sind sie in der Umgebung des Imster Bahnhofes und im Saurer Graben.

Es sind dunkle Tonschiefer und mergelige Schiefer, hellgraue und gelb anwitternde Dolomite, dunkle Kalke, sandige dunkle Dolomite und Sandsteine. Kennzeichnend ist der fast immer vorhandene etwas größere Eisengehalt, der sich in der bräunlichen Anwitterung zeigt und die meist sandige Ausbildung der Schiefer. Gipse konnten hier keine beobachtet werden.

f) Hauptdolomit. Der Hauptdolomit ist das hier teilweise wenigstens (im Südflügel) am mächtigsten entwickelte Schichtglied. Es sind vorwiegend dunkelgraue Dolomite, mit hellerer bis schwach bräunlicher Anwitterungsfarbe, die sich dann gewöhnlich etwas sandig anfühlen. Die Schichtung ist meist deutlich zu erkennen, sie geht von grober Bankung

bis zur Feinschichtung. Durch stärkere tektonische Beanspruchung wird sie jedoch unkennbar oder geht ganz verloren. Auch grobe tektonische Breccien, die wiederverheilt und damit verfestigt wurden, konnten (bei Falterschein) beobachtet werden.

Das Gestein ist außerordentlich fest und widerstandsfähig, abgesehen von den vereinzelt durchziehenden Mylonitzonen. Bei Arzl ist in dem Dolomit ein Steinbruch angelegt, der ein sehr gutes Schottermaterial liefert. Im nördlichen Dolomitzug ist Dolomit viel schmächtiger entwickelt und schlechter ausgebildet, stark zersplittert und oft sandig verwitternd.

Die Mächtigkeit erreicht im Profil der Timmler Alm bis 700 *m*. Der Dolomitzug verschmälert sich aber westlich des Kogler Grabens rasch.

Nach oben geht der Hauptdolomit allmählich in kalkigere Lagen über, die dem Plattenkalk entsprechen dürften.

g) Die Kössener Schichten bilden einen Gesteinsverband, in dem meist dunkle Kalke, die oft reichlich Schalenreste enthalten, mit schwarzen Tonschiefern und Mergellagen wechseln. Sie sind südlich Imsterberg mächtig entwickelt und an den neuen Forstwegen gut aufgeschlossen. Auch im Gehänge zwischen dem Kogler Graben ziehen sich Aufschlüsse den darüber sich erhebenden Wänden von Hauptdolomit entlang.

h) Die Oberrätischen Kalke streichen im Kogler Graben durch. Untrennbar damit verbunden sind Dolomite, die eine Steilwand bilden.

i) Diese Kalke gehen nach oben in rote Liaskalke über, die bereits seit ADOLF PICHLER bekannt sind und durch ihren Fossilinhalt sowie ihre Farbe ein sicher bestimmbares Schichtglied darstellen.

k) Die Fleckenmergel bilden eine gesteinsmäßig etwas wechselnde Serie von dunklen und helleren verschieden kalkigen Mergeln bis zu reineren Kalken. Auch dolomitische Lagen kommen darin vor. Sie sind am neuen Forstweg SE Höflein gut erschlossen.

l) Nur SE Spadegg, auch nunmehr durch den Forstweg besser erschlossen, aber bereits von AMPFERER beschrieben, sind bunte Hornsteinschichten bekannt. Es sind rote und grüne, manchmal etwas kalkige, sonst überwiegend kieselige Gesteine, die meist verschiefert sind.

Die letztgenannten über dem Hauptdolomit folgenden Schichtglieder sind am vollständigsten im Bereich S Imsterberg bis Spadegg vorhanden und hier durch die neuen Forstwege gut erschlossen. Außer den Hornsteinschichten ziehen sie auch durch den Kogler Graben und sind in einzelnen Aufschlüssen erkennbar. Die Liasvorkommen, die AMPFERER unweit E des Koglergrabens angibt, waren nicht mehr auffindbar, wahrscheinlich durch Schutt verdeckt. Dagegen konnte ich Liaskalke neben Kössener Schichten bei der westlichsten der Arzler Quellen im Rautgraben feststellen. Noch weiter nach Osten fehlt dagegen diese Gesteinsgruppe völlig, jedenfalls dadurch, daß sich die Muldenachse heraushebt. Die weiter im W südlich Schönwies auf der AV-Karte eingezeichneten „Crinoidenkalke" sind Wettersteinkalk, die südlich anschließenden Kössener Schichten wahrscheinlich Raibler Schichten. Damit liegt auch hier eine normale Schichtfolge vor, die ungestört bis zum Talboden hinabzieht, denn die eingezeichnete NW-Störung ist nicht vorhanden.

7. Bau der Kalkalpenzone

Der Streifen der nördlichen Kalkalpen, der sich zwischen Zams und Roppen südlich des Inntales hinzieht, besteht aus im allgemeinen steil aufgerichteten, im Streichen sehr verschieden mächtigen Schichtgliedern, die, wie schon oben erwähnt, zwei zueinander spiegelbildlich stehende Schichtfolgen bilden.

Dieser symmetrische Bau läßt den Schluß auf eine Mulde als Großbauform zu, deren Flügel eng zusammengepreßt und damit zum Großteil steilgestellt wurden. Nach unten ist dann ein Muldenschluß zu erwarten oder wenigstens Ansätze dazu, wenn dieser etwa durch Bewegungsflächen zerstört wäre. Wie die genaueren Aufnahmen zeigten, sind solche synklinale Schlüsse vorhanden. So verbinden sich bei Spadegg die Hauptdolomitzüge des Nord- und des Südflügels, wobei letzterer nicht mehr so breit wie am Timmler Kogel sondern schmal wie der nördliche ist, und heben sich nach W in die Luft heraus. Auch nach E verschwinden die Rät-Jura-Schichten des Muldenkernes und weiter zieht in großer Breite nach NE umbiegend nur Hauptdolomit aus dem südlichen Muldenflügel.

Die muldenförmige Lagerung der Juraschichten erwähnt schon AMPFERER (1930, S. 439), auch das Herausheben nach E und W ohne jedoch auf die Mulde als Gesamtform einzugehen. AMPFERER nimmt vielmehr eine Teilung in zwei Decken an, die Inntaldecke im N und die Lechtaldecke im S, deren Trennungsfläche ungefähr der Muldenmitte entlang verlaufen würde. Natürlich kann man solche Bewegungsflächen annehmen, sie sind auch dem Streichen entlang mehrfach vorhanden, doch scheint mir die Annahme einer doch so bedeutenden Überschiebungsbahn hier ganz unwahrscheinlich. Die symmetrische Anordnung der Schichtfolgen würde sie zwar nicht ausschließen, aber die weitere Fortsetzung nach Osten ist nicht mehr gut möglich, AMPFERER selbst fand hier Schwierigkeiten (S. 447). Auch innerhalb der Zone fand ich bei meinen Aufnahmen keinen Hinweis für eine solche Bewegungsfläche höherer Ordnung, wie es diese Deckengrenze darstellen würde.

Die Mulde als Großform ist nach einer etwa N 65 ° bis N 80 ° E streichenden Achse geformt, also durch einen Zusammenschub in ungefähr NNW—SSE-Richtung. Im einzelnen ist aber dieser anscheinend einfache Bau wesentlich komplizierter. Das Streichen der Schichten, das im allgemeinen dieser Hauptmuldenachse folgt, schwenkt öfters in Richtung NE, stellenweise bis NNE ab, wie z. B. das Umschwenken des Hauptdolomitzuges samt den begleitenden Raibler Schichten zwischen Arzl und Bahnhof Imst. Dies kann mit einer örtlich vorkommenden NE—SW-Beanspruchung zusammenhängen oder auch mit dem in den nördlichen Kalkalpen weit verbreiteten Ostwestschub.

Diese Ostwest-Beanspruchung wirkte sich auch sonst sehr deutlich in diesem Streifen der Kalkalpen aus. Sehr häufig sind im ganzen Bereich Querverbiegungen und Aufwölbungen der Schichten nach steiler Achse, die selbst auch meist nur andeutungsweise, mitunter aber auch deutlich ausgeprägt erkennbar ist.

Die einzelnen Schichtglieder sind in ihrer Mächtigkeit im Verlaufe des Streichens sehr ungleich, was sicher auf tektonische Ursachen und zwar auf die N—S-Bewegungen zurückzuführen ist. Stellenweise fehlen manche

Schichtglieder oder Schichtverbände, wie z. B. besonders am Südflügel streckenweise Wettersteinkalk, Partnachschichten bis Muschelkalk, oft auch der Buntsandstein.

AMPFERER hat bereits den Buntsandstein innerhalb der Partnachschichten im Osten der Imsterau als „unerwartete Einschaltung" beschrieben. Es dürfte sich hier wahrscheinlich um eine Einfaltung handeln. Auch die Wiederholungen der mächtigen Züge von Partnachschiefern mit den Kalken und Dolomiten des Muschelkalks sind wahrscheinlich tektonisch und möglicherweise durch Großfaltung entstanden. Denn große Bewegungsflächen, wie sie bei Verschuppungen zu erwarten sind, konnten auf längere Erstreckung nicht beobachtet werden. Im allgemeinen ist sonst die Schichtfolge, abgesehen von den Mächtigkeitsschwankungen und Ausquetschungen, sehr regelmäßig.

Querverstellungen, die auf jüngere Bewegungen zurückzuführen sind, waren in größerem Ausmaß bisher nur im Gebiet von Spadegg zu beobachten, konnten aber wegen der reichlichen Moränenbedeckung nicht näher untersucht werden. Wahrscheinlich stehen die Bewegungsflächen sehr steil und dürften eine Richtung von ungefähr N—S bis NW—SE haben.

Die Kluftsysteme sind in den starren Kalken und Dolomiten gut erkennbar (s. Diagramm 8). Länger hinziehende Störungszonen, wie in den kristallinen Schiefergesteinen, finden sich nur an den Grenzflächen der Karbonatgesteine und der Tonschiefer, wobei die Tonschiefer in den Grenzbereichen meist stärker durchbewegt sind. Öfters zweigen davon auch Flächen spitzwinkelig in den Schiefer hinein ab.

Häufig sind diagonal verlaufende Klüfte (NE- und NW) mit oder ohne Mylonitbildung, dann Klüfte nahe um N—S, die oft als glatte Bewegungsflächen mit keiner oder nur geringfügiger Mylonitbildung ausgebildet sind.

8. Gehängetektonik

An verschiedenen Stellen sind Klüfte, die bereits im Gefüge angelegt waren, aufgerissen und bilden nun offene Spalten. In den sogenannten Saulöchern am Gachen Blick, wo diese Erscheinung in den Phyllitgneisen besonders schön zu sehen ist, haben sie bereits über 1 *m* Breite. Es werden hiebei abwechselnd verschiedene Kluftrichtungen benutzt, so daß die Spalte einen mehrfach scharf gewinkelten Verlauf nimmt. Die abgelöste Masse — es sind meist recht starre Gesteine — kippt nach außen, so daß der Spalt oben meist am breitesten ist, und bricht mit der Zeit im Steilgehänge ab.

Reine Abrißspalten kommen auch in den Granitgneisen E der Gogles Alm vor, wobei ich Tiefen bis 10 *m* beobachten konnte. Hier liegen diese Granitgneise flach auf Phyllit und bewegen sich langsam nach außen, bis sie ebenfalls mit der Zeit abbrechen.

In dem Steilhang im Bereich des Einlaufbauwerkes Runserau sind es hauptsächlich Abrisse und Überkippungen der steil stehenden parallel zum Hang streichenden Phyllitlagen, die bei stärkerem Ausmaß zu Blockhängen führen. Diese Ablösespalten reichen bis in das Stollenniveau, wie auch in der Voraussage vermutet wurde.

Am Osthang des breiten Rückens NE der Venet A. ist eine größere Felsmasse (Quarzphyllit und Gneisphyllit) von mehreren hundert Metern Breite als ganzes mit ähnlichen Abrißspalten um 20—30 *m* abgesessen an wahrscheinlich schaufelförmiger Bewegungsfläche.

9. Jüngere Ablagerungen (Lockermassen)

Schutt- und Moränenbedeckung waren besonders in den höheren Gebieten für den Stollenbau ohne Interesse. Ich konnte mich daher nicht näher damit befassen und sie sind auf der Karte einheitlich zusammengefaßt. Ihre Ausscheidung war aber nicht nur wegen der Darstellung der unerschlossenen Bereiche von Wert, sondern war sogar sehr wichtig, da sie durch ihren Verlauf oft Störungslinien anzeigen können.

Das Becken von Wenns ist zu einem großen Teil mit mächtigen Moränenablagerungen ausgefüllt, auf der an einzelnen Stellen auch Terrassensedimente (Schotter und Feinsande) aufliegen. Wahrscheinlich verdecken sie einen alten Lauf des Pitzbaches, der ehemals in gerader Fortsetzung der oberhalb gelegenen Schlucht, dann in weitem Bogen gegen den nunmehr von Moräne bedeckten Felsabfall unterhalb Wenns wieder in Richtung ihres jetzigen Unterlaufes abbog. Auch hier dürfte der alte Lauf noch etwas weiter W ihres jetzigen Bettes gelegen sein, da dieses mit dem rechten Hang in Fels eingeschnitten ist, während der Westhang durchaus von Moräne gebildet ist.

10. Überblick über den Gebirgsbau

Aus meinen Neuaufnahmen, zusammen mit den bisherigen Kenntnissen, läßt sich folgende vermutliche Abfolge im Gebirgsbau geben:

1. Einer ursprünglichen Gesteinsfolge entsprechen heute vom älteren zum Jüngeren: Ötztaler Gneise, Phyllitgneise, Quarzphyllit, Gesteine der Grauwackenzone, Verrucano und das Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. Diese wurde in einer älteren Gebirgsbildungsphase durch große Bewegungsvorgänge hauptsächlich nach Richtung ungefähr N—S verformt. Die Ötztaler Gneise sind wahrscheinlich schon dabei mindestens östlich unseres Bereiches über die Quarzphyllite vorgeschoben worden, im Meridian Venet jedenfalls der Phyllitgneis von Piller, wobei er von Quarzphyllit dabei zum Teil wieder überdeckt wurde. Diese beiden wurden nach B-Achsen ENE durchbewegt und verformt, hiebei die tieferen Teile bis zu den Kalkalpen und die nördlichen Bereiche, besonders die Grauwackenzone, stark eingeengt, die Kalkalpen in eine Mulde zusammengeklappt. Nur höhere Teile des Quarzphyllits mit nach E absteigender Achse blieben als flache Mulde erhalten. Die Phyllitgneise selbst schon in N—S-Richtung zusammengestaucht, legten sich als flache Platte über den eingeengten Quarzphyllit.

Dadurch ergab sich also für den Quarzphyllit ein in der Tiefe stark eingeengter Bau mit vorzugsweise ENE bis E berichtetem Streichen und steiler Stellung der Schieferung. Er wird nach der Höhe durch einen flacheren Bau abgelöst. Die Übergangszone liegt im Profil des Venet in etwa 1600 *m* SH und senkt sich allmählich, zuerst recht flach, dann mit etwa 20° örtlich auch mehr nach Osten, so daß sie bereits erheblich unterhalb Wenns einfällt. Doch ist es eine breitere Übergangszone, in der wie in der Gegend W Wenns Bereiche mit steiler und flacher Lagerung wechseln.

Es folgten noch stetige Verformungen auch nach anderen abweichenden B-Achsen, die sich aber im Gefüge viel weniger auswirkten. Unter ihnen war besonders deutlich erkennbar die Achsenrichtung N 60° W.

Auch im Kluftgefüge prägten sich diese Verformungen deutlich aus und es lassen sich die entsprechenden Gefüge gut den Plänen zuordnen.

2. Wahrscheinlich schon interferierend mit diesen Verformungen (als B′ ⊥ B) traten Bewegungen und Beanspruchungen in Richtungen ungefähr E—W (bzw. ENE—WSW) auf, die ein Zusammenstauchen in dieser Richtung mit Querfaltungen und Knickungen der alten Achsen und der Gesteinslagen bewirkten.

3. Schließlich trat eine Phase ein, in der die unstetigen Bewegungen vorherrschten. Es kam zur Ausbildung der großen Störungsflächen und Blattverschiebungen mit ausgeprägten, tiefgreifenden Mylonitzonen und Zonen nachkristalliner starker Verschieferung. In den Richtungen N 30 ° E, WNW und ENE verlaufen oft wie ein großes Netzwerk die längsten und andauerndsten Störungsflächen mit wahrscheinlich auch größter Gesteinsauflockerung. Es wurden aber auch ältere, schon vorhandene Kluftrichtungen wieder betätigt, wie die Richtungen NW (sehr häufig), NE und die um N—S schwankenden, manchmal allerdings nur als dünne Fugen ohne wesentliche Gesteinszertrümmerung.

Diese jungen Bewegungen erfaßten auch ganze Gesteinszonen, wie die Zone des Verrucano mit den angrenzenden Grauwackenschiefern am Südrande der Kalkalpen. Im Innern des Quarzphyllits wirkten sie sich besonders in den Randzonen gegen festere Gesteinslagen, wie den Granitgneisen aus. Es sind dies Inhomogenitätszonen an der Grenze der höher teilbeweglichen gegen starrere Gesteine.

Hinsichtlich des Relativsinnes der Bewegungen ist hier noch darauf hinzuweisen, daß im Grenzgebiet Kalkalpen—Grauwackenzone öfters an lotrechten Harnischrillen eine Bewegung des nördlichen Teiles gegenüber dem südlichen nach abwärts zu beobachten war.

B. Die geologischen Verhältnisse im Druckstollen

(Die Ergebnisse der Stollenaufnahmen)

1. Vorbemerkungen

Die geologischen Stollenaufnahmen für den Richtstollen erfolgten allgemein im Maßstabe 1 : 200 und wurden mit Angabe der wichtigsten geologischen und baugeologischen Einzelheiten in Stollenbändern für je 200 *m* dargestellt. Eine erste Zusammenfassung wurde von den einzelnen Bearbeitern im Maßstabe 1 : 1000 in Abschnitten von je 1 *km* durchgeführt, wobei die wichtigsten Gefügedaten auch in statistischer Darstellung als Diagramme im allgemeinen für je 200 *m* gebracht wurden. Die baugeologischen Verhältnisse (Standfestigkeit für Richtstollen und Vollausbruch) sind von der Bauleitung eingetragen worden!

Die Verteilung der einzelnen geologischen Bearbeiter, die die Stollenaufnahmen durchführten, war folgende:

Baulos Imsterau bis Einmündung des Fensterstollens: O. SCHMIDEGG;
Baulos Wenns 0—1600 *m*: A. FUCHS;
Baulos Wenns 1600 *m* bis zum Durchschlag: W. HEISSEL;
Baulos Runserau 0—3000 *m*: A. FUCHS;
Baulos Runserau 3000 m—Durchschlag: K. MIGNON;
Fensterstollen Wenns: A. FUCHS.

Die Stollenbeschreibung wird hier nur für den von mir aufgenommenen Abschnitt Imsterau des Druckstollens gegeben. Auch die Folgerungen (für das Gefüge) sind vorzugsweise aus den dabei gemachten Beobachtungen abgeleitet. Der Vergleich zwischen den geologischen Verhältnissen im Gelände und im Stollen erstreckt sich jedoch auf den ganzen Stollen, wobei neben Beobachtungen bei gelegentlich von mir durchgeführten Begehungen, die Stollenaufnahmen der übrigen Bearbeiter verwendet wurden.

Damit wird in beiliegendem Längsschnitt eine Gesamtübersicht über die geologischen Verhältnisse des ganzen Stollens im Maßstabe 1 : 10.000 gegeben werden, der bis an die Gebirgsoberfläche reicht und somit als geologisches Gesamtprofil gezeichnet werden konnte. Die Verbindung von Stollen und Geländeoberfläche ist mit Hilfe des tektonischen Gefüges konstruiert, muß aber teilweise als schematisch gelten.

Ein schmaler Grundriß im Stollenniveau längs des Stollens in 50 *m* Breite gibt den unmittelbaren Vergleich mit der von mir aufgenommenen geologischen Karte in gleichem Maßstabe. Auch in diesem Gesamtschnitt sind die Austritte der Gebirgswässer und die baugeologischen Daten angegeben, ferner die Standfestigkeit nach Gebirgsklassen für den Richtstollen.

2. Beschreibung der Stollenaufschlüsse im Abschnitt Imsterau bis zum Fensterstollen Wenns

Dieser Stollenabschnitt wurde fast durchaus im Richtstollen aufgenommen außer den letzten 42·5 *m* vor dem Fenster Wenns (ab 3699 *m*). Alle Angaben beziehen sich daher, wenn es nicht anders erwähnt ist, auf den Richtstollen, die Meterangaben auf die Baustationierung Imsterau. Es wurde getrachtet, die geologische Aufnahme besonders im Bereich der kristallinen Schiefer, möglichst alle 14 Tage durchzuführen, in gebrächen Strecken, in denen Verschalung notwendig war, öfters, so daß die Aufschlüsse möglichst in frischem Zustande und bei wenig Verdeckung beobachtet werden konnten. Nur bei sehr standfesten, wenig veränderlichen Gesteinen wie dem Hauptdolomit waren auch größere Zeitabstände möglich. Es ergab sich so eine fast lückenlose Aufnahme. Nachher wurde gelegentlich das Verhalten der Gesteine bei längerem Stehen nachkontrolliert, stellenweise auch bei Vollausbruch. Die Aufnahme des Vollausbruches selbst hätte zu viel Zeit erfordert, wäre bei den großen Ausmaßen des Stollens, der schwer zugänglichen Höhe besonders und bei der oft rasch nachfolgenden Torkretierung auch sehr schwierig gewesen.

Zur Aufnahme von sehr nassen Strecken mit von der Firste rinnenden oder stark tropfenden Wasser habe ich weiße Zelluloidplatten verwendet, auf denen sich auch unter Wasser mit Bleistift leicht schreiben und zeichnen läßt. Sie lassen sich nach der Übertragung ohne weiteres mit Alkohol reinigen und wieder verwenden.

Der Stollen durchfährt im Abschnitt Imsterau die kalkalpine Zone mit dem eingeklemmten Muldenkern, dann den Übergang zu den Grauwackenschiefern und weiter zum Quarzphyllit. In diesem liegt die Einschaltung der gneisigen Phyllite (Zone von Steinhof), in denen auch eine überprägende Querschieferung NNE—NE auftritt, sowie der Übergang zur flachen Sohle der Wennser Mulde einsetzt. Es ist somit der verhältnismäßig interessanteste Teil des Stollens.

a) Kalkalpiner Teil

Auf den Partnachschiefern, in denen der vordere Schacht des Wasserschlosses fußt, folgt zunächst eine Zone von stark gestörtem, zum Teil mylonitischem Dolomit und eine Kalklage von wechselnder Mächtigkeit. Hier, bei Baustationierung O von Imsterau mündet der Fensterstollen ein.

Dieser verlief von NE her genau einer Kluft entlang. Zuerst ganz im Dolomit, wurde sie erst unangenehmer, als im Osten Partnachschiefer angrenzten (dieselbe Lage wie im Druckstollen), die hier an der Kluft nach N vorgeschoben waren, teilweise unter Schleppung. Dann wurde die gestörte Kalk-Dolomit-Zone schräg gequert. Die Kalke enthielten hier schmale grünliche Schiefereinlagen (Tuffite?) und meist daran gebunden einzelne kräftige Wasseraustritte.

Besonders ergiebige Wasserführung wies der nun im Hauptstollen einsetzende Dolomit auf, am meisten trat aus einer etwa 30° nach N fallenden Kluft mit stark ausgewaschenen Hohlräumen. Der fast schichtungslose Dolomit war von zahlreichen Kluftflächen verschiedener Richtung durchsetzt, von denen einzelne wellig gebogen waren. Trotzdem war der Dolomit recht fest.

Von 22 *m* an setzte allmählich wieder eine Schichtung ein mit einzelnen Lagen von drusig-kavernösem Dolomit, in dem auch eine starke Quelle an einer flachen Verschiebungskluft auftrat (bei 35 *m*). Von 37—110 *m* wechseln gut gebankte Kalk- und Dolomitlagen, die aber ohne Probe mit Salzsäure oft kaum zu unterscheiden waren. Das Streichen ist bei steilem S-Fallen ENE bis NE. Auch hier trat noch reichlich Wasser auf, während sich gleichzeitig das Wasser in der vorigen Dolomitstrecke verminderte.

Nun folgten von 107/110 bis 115 *m* dunkle Tonschiefer (Partnachschiefer?) mit unregelmäßigen Kalk- und Dolomiteinschaltungen und dann bis 154 *m* sehr fester ungeschichteter Kalk von schwach graubrauner Färbung, der teilweise etwas dolomitisiert ist und wahrscheinlich Wettersteinkalk darstellt. Er ist nur wenig zerklüftet und sehr fest. Tropfwasser zeigte sich überall, auch einige größere Wasseraustritte.

Bis 207 *m* ziehen sehr dunkle bis schwarze Tonschiefer durch mit einer unregelmäßig begrenzten Bank von dunklem Kalk und einer Dolomitlinse. Die Tonschiefer, die fast kalkfrei sind, sind hier sehr stark verschiefert, steilachsig verfaltet und zerschert, daher zum Teil recht gebräch. Wahrscheinlich stellt dieses Schichtpaket mindestens teilweise Raibler Schichten dar, vielleicht auch Kössener Schichten. Der Hauptdolomit scheint in dieser stark zerscherten Zone größtenteils ausgequetscht zu sein. Nur am W-Ulm trat zwischen 207 und 210 *m* ein stark zertrümmerter Dolomit auf, der nach E mit einer Kluft an eine mergelige Breccie mit Schieferstücken stieß.

Nur die folgende 6 *m* breite Bank von gut geschichteten Kalkmergeln, die in lotrechter Lage quer über den Stollen streichen, waren ziemlich ungestört. Sie vertreten am ehesten die Liasfleckenmergel. Anfangs recht standfest, neigten sie unter dem Einfluß des hier wieder reichlicher zutretenden Wassers bald sehr zum Nachbruch.

Bei 216 *m* werden sie von einer 1—5 *m* breiten Quetschzone, die aus stärker zerpreßten Mergeln mit dunklen Tonschieferlagen besteht, vom

folgenden Dolomit getrennt. Auch sie brachte das Wasser bald zum Ausbrechen.

Nach dieser Quetschzone tritt der Stollen bei 217 *m* in den mächtigen Hauptdolomit ein, der den Timmler Kogel aufbaut und im Stollen bis 1071 *m* anhält. Damit war er in diesem Niveau (844 *m*) um 150 *m* mächtiger als obertags. Der im allgemeinen gut geschichtete, nur stellenweise schichtungslose Dolomit war durchwegs sehr standfest und brauchte nirgends Einbau, da auch die oft nicht wenigen Klüfte und Störungen (Mylonitzonen) die Standfestigkeit bis auf wenige örtliche Nachbrüche in keiner Weise beeinträchtigten. Das Streichen ist durchschnittlich ENE, das Einfallen steil S.

Die Wasserführung war bis auf die letzten Abschnitte recht beträchtlich, nur wenige Strecken waren einigermaßen trocken. Das Wasser kam aus verschiedenen Klüften. Sehr viel Wasser führten bei 299 und 317 *m* zwei mylonitische Klüfte von 10—20 *cm* Breite, die in E—W-Richtung den Stollen querten. Am auffälligsten waren aber ungefähr dem Stollen entlang streichende Klüfte in NNE- bis NNW-Richtung, die mit rotem Lehm gefüllt waren und besonders beim Vortrieb sehr viel Wasser führten, das zum Teil anfangs unter Druck austrat. Von etwa 800 *m* an nimmt die Wasserführung allmählich ab und ist ab etwa 1000 *m* recht gering.

Auch die Schichtung ist von etwa 1000 *m* an kaum mehr erkennbar und bei 1071 bis 1076 dringen von Ost her dunkle Tonschiefer, die den Raibler Schichten zuzurechnen sind, zusammen mit Einlagerungen von dunklen Dolomiten und Kalken in den Stollen herein. Sie endigten aber in seiner Mitte unter steiler Verfaltung und Auskeilen. Am Westulm stand Dolomit an, den noch zwei schmale Schieferlagen vom Hauptdolomit trennten. Zu den Raibler Schichten gehören wohl auch noch die nächsten 20—30 *m*, in denen das Gestein in seiner Beschaffenheit etwas wechselt: Es sind Kalke, Dolomite und dolomitische Kalke mit einzelnen schmalen Schieferlagen. Auch ist das Gestein hier ersichtlich stärker beansprucht als sonst der Hauptdolomit. Wasser trat wieder reichlich an einer Kluft in mylonitischen Kalken bei 1082 *m* auf.

Bei etwa 1100 *m* geht das Gestein allmählich wieder in Dolomit über, der sicher dem Niveau des Wettersteinkalkes angehört, wie aus den schönen Großoolithstrukturen, unregelmäßig geformte fossile Sinterbildungen, hervorgeht. Bis auf geringe kalkige Reste ist das Gestein größtenteils dolomitisiert. Schichtung ist nur an wenigen Stellen als Wechsel in der Grautönung erkennbar. Wie im Nordflügel ist das Gestein auch hier nur wenig zerklüftet und daher sehr fest, bis auf geringes Kluftwasser auch ganz trocken.

An einer NE-Kluft, die bei 1326/29 den Stollen quert, beginnt wieder eine Folge von dunklen Kalken mit schwarzen Tonschiefern. Es ist Muschelkalk+Partnachschiefer. Zunächst sind es Kalke mit schmalen Schieferlagen, dann vorwiegend Schiefer im Wechsel mit Kalkbänken, wobei auch die Schiefer recht kalkhältig sind. Darauf folgt ein mächtiges Paket von Tonschiefern mit nur wenig Einlagerungen von Kalk und Dolomit. Die Schiefer sind hier sehr fest und ganz trocken, im frischen Anbruch kaum von Kalken unterscheidbar, da die Schieferung erst bei der Anwitterung in Erscheinung treten würde. Durchziehende Klüfte sind nur wenig vor-

handen, doch bei 1363/66 *m* Quarzgänge, die zum Teil quergreifen und bis 20 *m* breit werden.

Von 1425 *m* an folgt wieder Kalk, zuerst dünn, dann gröberbankig, hierauf schichtungslos. Erst bei 1490 *m* tritt wieder eine deutliche Bankung in den hier sehr dunklen Kalken auf, die durch dünnen Schieferbelag an den Fugen bedingt ist. Auch der von etwa 1500 *m* an einsetzende Dolomit führt diese Schieferlagen bis zu 1 *dm* Stärke. Die Schichtung steht mit E—W durchwegs senkrecht.

Bei 1519 *m* quert eine nur 1—2 *m* mächtige Lage von grünlichem Quarzit als Vertreter des Buntsandsteins den Stollen und schließt somit das Mesozoikum des Kalkgebirges ab. Der Quarzit ist an sich sehr fest, führt jedoch tonigen Belag an den Schichtflächen.

b) Anteil der kristallinen Schiefer

Mit 1520 *m* beginnen die phyllitischen Schiefer und zwar sind es zunächst Grauwackenschiefer, die besonders an den lagenweise auftretenden Quarzgeröllen gut zu erkennen sind. Die Schieferung steht anfangs sehr steil mit E—W bis ENE-Streichen, also quer zum Stollen. Da dieser außerdem durchwegs trocken war, war er im Vortrieb hinreichend standfest, wenn auch an manchen Stellen etwas nachbrüchig, was durch verschiedene tonig belegte Klüfte bedingt war. Vor allem waren es Scherflächenpaare in Richtung NNW und NNE mit steilem bis mittlerem Einfallen. Sie waren beim Vortrieb selbst oft kaum sichtbar, öffneten sich aber nach einigen Tagen bis Wochen und führten zu Nachbrüchen.

Von 1550 *m* an legt sich die Schieferung allmählich flacher und liegt dann ganz flach mit welligen Unterfaltungen bei horizontaler E—W-Achse. Die Nachbrüchigkeit ist hier besonders in der stark zerscherten Quetschzone 1569—1573 *m* erheblich größer. Danach steht der Phyllit mit nur geringen örtlichen Verfaltungen wieder steil.

Bei 1586/88 wird der Phyllit durch ein mächtiges Paket aus schiefrigem Sandstein bis Konglomerat (Verrucano) abgelöst. Diese klastischen Gesteine sind von weißer bis blaßrötlicher Farbe, meist etwas schiefrig und von schmalen Zwischenlagen eines dunkelroten Tonschiefers durchsetzt. Da es nur wenig Klüfte und keine Wasseraustritte gab, war das Gestein meist sehr fest, bis auf die stärker schiefrigen Teile, besonders die roten Schiefer.

Bei 1615—1620/22 folgt eine Zwischenlage aus sehr quarzreichen, dunkelgrauen bis schwarzen Phylliten, die beiderseits von dunkelroten Schiefern, die zum Teil konglomeratisch waren, begleitet sind. In den Grenzbereichen sind sie teilweise zerschert und phyllonitisiert.

Sehr fest war der nun folgende weiße bis rötliche Quarzit, auch die zweite Phylliteinschaltung (1625—1629 *m*), die aus dunkelgrauem, stark verquarztem Phyllit besteht. Die nächste Sandsteinzone ist schiefriger, auch stärker rötlich und geht allmählich, zum Teil in Wechsellagerung in dunkelroten, sandigen bis quarzitischen Schiefer über, dem wieder weißer bis rosafarbener, sehr fester Quarzit folgt, mit einzelnen schmalen roten Schiefereinlagen. Auch der ganze Bereich des Verrucano, der bis 1665 *m* anhielt, war vollständig trocken.

Der nächste Abschnitt von 1685·5 — etwa 1795 *m* wird von meist sehr dünnblättrigen Phylliten gebildet, die stellenweise, wie in den ersten Metern (bis 1690 *m*) konglomeratisch sind, vielfach sehr helle bis weiße feinserizitische Einschaltungen führen, auch allgemein eine hellere Farbe aufweisen als der eigentliche Quarzphyllit und daher noch zu den Grauwackenschiefern zu rechnen sind. Die Abgrenzung gegen die Quarzphyllite ist jedoch ganz unscharf. Die fast durchwegs sehr steile Schieferung streicht um E—W. Im allgemeinen ziehen nur wenig stärkere Scherflächen durch, die meist in spitzem Winkel zur Schieferung stehen oder in ihr selbst, öfters auch als Scherflächenpaare auftreten, wie ich sie im Gelände schon für das Gebiet von Piller beschrieben habe (s. Diagramm 7). Trotz der meist recht dünnblättrigen Beschaffenheit waren die Phyllite beim Stollenausbruch ziemlich fest bis auf einige stärker zerscherte oder verfaltete Bereiche und auch meist trocken. Erst später trat in einer Bewegungszone bei 1692 *m* im Ostulm etwas gipshaltiges Wasser auf, das die Verwendung eines gipsfesten Betons erforderte.

Der nächste Phyllitabschnitt bis etwa 2000 *m* zeigt schon größtenteils die Beschaffenheit von Quarzphyllit, wenn auch noch einzelne Lagen von hellen Serizitschiefern vorkommen. Vielfach treten stärkere Schwärme von Quarzlinsen auf. Bei 1825—26 *m* ist eine Lage von recht massigem Chloritschiefer eingeschaltet, nach 3 *m* dünnblättrigen Phylliten noch eine zweite mehr verschieferte Chloritschieferlage von 0·5 *m*. Er entspricht gut dem darüber im Gelände weithin verfolgbaren Chloritschiefer.

Im Stollenabschnitt von etwa 2000 *m* an herrscht bereits typischer Quarzphyllit von dunklerer, grauer bis grünlichgrauer Farbe, der bis 2060 *m* noch vielfach dünnblättrig, dann aber gröberflasrig ist. Weiße Serizitschiefer sind nochmals bei 2061 *m* als wenige Zentimeter starke Lage eingeschaltet. Auch hier kommen bereichsweise reichlich Quarzlinsen vor. Das Streichen pendelt bei steilem Einfallen nur wenig um E—W mit vorwiegend ebenflächiger Schieferung, da nur geringe Verfaltungen vorkommen.

Zwischen 2236 und 2240 *m* quert eine sehr ausgeprägte Störungszone, die sich sehr stark auswirkte, den Stollen. In einer Breite von 2—3 *m* ist der Phyllit gänzlich mylonitisiert und durch das zudringende Tropfwasser in Ton verwandelt und aufgeweicht. Von dieser Erweichung sind auch noch angrenzende Teile des noch die schiefrige Struktur aufweisenden Quarzphyllites erfaßt worden. Dadurch kam es schon beim Vortrieb zu größeren Verbrüchen, vor allem zu einem kaminartigen Ausbruch von 6 *m* Höhe, so daß gleich schwerer Einbau nötig war. Der endgültige Ausbau erforderte einen Außenring. Die Hauptbewegungsflächen hatten die Richtung N 70° W, bei steilem S-Fallen. Die Richtung der Hauptstörung war jedoch nicht eindeutig zu erkennen. Es liegen hier ähnliche Verhältnisse vor, wie sie in der Silltalstörung in der Tongrube an der Stefansbrücke schön aufgeschlossen sind. Auch dort ist der Phyllit unter Beibehaltung des alten Gefüges größtenteils in Ton verwandelt.

Nach dem Ausklingen dieser Störungszone bei etwa 2243 *m* wurde der Quarzphyllit wieder recht fest. An 2320 *m* beginnt die Schieferung vor allem im Einfallen wieder unruhiger zu werden und sich auch stärkere Verfaltungen einzustellen. Besonders stark verfaltet und zerschert ist der Bereich 2382—2397 *m* mit einer stark verschieferten Zone bei 2388 *m*,

die auch durch Tropfwasser schon etwas erweicht war. Diese Strecke war daher sehr gebräch, was sich besonders im Vollausbruch auswirkte.

Von 2404 bis 2470 *m* ist der Phyllit stark verquarzt und daher recht fest, nur eine stark schiefrige Zone quert zwischen 2458—2460 *m* den Stollen. Danach stellt sich die Schieferung vielfach flach, auch flache Klüfte stellen sich ein, die sich trotz des sonst festen Gesteins durch Nachbrüchen in der Firste unangenehm bemerkbar machten. Als Vorläufer späterer Umschieferungen querte bei 2506—2520 *m* eine Schar von Bewegungsflächen in Richtung NNE, 60° E spitzwinkelig den Stollen. Die Schieferung streicht noch E—W, fällt aber schon mit durchschnittlich 50—60° nach S ein, ab 2550 *m* wird sie noch flacher und wellig, sowie mit ganz flachen Klüften durchsetzt. Bei 2580 *m* quert eine schmale Schieferzone, begleitet von graphitischen Schiefern, den Stollen, bei 2590 *m* eine breite Schar von Lettenklüften.

Die Strecken mit flachliegender Schieferung, die meist mit ebensolchen Klüften verknüpft war, erwiesen sich als baugeologisch ungünstiger als die mit steiler Schieferung, obwohl auch letztere von steilen Scherflächen durchzogen waren.

Von 2720 *m* an bessern sich die baugeologischen Verhältnisse. Auch die starke Verfaltung mit horizontaler E—W-Achse zwischen 2740 und 2780 *m* vermochte die Festigkeit kaum zu beeinträchtigen. Bis 2828 *m* steht sonst gleichmäßig steil S-fallender Phyllit an, dann 10 *m* Graphitphyllit, 2 *m* heller Quarzit und nochmals 2 *m* Graphitphyllit, alle gut standfest.

Bei 2843 *m* setzt Amphibolit ein, ein durchwegs sehr festes Gestein, das teilweise gebändert und besonders anfangs von dünnen Schieferlagen und Quarziten durchsetzt ist, die aber im Stollen kaum unterscheidbar waren. Die Klüftung ist nur sehr gering, doch hat eine am Ostulm entlang ziehende N—S-Kluft den Ostteil um 2—3 *m* nach N geschoben. Zwischen 2863 und 2867 *m* ist eine dünnschiefrige glimmerreiche und recht gebräche Phyllitlage eingeschaltet mit lettigem Mylonit an der Nordgrenze. Wasseraustritte besonders als kleine Firstquellen kamen fast nur aus der südlichen Amphibolitlage.

Anschließend folgte bei 2893 *m* ein sehr gebrächer, mylonitisierter Phyllit, der in den ersten Metern vom Amphibolit aus stark durchnäßt war. Erst bei 2950 *m* war das Gestein wieder vorübergehend fester, da eine stark quarzitische Zone den Stollen querte. Im großen und ganzen ist in dem Bereich das Einfallen recht schwankend, flaches Einfallen wechselt mit steilerem, auch Verfaltungen kommen vielfach vor. Im allgemeinen wird das Einfallen aber mehr und mehr flacher. Damit im Zusammenhang wechselt auch die baugeologische Beschaffenheit. Bei 3120—3140 *m* quert eine Quetschzone mit steilen und flachen S-fallenden Scherflächen E—W und intensiver Verfaltung den Stollen.

Von 3250 *m* an wird der Phyllit stärker graphitisch, zunächst in Wechsellagerung, geht aber schließlich ganz in schwarzen Graphitphyllit über. Bis 3270 *m* führt er lagenweise reichlich rundliche geröllartige Quarzknollen (Konglomerate ?), die öfters in Linsen ausgezogen sind. In diesen verhältnismäßig mächtigeren Einschaltungen kann der Graphit wohl nicht durch Entmischung entstanden sein, sondern es dürfte sich um primär an Kohlenstoff reichere Lagen handeln. In zwei Zonen (3260—3270 *m* und

3280—3300 *m*) ist der Graphitphyllit scharf nach NNE umgeschiefert, wobei diese Schieferungsflächen steil nach ESE einfallen. Sonst ist die alte E—W-Schieferung mit horizontalen B-Achsen nach ENE bis NE verschwenkt und lenkt in die ENE-Schieferungszonen ein. Hauptsächlich infolge der stark schiefrigen Beschaffenheit war das Gestein recht gebräch und erforderte gleich Einbau, war jedoch meist trocken.

Bei ungefähr 3300 *m* tritt der Graphitgehalt wieder allmählich zurück, der Phyllit nimmt wieder eine graugrüne Farbe an, wird aber nach etwa 10 *m* quarzitisch bzw. gneisig, was den Übergang in die Zone der Gneisphyllite bedeutet. Das Streichen ist zunächst ENE, geht aber von 3330 *m* an in NE über, das Einfallen ist meist flach SE. Die Schieferung ist in diesen Gneisphylliten vielfach kaum ausgeprägt, das Gestein unregelmäßig blockig zerschert und deshalb trotz der quarzitisch-gneisigen und daher eigentlich festen Beschaffenheit recht nachbrüchig, besonders in der Firste. Infolge der größeren Klüftigkeit war fast immer Tropfwasser vorhanden.

Von ungefähr 3450 *m* an nimmt die unregelmäßige Klüftung ab und die Schieferung wird wieder deutlich. Sie liegt mit NE-Streichen meist flach, in Umschieferungszonen dreht sich das Streichen bis NNE. Das Gestein ist quarzitisch bis gneisig, daher hart und standfest. Auch die größeren Klüfte und Bewegungsflächen beeinträchtigen die Standfestigkeit nicht. Auch nicht die vorhin beschriebenen NNE-Klüfte, die jetzt nur mehr zu einer schwachen Umschieferung des Gesteins führten. Nur lagenweise tritt der Quarzgehalt zurück und das Gestein wird etwas schiefriger. Bei 3464 *m* trat in der Firste in hartem Quarzit eine größere Quelle auf, sonst war meistens Tropfwasser vorhanden.

Zwischen 3510 und 3550 *m* quert wieder mit NNE- bis NE-Richtung eine mächtige Quarzitbank den Stollen, im Wechsel mit schmäleren mehr schiefrigen Lagen. Hier tritt auch eine der sonst selteneren Bewegungsklüfte NNW auf, jedoch mit nur geringer Umschieferung. Danach wird das Gestein glimmerreicher, damit schiefriger, aber immer noch recht hart und fest. Der Phyllit enthält auch lagenweise Biotitschuppen, ein typischer Bestandteil für die Gneisphyllitzone. Auffallend ist auch ein reichlicher Gehalt an fein eingesprengtem Erz, besonders Pyrit, auch Magnetkies.

Von 3630 *m* an wird das Gestein wieder stärker phyllitisch, die Schieferung wird nach den B-Achsen NE vorübergehend steiler, ab 3650 *m* aber wieder flacher mit NNE-Streichen und flachem Einfallen von 20° nach ESE.

Bei 3684·8 *m* war die Durchschlagstelle.

Zwischen 3689 und 3696 *m* zieht in Richtung N 60° W, 70° S eine bis 4 *m* breite mylonitische Störungszone durch, die von einem lehmigen Trümmerwerk aus Phyllit erfüllt ist und reichlich Wasser von der Firste her führte. Diese Zone verursachte schon im Vortrieb des Richtstollens von Wenns her besonders durch die reichlichen Wässer große Schwierigkeiten, so daß zunächst der Vortrieb eingestellt und erst später wieder aufgenommen wurde. Auch mehrere Meter beiderseits dieser Mylonitzone war das Gestein stark aufgelockert. Seine Schieferung verlief in Richtung N 40° E, 30° S, lenkte aber in der Nähe der Mylonitzone in diese ein. Diese Störungszone ist wahrscheinlich die Fortsetzung der von A. FUCHS im Fensterstollen bei 1419—1429 *m* angegebenen Kluftschar mit Richtung N 65° W, 77° S, die auch dort reichlich Wasser führte.

Nach dieser Störung wird der Phyllit allmählich wieder fester. Gesteinsmäßig stellt er einen Übergang von Gneisphyllit, der durch gneisige Lagen und einzelne Biotitschuppen kenntlich ist, zu Quarzphyllit dar, der nunmehr das Hauptgestein des Stollens bildet. Da wir uns hier im flachen Teil der Wennser Mulde befinden, ist die Lagerung meist sehr flach. Bei einem Streichen (auch der B-Achsen) von N 20—40° E, fallen die Schieferungsflächen 20—30°, seltener bis zu 45° nach E ein.

Hier mündet der Fensterstollen, in den der Pitzbach eingeleitet wird, ein. Die weiteren Abschnitte, Baulos Wenns und Runserau, werden in dieser Arbeit nur übersichtsweise im Vergleich mit den Geländeaufnahmen und der Voraussage besprochen.

c) Das Gefüge

Auch im Gefüge zeichnet sich deutlich die geologische Zweiteilung des durchfahrenen Gebirgskörpers ab. Wenn auch große Übereinstimmung besonders in der symmetriegemäßen Anlage der Gefüge der beiden Abschnitte besteht, so ist doch vor allem die baugeologische Auswirkung recht verschieden.

Die Gesteine des kalkalpinen Bereiches haben noch fast durchwegs das sedimentäre Gefüge, wenn sie auch bereits eine tektonische Beanspruchung erfahren haben und deren Merkmale aufweisen. Die größte Rolle auch in baugeologischer Hinsicht spielen noch immer die Schichtflächen. Etwas stärkere Beanspruchung im Gefüge zeigen nur Tonschiefer und Mergel; Kalke und Dolomite außer großräumiger Verbiegung meist nur Klüftung mit und ohne Bewegung und örtliche Mylonitisierung.

Die Phyllitzone im weiteren Sinne umfaßt dagegen durchwegs tektonisch stark durchbewegte und verformte Gesteine, die teilweise auch eine gewisse Kristallisation erfahren haben (Gneisphyllite). Ihr Gefüge ist nach Lage und Richtung der Beanspruchung und Verformung symmetriegemäß zuordenbar. Es wird hier in erster Linie gekennzeichnet durch die Schieferungsflächen (s-Flächen) und durch die Faltenachsen (B-Achsen). Baugeologisch wirken sich hier davon die s-Flächen am meisten aus, stellenweise aber auch die Faltenachsen. Die Bewegungsrichtung „a" liegt dann in der Schieferungsfläche s senkrecht zu B.

Im kalkalpinen Teil spielen in den Tonschiefern die Schichtflächen manchmal die Rolle der Schieferungsflächen, wobei die Standfestigkeit dieser Schiefer meist leidet. Wie man am stofflichen Wechsel erkennen kann, fallen die Schieferungsflächen auch bei manchen Phylliten, besonders den Grauwackenschiefern, mit den sedimentären Schichtflächen zusammen. Übergeordnet kann auch noch eine zweite jüngere Sekundärschieferung auftreten, die die Schichtung oder eine ältere Schieferung schneidet. Sie ist hier aber immer schwächer ausgeprägt.

Eine zweite Art von Gefügeflächen, die baugeologisch oft eine große Rolle spielen, sind die Klüfte als Fugen größerer Trennbarkeit. Zunächst können sie als Kleinklüftung auftreten, das sind die mehr oder weniger dicht gedrängten Klüftscharen, die meist gefügebedingt sind, also in symmetriegemäßer Beziehung zum tektonischen Gesteinsgefüge stehen. Diese Klüfte haben, solange daran noch keine wesentliche Bewegung stattgefunden hat, in der Regel keine große Erstreckung. Am wichtigsten und

fast immer vorhanden ist die Querklüftung, die senkrecht zu den B-Achsen des Gefüges steht. Häufig sind auch Klüfte parallel zu den Hauptrichtungen des Gefüges, besonders zu „B". Oft wird auch ein Winkel von 45° bevorzugt. Siehe z. B. Diagramm 2600—2800 *m* und 3000—3200 *m*, wie überhaupt die Diagramme die beste Übersicht über die Kluftverteilung und ihre Beziehung zum Gefüge geben.

Diese Kleinklüftung spielt im Stollen selbst baugeologisch im allgemeinen eine geringe Rolle. Wenn die Klüfte dicht geschart auftreten, kann bei manchen Gesteinen eine Schwächung der Standfestigkeit eintreten.

Wenn aber, wie das bei vielen Klüften der Fall ist, entlang der Kluft Bewegungen stattgefunden haben, sie also zu Bewegungsflächen wurden, so ist die Kluftfuge weiter ausgearbeitet und das Gesteinsgefüge an der Kluft gestört, was zu einer Schwächung des Gesteinszusammenhanges führt. Häufig ist an einzelnen Klüften das Ausmaß und die Wirkung dieser Bewegungen verstärkt. Sie streichen dann auch weiter durch und lassen sich oft weithin verfolgen. Die Auswirkung der Bewegung zeigt sich zunächst in Form von Harnischen, an denen die letzte Bewegungsrichtung oft an den Harnischrillen zu erkennen ist. Das muß aber nicht immer die Hauptbewegung sein, da sich die Bewegungsrichtung im Verlaufe der Bewegungsvorgänge auch ändern kann, wie sich überkreuzende Rillen beweisen. Bei den im Stollen beobachteten Harnischflächen überwiegen annähernd horizontale Bewegungsrichtungen. Viele Klüfte sind aber auch glatt ohne mit freiem Auge erkennbare Bewegungsrichtung.

Eine besondere Art von Bewegungsflächen sind die besonders im steilstehenden Phyllitgebiet sehr häufig auftretenden Scherflächenpaare. Sie liegen meist symmetrisch zu den Schieferungsflächen, aber nicht immer, den spitzen Winkel bei steilstehender Schnittgerade nach E und W gerichtet. Fast immer sind die ungefähr horizontalen Harnischrillen zu sehen mit Bewegungsrichtungen, die die Auswirkung einer Einengung in N—S-Richtung mit Ausweichen nach E—W erkennen lassen. Der spitze Schnittwinkel wird nach S hin allmählich größer, was wohl mit der Abnahme der Einengung nach S hin zusammenhängt. Baugeologisch treten diese Scherflächen sehr durch Nachbruch in Erscheinung.

Bei manchen Klüften kommt es auch zu einer weitergehenden Zerstörung des vorhandenen ± festen Gesteinsgefüges entweder nur im unmittelbaren Bereich der Kluft selbst oder auch in größerer Breite bis zu mehreren Metern (Störungszonen). Dabei kann das Gestein zwischen zwei glatten Flächen gänzlich mylonitisiert sein oder es ist ein Geflecht von Bewegungsflächen vorhanden, zwischen denen noch linsenartig das alte Gefüge, wenn auch oft aufgelockert, vorhanden ist. Bei größeren Störungszonen ist oft beides vereint: Im Innern eine Mylonitzone, außen stark zerscherte und verschieferte Zonen, wie es auch bei den Störungszonen von 2240—3692 *m* der Fall ist.

Hiezu kommt dann noch, daß bei Gesteinen, die durch den Einfluß der Feuchtigkeit leicht tonige Umsetzungen gewisser Silikate erleiden, wie besonders hier die Phyllite, sich der entsprechende Anteil des Mylonits in meist mit etwas Quarz gemischten Letten umwandelt. Diese Lettenklüfte sind baugeologisch besonders unangenehm. Fast alle Klüfte enthalten in diesen Gesteinen einen tonigen Belag, der wesentlich zur Nach-

brüchigkeit beiträgt. Derartige tonige Umsetzungen gehen auch in anscheinend ganz unversehrtem Gestein unter Beibehaltung seines alten Gefüges, z. B. der Falten, vor sich. Es wird dabei vollkommen erweicht, steht zunächst in trockenem oder leicht bergfeuchtem Zustande fest, bricht aber dann bald stark nach. Dies war besonders bei der Störung 2240 *m* der Fall.

Auch an sich feste Gesteine, wie der Buntsandstein und Dolomite mit dünnen Schieferzwischenlagen können Klüfte mit Lettenbelag bilden und neigen dann sehr zu oft unerwartetem Nachbruch, wie der Buntsandstein bei 1530 *m*, wenn die Stollenfeuchtigkeit länger einwirkt.

Das Ausmaß der Zerstörung des Gesteingefüges, also das was die Bedeutung der Störung ausmacht, hängt nicht oder kaum von der Größe der Bewegung ab, die Verschiebungsbeträge sind meistens nur sehr gering, im Bereich des Stollens waren sie nur in Dezimeter- bis höchstens Meterausmaß zu beobachten, als vielmehr von der Beanspruchung, die das Gestein dabei erfuhr. Größere Bewegungen sind eher entlang ausgesprochener Schieferungsbahnen zu erwarten, wie z. B. in der Grenzzone Kalkgebirge—Phyllitzone, im Ausmaß aber nicht feststellbar, sondern nur an ihren Auswirkungen, wie Auswalzungen zu vermuten. Im allgemeinen ist mehr mit Summierung von Teilbewegungen bei Schieferungsflächen und auch bei Klüften zu rechnen.

Die Bewegungsflächen und -zonen können sich oft auf sehr weite Strecken hinziehen, allerdings wie sonst die Erfahrung lehrt, auch ziemlich rasch ausklingen, auch in kleinere Flächen nach verschiedenen Richtungen sich zerschlagen. Daher ist es auch erklärlich, daß selbst bedeutende Störungsflächen sich nicht bis an die Oberfläche fortsetzen und umgekehrt.

Besonders in Phylliten kommen auch gestörte, d. h. stark gebräche Zonen vor, in denen keine wesentlichen Bewegungsflächen sichtbar sind, doch starke Mylonitisierung der Quarzlinsen und verstärkte Durchbewegung im Gefüge, wie z. B. in dem recht gebrächen Abschnitt 2950—2970 *m*.

Sehr wesentlich und ausschlaggebend für die Auswirkung der Beanspruchung an den Klüften auf die baugeologische Beschaffenheit ist das Gestein selbst. In an sich festen Gesteinen, wie den Kalken, Dolomiten, Quarziten und Amphiboliten wirken sich die Klüfte auch mit starken Bewegungen nur in Form schmaler, vielfach glatter Kluftfugen oder als schmale Mylonitzonen aus, die die Standfestigkeit des Gesteins kaum oder überhaupt nicht beeinträchtigen. Dies zeigt z. B. der Abschnitt 3350 bis 3600 *m*, in dem in den quarzitischen Gneisphylliten auch bedeutendere Bewegungsflächen keinen Einfluß auf die Standfestigkeit haben. In den Phylliten hingegen wirken sich gleiche Flächen mindestens in einer stärkeren Verschieferung mit Entfaltung zahlreicher, zum Teil auch auffiedernder Bewegungsflächen aus, wodurch das Gestein viel gebrächer wird.

Bereits entstandende Kluftfugen können auch bereits wieder ausgeheilt sein, wodurch das Gestein wieder seine normale Standfestigkeit erhält, mitunter sogar noch fester werden kann. Im Stollenabschnitt Imsterau sind diese Ausheilungen nicht häufig. Meist ist hiezu der Stoffbestand des Gesteins selbst verwendet, in Phylliten daher Quarz, in Dolomiten Dolomit. Es kommt auch Zuwanderung vom Nachbargestein vor. In Partnachschiefern wurden Gänge mit Quarz (bei 1367 *m*) und solche mit Dolomit beobachtet.

Im kalkalpinen Bereiche ist die vorherrschende Gefügefläche auch in baugeologischer Hinsicht durch die Schichtung gegeben, die zwar manchmal nur in der Färbung als Bänderung des Gesteines erkennbar ist, meistens sind es jedoch auch mechanisch wirksame Schichtfugen. Sie fehlen nur im Dolomit zwischen 0—37 *m*, der dafür stärker zerklüftet ist, und im Wettersteinkalk bzw. -dolomit.

Das Einfallen der Schichtung ist fast immer steil S bis senkrecht. Das Streichen im vorderen Teil des Stollens bis 120 *m* NNE bis NE, weiter E—W, im Hauptdolomit schwankt es zwischen E—W und ENE und der letzte Abschnitt vor der Schiefergrenze wieder E—W.

Die häufigsten Klüfte fallen mit der Schichtung zusammen. Die ausgeprägtesten und die auch am weitesten durchstreichen, verlaufen bei steiler Stellung in Richtungen um N—S, wobei sie, manchmal gebogen zwischen NNE und NNW schwanken. Sie finden sich auch im Bereich des Kraftabstieges (Dolomit 0—37 *m*), wurden im Stollen aber nur im Hauptdolomit angetroffen und zeichnen sich besonders durch starke Wasserführung aus. Weitere Kluftlagen sind aus den Diagrammen zu entnehmen. Es sind entweder glatte Klüfte oder mit Mylonit gefüllte (bis einige Dezimeter) oder mit eingeschwemmten Letten, wie besonders bei den N—S-Klüften des Hauptdolomits. Die Standfestigkeit wird aber nur beeinträchtigt, wenn sie bei einem an sich schon weniger festem Gestein, wie bei manchen Dolomiten (z. B. um 10—20 *m*) gehäufter auftreten.

Stärkere tektonische Beanspruchungen zeigen nur die Tonschiefer, die bereichsweise (z. B. 200—210 *m*) von Bewegungsflächen durchsetzt sind und damit verbunden auch steilachsige Faltungen aufweisen.

Im vorderen Teil der phyllitischen Gesteine sind die Schieferungsflächen fast durchaus nahe um E—W gerichtet, vorwiegend ungefähr senkrecht oder steil nach S fallend. Nur in kurzen Abschnitten treten neben Verfaltungen mit horizontalen bis wenig nach E fallenden Achsen auch flachere Lagen auf. Diese Steilstellung quer zur Stollenrichtung wirkte sich baugeologisch sehr günstig aus. In großen Teilen war das Gestein wenigstens beim Vortrieb ganz gut standfest. Von etwa 2500 *m* an wird das Einfallen zunehmend weniger steil (bei E—W-Streichen), auch Bereiche mit stärkerer Verfaltung und flacher Lage treten öfter auf und vermehren die gebrächigeren Stellen. Von etwa 3300 *m* an dreht sich das Streichen mehr nach NE bis NNE. Auch treten in diesem Bereich häufig steilstehende Umschieferungszonen nach NNE auf, die schon von 3220 *m* an einsetzen und wahrscheinlich diese Drehung im Streichen bedingen. Die Umschieferungszonen wirken sich in den phyllitischen Bereichen baugeologisch durch erhöhte Gebrächigkeit aus, nicht aber in den Quarziten. Das Einfallen ist sonst vorwiegend flach mit wenigen steiler gestellten Bereichen dazwischen.

Die im vorderen Teil hauptsächlich in den Grauwackenschiefern in Erscheinung tretenden Bewegungsklüfte liegen meist sehr spitzwinkelig zur Schieferung, wie dies schon aus den Aufnahmen im Gelände vorausgesagt werden konnte und beruhen hauptsächlich auf den schon erwähnten Scherflächenpaaren. Sie stehen damit ebenfalls nahezu quer zum Stollen, also baugeologisch recht günstig. Weiter nach S mit dem Übergang in den Quarzphyllit wird der Winkel, den die Scherflächenpaare mit der Schieferung einschließen, allmählich größer bis zu 45°, auch flache

Klüfte treten auf, was wohl auch mit der öfter flacheren Schieferung zusammenhängt. Von 2500 *m* an kommen zunächst vereinzelt, später gehäuft NNE-Klüfte vor, die dann die schon erwähnte Umschieferung bedingen.

3. Übersicht über die geologischen Verhältnisse im gesamten Druckstollen und Vergleich mit den Geländeaufschlüssen und der Voraussage

a) Gesteine und Bau

Der nördlichste Teil des Stollens gehört bis 1520 *m* dem auf die Südseite des Inntales übertretenden Streifen der nördlichen Kalkalpen an, die vorwiegend aus Kalken und Dolomiten, zum Teil auch aus schiefrigen Gesteinen bestehen. Sie bilden hier, wie auch die Stollenaufnahme bestätigte, zwei symmetrisch zueinander stehende Serien mit den jüngeren Schichtgliedern in der Mitte und den älteren (Buntsandstein und Muschelkalk) an den Außenrändern. Die beiden Serien weisen jedoch einen sehr verschiedenen Schichtbestand, besonders hinsichtlich Mächtigkeit auf, was größtenteils auf tektonische Ursachen (Ausquetschungen) zurückzuführen ist. So bildet den Hauptanteil des südlichen Flügels der mächtige Hauptdolomitzug des Kogels mit über 800 *m* Mächtigkeit, während dieser Dolomit im Nordflügel stark ausgequetscht ist oder ganz fehlt, wie z. B. im Stollen selbst.

Beide Serien gehören daher wahrscheinlich einer großen ENE streichenden Mulde an, die mit steiler Schichtstellung eng zusammengeklappt und teilweise nach den steilstehenden Schichten stark zerschert wurde, besonders im Bereich des Muldenkernes. Die äußeren (nördlichen) Teile des Nordflügels weisen zum Großteil eine geringere Neigung nach Süden auf, die gegen den Muldenkern zu immer steiler wird.

Der Stollen durchfuhr vom Muschelkalk bzw. Partnachschiefer an die verschiedenen Schichtglieder, im wesentlichen in Übereinstimmung mit den hier allerdings spärlichen Geländeaufschlüssen, nur der Hauptdolomit, der darüber im Feldbachl 50 *m* mächtig war, fehlte im Stollen ganz. Im stark zerscherten Muldenkern wurden lotrecht stehend dünnschichtige Kalkmergel angetroffen, die wahrscheinlich Liasfleckenmergel sind. Die roten Jurakalke des Koglergrabens fehlen im Stollen.

Nach einer schmalen Bewegungszone, die ausgequetschte Reste der nunmehr schon dem Südflügel angehörigen Kössener Schichten enthält, setzt genau wie im Gelände der Hauptdolomit ein, der mit seiner guten Standfestigkeit einen raschen Vortrieb ohne Einbau ermöglichte. Er hielt 850 *m*, also länger als erwartet, an. Dann kamen erst die Raibler Schichten mit stark ausgequetschten Schiefern und in beträchtlicher Mächtigkeit Wettersteinkalk, Partnachschiefer, Muschelkalk und -dolomit und schließlich bei 1520 *m* Buntsandstein. Mit 440 *m* hatte dieses Schichtpaket daher im Stollen eine weit größere Mächtigkeit als im Gelände.

Die Südgrenze des Kalkgebirges war dadurch im Stollen um 650 *m* weiter nach Süden gerückt, als es nach den Geländeaufschlüssen zu erwarten war. Von Landeck bis zum Pitztal wird diese Südgrenze durch eine größtenteils recht gerade verlaufende und, soweit die Tiefenaufschlüsse in allen Bacheinrissen, auch dem Pitztaleinschnitt reichen, lotrecht stehende Störungsfläche gebildet, auch im Bereich über der Stollenachse. In ihrer

geraden Fortsetzung nach unten würde diese Fläche bei etwa 900 *m* den Stollen im Hauptdolomit erreichen. Ihr könnte etwa die steilstehende Kluft bei 920 *m* entsprechen. Es ist auch möglich, daß sie sich in der Tiefe überhaupt nicht mehr abbildet. Bemerkenswert ist, daß die Schichtflächen sowohl im Gelände, als auch im Stollen in diesem Bereich größtenteils sehr steil bis fast lotrecht stehen. Als Verbindung zwischen Gelände und Stollen scheint mir aber doch eine allmähliche Verbindung am wahrscheinlichsten, wie sie nach den Profilen AMPFERERS im Gebiet des oberen Stanzertales auch vorkommen, möglicherweise mit staffelförmigen Verschiebungen an flachen oder nach N fallenden Klüften, wofür jedoch Hinweise fehlen. Auch für die an sich mögliche Annahme einer großen waagrechten Störung fehlt jeder Anhaltspunkt. Sie müßte sich im Pitztalgehänge doch bemerkbar machen. Die Triasgesteine bilden also hier eine Ausbauchung nach Süden, die nirgends zutage tritt, und innerhalb der sie bei lotrechter Stellung wenig gestört und daher sehr standfest sind.

Auf eine wenige Meter starke Einschaltung von grünlichem, mylonitisiertem, aber doch recht festem Buntsandstein folgt eine wieder an steilen bis lotrechten Flächen stark durchbewegte Serie von phyllonitischen Schiefern mit eingeschalteten quarzreichen „Verrucanogesteinen" (vielleicht auch Buntsandstein). Wahrscheinlich liegt hier im großen gesehen ein linsenförmiger Bau vor, wobei die Verrucanolinsen im Stollen mächtiger waren als an der Oberfläche. Es ist anzunehmen, daß auch sie entsprechend der Kalkalpengrenze eine flexurartige Biegung mitmachen, die allenfalls durch örtliche Störungen geknickt ist. Die Phyllite konnten im Stollen mit Sicherheit als Grauwackenschiefer erkannt werden, die sich durch stärkere Dünnblättrigkeit, Farbunterschiede oft in lagenweisem Wechsel, von den auch reichlicher Quarzlinsen führenden Quarzphylliten unterscheiden. Besonders kennzeichnend sind aber einzelne geröllführende und meist auch graphitische Lagen. Die Abgrenzung gegen den Quarzphyllit ist ganz unscharf, es besteht ein sehr allmählicher Übergang. Das fast völlige Fehlen von Wasseraustritten im ganzen Bereich ermöglichte eine für Phyllite relativ sehr gute Standfestigkeit.

Da die Grauwackenschiefer im Stollen nur mehr halb so mächtig sind wie an der Oberfläche, war die Ausbuchtung durch die Trias schon ziemlich ausgeglichen und die Chloritschieferlage nur mehr 100 *m* nach der von Gelände her vorausgesagten Stelle durchfahren. Die nun folgenden recht typischen Quarzphyllite wurden mit ihrem Einfallen nach Süd allmählich immer flacher, was auch der Voraussage entsprach, doch waren sie im Stollen infolge des grobwelligen Baues streckenweise immer noch sehr steil.

Auch der Amphibolit, der im ganzen Pitztalgehänge die Gneisphyllite an ihrer Nordseite begleitet, wurde erwartungsgemäß angetroffen. Danach folgten noch einmal stark phyllitische Schiefer, wie sie im Gelände nur als ganz schmale Lage stellenweise zu beobachten waren, im Stollen aber als mächtigerer Keil zwischen Amphibolite und Gneisphyllit einschoben. Auch die im Gelände nur spärlich zu beobachtenden Graphitphyllite waren hier im Stollen als etwa 20 *m* mächtige Lage, die stellenweise vermutliche Quarzgerölle führte, gut ausgebildet. Danach kamen erst die erwarteten Gneisphyllite. Sie waren im Stollen allgemein stärker quarzitisch als an der Oberfläche, jedoch mit schiefrigen Zwischenlagen. Erkennbar waren

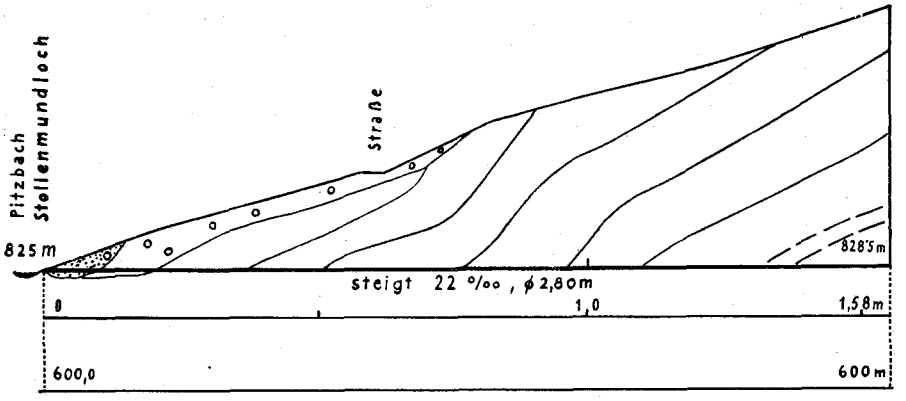


Abb. 1: Geologische Voraussage für den Fensterstollen (Längsschnitt).

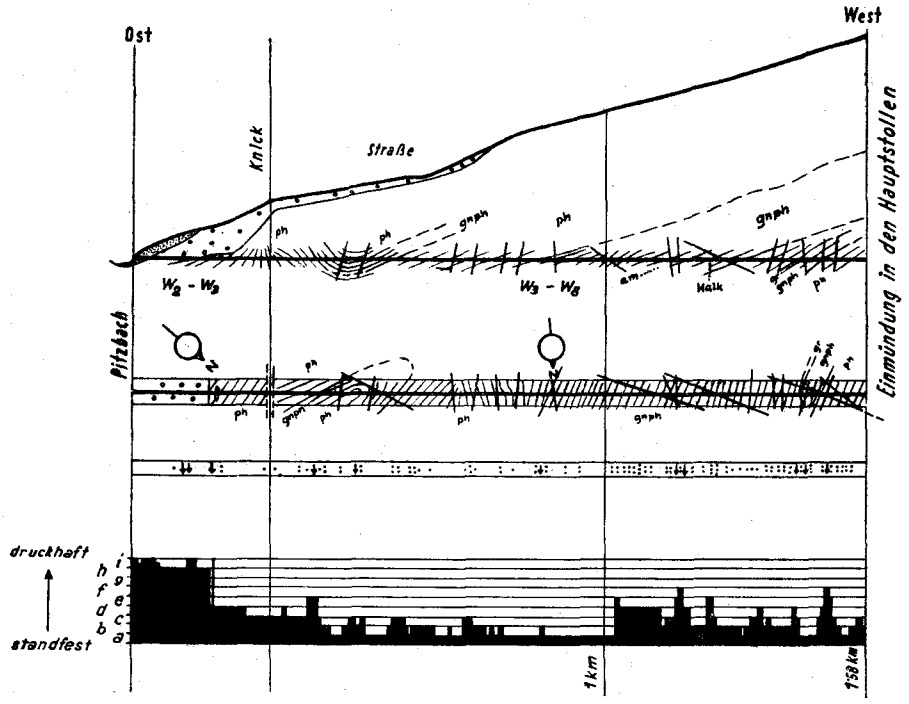


Abb. 2: Längsschnitt durch den Fensterstollen. Geologische Verhältnisse vereinfacht nach der Stollenaufnahme von A. FUCHS.

sie an den Biotitschuppen, auch führten sie oft reichlich fein eingesprengtes Erz. In baugeologischer Hinsicht bestätigte sich die Vorausage, daß sie standfester sind als die Quarzphyllite. Auch die Klüfte und Störungen, die das Gestein durchsetzen, wirken sich besonders innerhalb der quarzitischen Bänke kaum aus, ebenso wie die hier schon sehr flache Lagerung.

Im Gefüge zeigte sich im Stollen im Bereich der Gneisphyllite eine Umschieferung in die Richtung NE bis NNE unter steilem Einfallen nach NW. Zuerst (ab 3200 *m*) war sie nur in schmalen Streifen vorhanden, dann in einem größeren Bereich vorherrschend, daneben aber stellenweise noch die alte E—W-Richtung der Schieferung erkennbar. Gleichartige Änderungen im Streichen waren örtlich auch im Gelände beobachtet worden, besonders am SE-Hang des Gschwendkopfes und in der Gegend von Trenk und Auders (siehe geolog. Karte), so daß sie also in diesem Stollenbereich nicht überraschend kamen.

Die Gneisphyllite gehen allmählich im Bereich der Losgrenze in normalen Quarzphyllit über, teils in Wechsellagerung, wie dies das Profil des Fensterstollens (nach der Aufnahme Dr. FUCHS) zeigt, teils durch allmähliches Ausklingen und Auskeilen. Es ist allerdings der Gneisphyllit im frischen Zustand des Stollens oft schwieriger zu erkennen als das angewitterte Gestein an der Oberfläche. Das Profil stellt den Übergang im unbekannten Teil mehr schematisch dar.

Von der Einmündung des Fensterstollens an in Richtung Süd (Baulos Wenns) befindet sich der Stollen in der flachen Sohle der Wennser Phyllitmulde, die ein flaches Einfallen von etwa 20° in ungefähr Ostrichtung (genaue Achsenrichtung ENE) aufweist. Dementsprechend verläuft das Streichen der flach nach Ost einfallenden Schiefer ungefähr N—S, also in spitzem Winkel zum Stollen.

Innerhalb einer flachen Aufwölbung wurden Granitgneise angefahren, die durch Querstörungen abgeschnitten waren. Sie waren im Hangenden von sehr stark mylonitisierten Quarzphylliten begleitet, die sich baugeologisch höchst ungünstig auswirkten, besonders wo sie noch durch eine NNE—Störung durchsetzt waren. Bei der allgemein flachen Lagerung des Phyllits hielten sie länger an bis diese in steileres Nordfallen überging. Eine Zerscherung nach steilstehenden Flächen, in ungefähr WNW-Richtung quer zum Stollen, war aus den Geländeaufnahmen (Beobachtungen im Kronburger Graben) bereits vorausgesagt worden, ebenfalls das nun bis zur Losgrenze anhaltende Nordfallen. Die Gesteinsverhältnisse besserten sich dabei für größere Abschnitte etwas. Bei 2200 bis 2400 *m* (Baustat. Wenns) traten durch schmale Schieferzwischenlagen getrennt und wieder durch Querstörungen abgeschnitten mehrere Orthogneiszüge auf, die sicher dem großen Augengneiszug angehören, der über Larcher und Gogles Alm an der Südseite des Venet hinaufzieht und nach der Voraussage hier den Stollen schneiden sollte. Der Granitgneis war sehr gut standfest, auch die begleitenden Schiefer erwartungsgemäß hier nicht mylonitisiert. Seine Klüftigkeit bedingte einige größere Quellaustritte.

Bei mittlerem Einfallen nach N und meist ganz guter Gesteinsbeschaffenheit queren zwischen 3250 und 3400 *m* (Baustat. Wenns) mehrere Quetschzonen den Stollen, so daß die in der Voraussage für hier allein angegebene Kluftrichtung NW bei weitem vorherrscht. Ab 3550 *m* konnte HEISSEL schwache Biotitführung und etwas stärker kristalline Beschaffenheit der Phyllite feststellen. Es liegen damit Gesteine vor, die etwa den Gneisphylliten der Zone von Steinhof entsprechen. Ungefähr an der Durchschlagstelle gegen das Baulos Runserau gehen sie wieder in gewöhnliche Quarzphyllite über. Da MIGNON auch weiterhin keine Gneisphyllite angibt, dürften sie wohl gegen Süden hin ausklingen.

Mit einer flachen Aufwölbung gleich südlich der Durchschlagstelle, die wohl mit der vermutlichen Einfaltung der Quarzphyllite am Nordende der Phyllitgneisdecke in Beziehung steht, setzt flachwellige Lagerung ein. Die Phyllite liegen hier wahrscheinlich nahe unter der darüber lastenden Decke von Phyllitgneis, also in einem Inhomogenitätsbereich und sind daher stärker gestört, von zahlreichen Klüften durchsetzt und allgemein mehr gebräch.

Mit einer deutlichen kleinen Aufwölbung bei 3400 *m* (Baustat. Runserau) fallen die Phyllite von nun ab fast durchwegs nach S ein, wobei die Steilheit des Einfallens nach S hin zunimmt, nur bei 1200 *m* (Stat. Runserau) kommt vorübergehend auch N-Fallen vor. Die Beschaffenheit des Gesteines ist vorwiegend phyllonitisch, gleich wie der Quarzphyllit im Gebiet von Fließ und Landeck und gleich ihm nach S hin zunehmend etwas höher kristallin. Einschaltungen von Amphiboliten bei 3100 *m*, 3000 *m* und bei 900 *m*, wie sie auch im Gelände im Bereich von Fließ zu finden sind, nicht aber in der Phyllitgneisserie, weisen auch auf die Zugehörigkeit zur Quarzphyllitserie hin. Von FUCHS wurden im Stollen mehrfach wechselnd mit Quarzphyllit „gneisige Phyllite" angegeben. Es erscheint mir noch nicht sicher, ob es die feldspatreichen Gneise der Phyllitgneisserie sind, da diese im Stollen ohne genauere Dünnschliffuntersuchung kaum erkennbar sein dürften. Sie könnten sich jedoch als in die Tiefe reichende Keile der Phyllitgneisdecke auffassen lassen.

Bei der Abgrenzung zwischen dieser Decke und dem Quarzphyllit, wie sie im Längsschnitt dargestellt ist, wurde versucht, die Stollenaufschlüsse mit der im Gelände östlich Fließ gut erkennbaren Verzahnung unter Berücksichtigung des Flächen- und Achsengefüges in Übereinstimmung zu bringen, was sich auch ohne Schwierigkeiten erreichen ließ. Ein Zeichen, daß der hier gegebenen Darstellung wenigstens als Schema eine gewisse Wahrscheinlichkeit zukommt. Auch einige Störungen ließen sich so durch Hineinstreichen in die Phyllitzonen der Phyllitgneisdecke zwanglos in dieses Bild einordnen.

Die Auflockerung durch Gehängebewegungen, die im Stollen bis 150 *m* durch Fuchs festgestellt werden konnte, war bei der geologischen Geländeaufnahme bis zur Felskante nahe dem Pillersattel, also bis über 1500 *m* SH hinauf beobachtet und angegeben worden. Sie zeigte sich dort in Form offener Abrißklüfte. Auch im tieferen Gehänge sind auffallende, von Felsrippen begleitete Furchen sichtbar. Sie liegen meist ungefähr parallel zum Hang und sind als durch Hangbewegungen erweiterte Klüfte zu deuten.

b) Tektonisches Gefüge

Das im Stollen angetroffene durch die B-Achsen und s-Flächen bestimmte Gefüge zeigte eine sehr weitgehende Übereinstimmung mit dem des Geländes. Besonders die B-Achsen, die im Gelände für weite Bereiche eine vorherrschende Richtung N 70° E und meist flaches Einfallen nach Ost aufweisen, sind, wie aus den Berichten hervorgeht, auch im Stollen recht gleichmäßig nach dieser Richtung orientiert. Nur in der nördlichen Phyllitzone sind die Richtungen mehr Ostwest mit meist horizontaler Lage sowohl im Gelände als auch im Stollen. Größere Abweichungen von diesem allgemeinen Plan stellen die Umschieferungen im Bereich N der Einmündung

des Fensterstollens in den Gneisphylliten dar, auch sie waren von der Geländekartierung her schon bekannt.

Die generelle Lage der s-Flächen wechselt für den ganzen Bereich gesehen weit stärker. Sie ist durch den großtektonischen Bau gegeben. Im kleinen sind bei den fast überall in verschiedenen Größenordnungen vorkommenden Falten oft alle möglichen Lagen vorhanden. Diese Kleinfaltungen sind daher auch in den Diagrammen in der Regel nicht berücksichtigt. Bei den flach einfallenden bis horizontalen B-Achsen haben steilstehende s-Flächen annähernd gleiches Streichen wie die B-Achsen, im Stollen also vorwiegend im nördlichen und südlichen Phyllitbereich, während bei der flachen Lage der s-Flächen diese quer zu den B-Achsen streichen, also mehr N—S, wie es besonders in der flachen Muldensohle bei Wenns der Fall ist.

Wir können folgende Großbereiche für die s-Flächen unterscheiden: Den Nordabschnitt mit lotrechtem bis sehr steilem, dann allmählich weniger steilem Einfallen nach S und vorwiegend E—W-Streichen. In der Mitte die Muldensohle mit vorwiegend flacher bis flachwelliger Lagerung im Bereiche von Wenns, die auch recht ungünstige baugeologische Verhältnisse zur Folge hatte. Einen größeren Bereich mit allgemeinem N-Fallen bildet der ansteigende Südflügel der Wennser Mulde. Dann folgt flachwellige Lagerung und schließlich ab 4400 *m* im Baulos Runserau ein immer steiler werdendes bis lotrechtes S-Fallen.

Bis auf den nördlichen Teil des unter dem Phyllitgneis verdeckten Abschnittes, der sich jeder Beobachtung entzogen hatte, war die Lage der s-Flächen hinreichend vorauszusagen.

c) Das Kluftgefüge

Das System der Klüfte war durch die statistische Erfassung, also die für verschiedene Bereiche gemachte Angabe, welche Klüfte überhaupt im Gesteinskörper vorkommen, für den Stollenbereich recht gut anzugeben. Unterschiede in den verschiedenen Abschnitten sind vor allem dadurch gegeben, daß bestimmte Kluftrichtungen im einzelnen besser ausgeprägt und auch baugeologisch wirksamer sein können, in anderen weniger oder gar nicht zum Ausdruck kommen. Erfaßt sind in der Regel nur die stark ausgeprägten, besonders die durchlaufenden Klüfte. Die baugeologische Auswirkung war sehr verschieden und richtete sich meistens nach der Gesteinsbeschaffenheit, wie dies auch in den Stollenbeschreibungen zum Ausdruck kommt.

Bereichsweise zeigten sich auch grundsätzlich andere Kluftsysteme, wie z. B. im nördlichen Phyllitgebiet, das einer starken Einengung unterworfen war. Die Klüfte und Scherflächen verlaufen hier mehr spitzwinkelig zu den Schieferungsflächen, also meist ENE bis und WNW und noch näher an die E—W-Richtung, obwohl auch andere Klüfte und Scherflächen, etwa N 50° E bzw. W, daneben auch auftreten. Auch die durchlaufenden Störungszonen liegen spitzwinkelig zu s. Diese Erscheinung konnte ich auch schon aus den Geländeaufnahmen beschreiben.

Der Bereich der Gneisphyllite und der darunter liegenden Phyllite ist durch einen stärkeren Wechsel in der Ausprägung der verschiedenen Kluftrichtungen gekennzeichnet, so daß die Diagramme abschnittsweise

verschieden sind und verschiedene Häufungen jeweils zum Ausdruck kommen. Daher ist auch ein ziemlicher Unterschied zwischen Gelände und Stollen vorhanden, so daß z. B. die NE- bis NNE-Klüfte, wie sie im Bereich der Hochastener A. häufig und ausgeprägt sind (s. Karte) sich mindestens derart ausgeprägt im Stollen nicht wiederfanden, dagegen kommen sie weiter im S als Umschieferung vor. Es macht sich hier auch die verschiedene Gesteinsart oben Gneisphyllit, unten Quarzphyllit und umgekehrt für diesen Bereich bemerkbar. Die vorausgesagten Klüfte kamen jedoch teilweise vor.

Im Bereich der flachen Muldensohle kamen von den vorausgesagten besonders die NNE-Klüfte zur Auswirkung, dann auch NW-Klüfte. Besonders gut stimmte die Voraussage für den Bereich des Muldensüdflügels, wo ich NW-Klüfte allein angegeben hatte, die nach der Stollenaufnahme hier auch am zahlreichsten waren und auch die stärkste Auswirkung in zahlreichen Quetschzonen hatten.

Im südlichsten Stollenabschnitt spielten nach FUCHS baugeologisch die zum Stollen parallelen Klüfte, also N 36° E und Klüfte N 60° W die Hauptrolle. FUCHS führt sie besonders für die Strecken 1180—1900 und von 2000 *m* einwärts an. Sie kommen aber auch in den weiter nördlich gelegenen Abschnitten des Bauloses Runserau überwiegend vor, doch sind hier die Verhältnisse weniger deutlich. Vorausgesagt war für den südlichen Stollenabschnitt Richtung NE bis NNE, was also der Richtung parallel zum Stollen ungefähr entspricht, dann auch WNW, die bereichsweise z. B. 1200—1400 *m* auch stark gehäuft vorkommt, sonst annähernd der Richtung N 60° W entsprechen könnte. Ferner war noch Richtung N 10° W angegeben worden, eine Richtung, die als gefügebedingte Klüfte senkrecht zu B auch sonst allgemein häufig ist. Sie sind zwar auch hier im ganzen Stollenbereich vorhanden, spielen aber, da sie keine ausgeprägten Bewegungsflächen darstellen, zuweilen auch wieder verheilt sind, baugeologisch nur eine geringe Rolle.

d) Störungsflächen und -zonen

Das Netz der an der Oberfläche austretenden Störungsflächen wurde nach den Geländeaufnahmen besonders mit Hilfe der Luftbilder (in stereoskopischer Betrachtung) zusammengestellt und in die geologische Karte eingetragen. Es ist aber zu beachten, daß bei dem nur wenig ausgeprägten Relief im wesentlichen nur die Richtung der Störungen, nicht aber ihr Einfallen festzustellen war, von dem nur mit einiger Wahrscheinlichkeit zu sagen ist, daß es sehr steil ist. Die Konstruktion in die Tiefe ist daher in gewissem Bereich unbestimmt. So ist bei 800 *m* Höhe über dem Stollen und einer angenommenen Möglichkeit des Einfallens bis nur 70° nach beiden Seiten, der Bereich, in dem der Stollen die im Gelände beobachtete Störung anfahren kann, 600 *m*. Dazu kommt noch, daß Richtung und Einfallen der Störung bei dieser Höhe sich in ihrem Verlauf beträchtlich ändern kann. Eine Voraussage für eine bestimmte Stelle im Stollen ist daher in diesen Fällen praktisch nicht durchführbar und zumindest sehr unsicher. Doch läßt sich innerhalb gewisser Grenzen die Richtung und Häufigkeit von Störungen ganz gut angeben.

Auch nachträglich ist es vielfach schwierig, eine Zuordnung von den im Stollen angefahrenen Störungen zu solchen im Gelände zu finden.

Denn auch im Stollen war es nicht immer leicht, mit Sicherheit Richtung und Einfallen besonders bei breiteren Störungszonen eindeutig festzustellen. Eine Verbindung zwischen oben und unten wird daher in vielen Fällen unsicher sein. Es war auch oft nicht möglich, solche Zuordnungen zu finden, was daher kommen mag, daß solche Störungen oft ausklingen, sich weniger auswirken und daher nicht beachtet werden.

Doch war es immerhin möglich, bei einigen der größeren Störungen eine wahrscheinliche Beziehung zwischen Stollen und Gelände festzustellen. Von solchen Fällen der Zuordnung seien angeführt:

Die ausgeprägte Störung bei 2240 *m* im Baulos Imsterau mit ihren durch spärlichen Wasserzudrang stark erweichten Myloniten hat vermutlich WNW-Richtung und dürfte mit der WNW-Störung zusammenhängen, die ich nach dem Luftbild nördlich Hochasten einzeichnen konnte. Allerdings war sie nach W nicht mehr über den unmittelbar über dem Stollen liegenden Gschwandrücken zu verfolgen. In diesem Bereich waren überhaupt Störungen im Gelände auch nach dem Luftbild wegen der den runden Rücken ausgleichend überziehenden Schutt- und Moränenbedeckung sehr schlecht ausgeprägt und kaum mit Sicherheit zu erkennen. Bei der Begehung konnten nur zahlreiche, meist nicht lange anhaltende NE-Störungen erkannt werden, die sich aber wieder im Stollen nicht auswirkten.

Die durch den Verbruch mit Wasserzudrang baugeologisch sehr wirksame Störung bei 3260 *m* (Baulos Imsterau) entspricht gut dem NNW verlaufenden Südrand der aus quarzitischen Phylliten bestehenden Geländerippe, die N Audershof die Wiesen abgrenzt.

Im Bereich der NNE-Störung bei 620 *m* im Baulos Wenns konnten NNE-Klüfte vorausgesagt werden, da im Gelände darüber zahlreiche Klüfte bei der genaueren Begehung und aus dem Luftbild erkannt wurden. Eine genauere Zuordnung war aber erst nach dem Stollenvortrieb möglich. Auch WNW-Störungen konnte ich in der Voraussage hier angeben.

Die zahlreichen Klüfte und Quetschzonen, die den südlichen Muldenflügel in Richtung NW bis WNW durchsetzen, waren schon im Gelände gut erkennbar und lassen verschiedentlich eine Zuordnung zwischen Stollen und Gelände zu.

Unterhalb der Phyllitgneisüberdeckung war die Wahrscheinlichkeit, daß Klüfte und Störungen durch beide verschieden geartete Gesteinsgruppen hindurchziehen, schon an sich etwas fraglich. Besonders im nördlichen Abschnitt ergeben sich auch kaum deutliche Beziehungen. Im südlichen Abschnitt dagegen, besonders bei den mehr im Streichen, also ENE gerichteten Klüften, zeigte sich sehr oft ein deutliches Hineinstreichen der Klüfte aus dem Stollen in phyllitische Keile, die in die Phyllitgneisserie hineinziehen, so besonders zwischen 1230—1350 *m*, auch bei 1900 und bis 1940 *m*.

e) Hydrologische Verhältnisse

Von vornherein war zu erwarten, daß die meisten Wässer an die mehr klüftigen und weniger an die schiefrigen Gesteine gebunden sind. Dies ließ die geologische Stollenaufnahme, mit der auch eine Beobachtung der Wasseraustritte und ihre Eintragung in die Stollenbänder verbunden war, deutlich erkennen.

Vor allem waren es die Kalke und Dolomite innerhalb des Kalkgebirges, die als Wasserträger wirkten und beim Vortrieb des Stollens und auch nachher recht große Wassermengen in den Stollen austreten ließen (bis über 100 Sekundenliter), während die Tonschiefer mehr wasserstauend wirkten.

Im Bereich der kristallinen Schiefer wirkte das Hauptgestein, der Quarzphyllit im wesentlichen eher abdichtend und es traten viel geringere Wassermengen aus. Es waren hier vor allem die Einlagerungen an klüftigen Gesteinen, die relativ größere Quellen aufwiesen. Es sind dies die Granitgneise (Quellen bei 520 und 570 *m*, und besonders bei 2280 und 2360 *m* im Baulos Wenns), die Amphibolite (2860 *m*, Baulos Imsterau) und die Quarzite (3470 *m*, Baulos Imsterau).

Der Quarzphyllit selbst ist im ganzen genommen im Stollen sehr wasserarm, führt meistens nur Tropfwasser und wenige nicht sehr starke Quellen, denn im allgemeinen sind Klüfte und auch größere Störungsflächen und -zonen meist von einem lehmigen Zerreibsel erfüllt, das abdichtend wirkt. Ein großer Teil der Wasseraustritte im Quarzphyllit kann durch darüberliegende Granitgneise oder Quarzitlagen erklärt werden, die als klüftige Gesteine das Wasser zuführen, wie z. B. auch bei der stark wasserführenden Störung bei 3690 *m* (Baulos Imsterau) und die Quellen, die gerade unter der großen Orthogneislage bei 2600—2700 *m* (Baulos Wenns) liegen. Andere Quellen und Wasseraustritte sind durch gneisige oder quarzitische Ausbildung der Phyllite gegeben.

Große Bereiche der Phyllitstrecken sind aber überhaupt trocken oder höchstens grubenfeucht, wie z. B. die ganze Nordzone, die kaum Tropfwasser führt und die unter dem Nordteil der Phyllitgneis gelegenen Phyllite, trotzdem sie hier stark von Klüften durchsetzt sind.

Die zahlreichen und starken Wasseraustritte zu Beginn des Stollens in der Runserau bis 140 *m* kommen aus den bei den Gehängeabsitzungen entstandenen Spalten.

Im Kalkgebirge trat zunächst sehr viel Wasser in der ersten größeren Dolomitzone auf, die der Hauptstollen angefahren hat. Das Wasser ist hier durch eine Schichte von Partnachschiefern aufgestaut. Das Wasser ging dann mit dem Stollenvortrieb zunächst mit, ließ aber mit der Zeit nach. Weitere starke Wasseraustritte erbrachte der Hauptdolomit, der ebenfalls durch Schieferlagen nach N hin bis 200 *m* über den Stollen abgedichtet war, vor allem im ersten nördlichen Teil. Sie kamen vorwiegend aus ungefähr N—S streichenden Klüften, die oft Zeichen größerer Auswaschungen zeigten, zum Teil unter erheblichem Druck. In den südlich folgenden Triaskalken wurden die Wasserzutritte wesentlich schwächer und hörten mit der Grenze gegen die Phyllite vollständig auf.

f) Einfluß des Stollenvortriebes auf die Quellen

Im ganzen Gebiet, in dem der Stollenvortrieb einen Einfluß auf die Schüttung der Quellen haben konnte, sind die Quellen vorher genau aufgenommen worden, worüber eingehende Berichte (FUCHS für den südlichen, SCHMIDEGG für den nördlichen Teil) samt Gewässerkarte vorliegen. Die Quellen sind dann von der TIWAG laufend in bezug auf Schüttung und Temperatur gemessen und die Daten in einem Quellenkataster gesammelt worden.

Es zeigte sich dabei, daß durch den Vortrieb des Stollens im Bereiche des Quarzphyllits nur zwischen Audershof und Trenk einige Quellen beeinträchtigt wurden und zwar eine Quelle zeitweise, zwei Quellen ganz versiegt sind. Alle übrigen Quellen im Phyllitgebiet sind nicht beeinflußt worden.

Im Bereich des Kalkgebirges war ein wesentlicher Einfluß des Stollenvortriebes auf die Quellen leicht vorauszusagen. Zunächst blieben die über dem nördlichen Stollenbeginn gelegenen Quellen der Kalk- und Dolomitlagen, die durch die Partnachschiefer angestaut waren, aus, wozu auch eine gefaßte Quelle der Fraktion Imsterau gehörte, für die aus dem Grundwasser des Inntales Ersatz geschaffen werden konnte.

Nachdem der Stollen in seinem weiteren Verlauf den natürlichen Wasserspeicher des Hauptdolomits angefahren hatte, womit eine allmähliche Absenkung des Wasserspiegels im Gebirge verbunden war, war eine Beeinträchtigung der Quellen der Gemeinde Arzl, die 2 *km* östlich im selben Dolomitzug austraten, naheliegend. Sie begannen auch allmählich abzunehmen und sind mit der Zeit ganz versiegt. Sie sind auch bei dem bisherigen Aufstau durch den Betrieb noch nicht wiedergekommen.

Dagegen sind die Quellen, die westlich des Stollens durch den Kogler Graben getrennt im Gebiet von Imsterberg und Spadegg austreten, nicht beeinträchtigt worden. Sie liegen auch nicht in demselben Hauptdolomitzug, sondern in durch Tonschiefer davon getrennten Kalken bzw. Dolomiten.

C. Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Kraftabstieges Imsterau

1. Allgemeine geologische Verhältnisse

Die Felshohlbauten des Kraftabstieges fallen vollkommen in den südlich des Inn gelegenen Streifen der nördlichen Kalkalpen und zwar in den Nordflügel der schon beschriebenen tektonischen Mulde. Es sind hier Kalke und Dolomite von anisisch-ladinischem Alter, die zusammen mit eingeschalteten dunklen Tonschiefern eine etwa 150 *m* hohe felsige Stufe aufbauen, die südlich der Imsterau vom Felderbachl nach W bis über den Kogler Graben sich erstreckt und für die Aufnahme des Kraftabstieges geeignet erschien.

Über diesem Wandgürtel wird das Gehänge weniger steil, reichliche Schuttbedeckung läßt nur einzelne Aufschlüsse erkennen von zunächst nicht einordenbaren Kalken, Dolomiten und Tonschiefern. Nur weiter nach E hin zeigte sich in höheren Teilen eine Felsstufe aus Kössener Schichten. Über die ganze Länge des Schuttstreifens erhebt sich der Hauptdolomit des Timmler Kogels in steiler Wand.

Auch für die besser erschlossene untere Wandstufe ergab sich zunächst kein klares Bild der Schichtfolge. Kalke, Dolomite und dunkle Tonschiefer wiederholen sich hier mehrfach, wobei tektonische Verschuppung nicht auszuschließen war, wie das Beispiel der sicher tektonisch eingeschalteten Buntsandsteinstreifens zeigte. Schwankungen in der Mächtigkeit bis zum gänzlichen Auskeilen von Schichtgliedern, Verbiegungen des Streichens aus generell ENE bis in N—S und Schwanken des Einfallens verwirrten das Bild besonders in den schlecht erschlossenen Bereichen und machten das Erkennen der Zusammenhänge und damit die Herstellung einer abge-

deckten Karte für tiefere Bereiche zunächst unmöglich, auch durch eine noch so genaue Geländeaufnahme.

Diese konnte jedoch sehr weit getrieben werden mit Hilfe der Schichtenpläne, die DIPL.-ING. SCHNEIDER im Auftrage der TIWAG angefertigt hatte, zunächst für den ganzen Bereich im Maßstabe 1 : 2000, dann für den engeren Bereich bis etwa zur Höhe des Hauptstollens im Maßstabe 1 : 200.

Erst als durch Schlitze, die teils im Zuge der Bauarbeiten, teils eigens für die geologische Untersuchung gegraben wurden, später durch die verschiedenen Stollenanlagen Tiefenaufschlüsse geschaffen wurden, ergab sich ein besseres Bild über die vorhandene Schichtfolge.

Nach den aus allen Bereichen, Geländen und Hohlbauten zusammengefaßten Ergebnissen der geologischen Aufnahme, ist nun die geschlossene Gesteinsfolge bekannt, die aber nach den bisherigen Untersuchungen noch kein eindeutiges stratigraphisches Bild ergibt. Fossilien konnten nirgends festgestellt werden, auf Mikrofossilien zu untersuchen war noch keine Gelegenheit, wäre aber stellenweise vielleicht aussichtsreich.

Es kommen mehrfach Wiederholungen gleicher oder ähnlicher Schichtglieder vor und es ist nicht mit Sicherheeit zu sagen, ob es stratigraphische oder tektonische Wiederholungen sind. Sichere tektonische Diskordanzen sind nicht nachweisbar. Zonen stärkerer Zertrümmerung und Mylonitisierung sind meist leicht durch größere Beanspruchung an Inhomogenitätsgrenzen zu erklären. Auch die Einschuppung des Buntsandsteins mit dem Mantel aus zerpreßten Rauhwacken und Dolomiten kann als Einfaltung (wahrscheinlich Antiklinale) erklärt werden.

Eine vollständige Einordnung in ein stratigraphisches System ist hier vorerst, nicht durchführbar sondern nur eine Beschreibung nach lithologischen Merkmalen. Wahrscheinlich gehört die ganze Serie außer dem Buntsandstein in die anisische und ladinische Stufe. Typisch sind nur die Muschelkalkbänke, die mit knolligen Oberflächen bis hinauf zum Wasserschloß mehrfach anstehen. Im frischen Anbruch meist dunkelgrau, zeigen sie weiße Anwitterung. Es kommen aber auch helle Kalke in größerer Mächtigkeit vor, denen meist die Schichtung fehlt. Dolomite treten ebenfalls in größerer Mächtigkeit auf, meist hellgrau und splitterig, mit undeutlicher Schichtung, auch schmälere meist dunkle Dolomitlagen zusammen mit Tonschiefern.

Schwarze Tonschiefer kommen viermal als mächtige Lagen zwischen den Kalken und Dolomiten vor. Wie weit es sich um richtige Partnachschiefer im stratigraphischen Sinne handelt, läßt sich vorerst nicht entscheiden. Sie sehen jedenfalls so aus. Auch schmale Lagen von Zentimeter bis Millimeter Mächtigkeit kommen in Dolomiten und Kalken zuweilen vor.

Am Fuße des Druckschachtes und im Sondierstollen streicht zwischen Dolomit und Tonschiefern eine Lage von Kalkmergel durch, die größtenteils zu schichtungslosen Rauhwacken zerpreßte Breccien sind mit einzelnen Schieferstücken. Sehr selten ist noch die ursprüngliche Schichtung zu erkennen.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Tuffgesteinen als hellgrüne feinkörnige Schiefer im Muschelkalk des Druckstollens, wie sie ähnlich als „pietra verde" auch im Arlberg- und Flexen-Gebiet sowie im Halltal ebenfalls im Muschelkalk bekannt sind.

2. Bau und Gesteinsfolge

Östlich der Imsterau reicht der Bergfuß weiter nach N bis an den Inn heran. Hier stehen mächtige Partnachschiefer an, die auch die Steilböschung zur Bahn bilden. Zwei größere und einige kleinere Kalkzüge sind darin eingeschaltet. Das ganze Schichtpaket, in das auch zwei größere und einige kleinere Kalklagen vom Typus Muschelkalk eingelagert sind, steht fast durchwegs steil. Die südlichsten Schiefer ziehen mit einer Kalklage bis zum Feldbachl und bilden den untersten Bergfuß im östlichen Hang des Kraftabstieges.

Darüber folgt beiderseits eingebettet in Rauhwacken und Dolomit die Einschaltung von Buntsandstein, die auf 200 *m* Länge aufgeschlossen ist und wahrscheinlich eine Einfaltung darstellt. Es ist durchwegs grünlicher bis weißer Sandstein bzw. Quarzit, an dessen Schichtflächen vielfach tonig verwitterte Häute und dünne Lagen auftreten. Die begleitenden Rauhwacken sind eigentlich stark zerpreßte kalkig-dolomitische Breccien, mit Bruchstücken von Tonschiefern. Im frischen Zustande (im Stollen) weiß bis grau, wittern sie infolge ihres Gehaltes an Schwefelkies gelb an. Sie waren im Stollen relativ fest. Damit verbunden waren Lagen und Linsen von Dolomit, auch eine Tonschieferlage. Der ganze Komplex spitzt nach W aus.

Nun folgen wieder schwarze Partnachschiefer mit zwei Kalkbänken in zusammen etwa 300 *m* Mächtigkeit, darüber dann mächtiger Muschelkalk mit einer schmalen zwischengeschalteten Dolomitlage. Die grauen, sehr festen Kalke weisen eine deutliche Bankung auf. Die mittlere Dolomitlage, enthält eine Schicht von bröckeligem, kavernösem Dolomit, der teilweise mit weißem grobkristallinem Dolomit als Neubildung auskristallisiert ist, als beginnende Wiederverheilung. Den Südrand bildet eine etwas mächtigere Dolomitbank mit einzelnen schieferbelegten Schichtfugen. Durch NE streichende Bewegungsflächen ist sie staffelförmig verstellt.

Die anschließende Lage von Kalkmergeln gleicht dies wieder etwas aus. Sie stellt infolge der tektonischen Beanspruchung eine Art rauhwackenartige Breccie dar, die auch stellenweise Bruchstücke von den südlich anschließenden Schiefern enthält, sowie einzelne Stücke von Mergelschollen, die noch die ursprüngliche Schichtung aufweisen. Auffallend ist ein beträchtlicher Gehalt an feinverteiltem Schwefelkies.

Auch die folgenden Tonschiefer, die bei einem WNW-Streichen der Gesteinszüge als Auswirkung einer Querbeanspruchung im Sondierstollen N—S streichen, reichen nicht bis an die Oberfläche, sondern keilen vorher aus.

Das nächste mächtige Kalk-Dolomit-Paket hat den Hauptteil des Druckschachtes aufgenommen. Die beiden Gesteinsarten wechseln hier unregelmäßig. Hauptsächlich sind es Kalke, die als bemerkenswerte Einschaltung die grünen verschieferten Tuffe enthalten, wobei das Streichen vorübergehend NNW nach NNW verdreht ist. Nach oben sind die Kalke unregelmäßig mit hellem Dolomit verknüpft.

Schließlich folgen dünnschichtig wechselnd dunkle Dolomite mit Schieferlagen, die dann in die vierte mächtige Bank von Partnachschiefern überleiten. Diese bildet den Wasserstauer für die Quellen von Imsterberg (am Feldbachl) und nun auch für den Bereich des Druckstollens.

In der nächsten mächtigsten Kalk-Dolomit-Bank wurden die ausgedehnten Hohlräume für das Wasserschloß eingesprengt. Zunächst ist es hauptsächlich Dolomit, der nahe an den Schiefern von zahlreichen ausgeprägten Bewegungsflächen durchsetzt ist, dann folgen Lagen von Kalk und Dolomit, die Schichtflächen oft mit dünnen Schieferlagen, die zumeist tonig zersetzt sind, belegt. Das Streichen schwankt bei meist steiler Stellung zwischen ENE und NE.

3. Das Gefüge

Die Lagerung dieser Gesteine ist ungefähr Ostwest bei steilem Einfallen nach Süd. Doch ist beides, wie aus Karten und Profil zu ersehen ist, ziemlichen Schwankungen unterworfen. So herrscht im Bereich der Kaverne WNW, in der Gegend des Wasserschlosses ENE-Streichen. Seltener biegt es in NNW (Mitte des Druckschachtes) oder in NE um.

Bei den Klüften sind die auf längere Erstreckung durchziehenden Klüfte (Bewegungsflächen mit oder ohne sichtbaren Harnisch) von der Kleinklüftung zu unterscheiden. Von ersteren sind besonders die NNW und NNE streichenden Klüfte häufig und ausgeprägt. Dann kommen NE und auch NW streichende Klüfte vor, wofür besonders die Störungszone im Steinbruch W des Druckschacht-Zugangsstollens ein Beispiel ist, wie auch die Klüfte im Bereich der Kalk-Dolomit-Grenze am Südende der Kaverne. Auch um E—W streichende Klüfte mit meist steilem Einfallen sind nicht selten. Flach liegende Bewegungsflächen sind besonders im Kavernenbereich unterhalb des Inntalniveaus verbreitet. Innerhalb der festen Kalke und Dolomite wirken sich diese Klüfte, wenn sie einzeln auftreten, für die Standfestigkeit kaum nachteilig aus, doch können sich beim Zusammentreffen mehrerer in ungünstiger Lage Nachbrüche ergeben. Wesentlich unangenehmer waren diese Klüfte in den Tonschiefern und auch in deren Grenzgebiete, wo es zuweilen zu ausgedehnteren Störungszonen kam.

Die Verteilung der Kleinklüfte konnte durch eingehende statistische Messungen und Eintragung in Diagrammen (D 29 und 31) festgestellt werden. Demnach sind Vorzugsrichtungen: NNE bis NNW steil, ENE bis WNW steil, NE und NW mit mittlerem Einfallen, sowie flache Klüfte mit N-Fallen bis 30°. Diese Kleinklüftung gibt dem Gestein bei stärkerer Ausprägung ein zerhacktes Aussehen. Die Standfestigkeit und Nachbrüchigkeit ist aber nur in manchen Dolomiten wesentlich beeinflußt. Auffallend ist, daß diese Kluftscharen räumlich sehr wechselnd ausgebildet sind. Meistens herrschen bereichsweise nur eine oder wenige davon vor.

In den Kalken, vielfach auch in den Dolomiten ist die durch die Schichtfugen gegebene Klüftung in der Festigkeitsanisotropie am maßgebendsten.

4. Die einzelnen Felshohlbauten

a) Die Kraftkaverne

Nachdem für die Anlage des Kraftabstieges in dem gegen die Imsterau abstürzenden Steilgehänge die auch in geologischer Hinsicht günstigste Stelle gefunden war, kam nun noch die Kraftkaverne hinzu. Das Krafthaus war zuerst im Inntalboden geplant, als aber Versuchsbohrungen

einen allzu starken Wasserzudrang von 400 l/sek ergaben, zog man es vor, das Krafthaus als Kaverne in den Fels zu verlegen.

Für die Anlage der Kaverne als größten und wichtigsten Hohlbau ergaben sich noch die zwei besonderen Fragestellungen:

1. Mußte ein Bereich gesucht werden, der gesteinsmäßig derart beschaffen war, daß die Kaverne mit 50 *m* Länge, 25 *m* Höhe und 18 *m* Breite so untergebracht werden konnte, daß genügende Standsicherheit für diesen gewaltigen Hohlraum zu erwarten war, also möglichst ganz in standfesten Kalk und Dolomit.

2. Es mußte die richtige räumliche Orientierung festgestellt werden, in die die Längsrichtung der Kaverne zu stellen war, um die günstigsten baugeologischen Bedingungen zu erhalten.

Zur Beantwortung der zweiten Frage wurden sämtliche Klüfte im ganzen Kavernenbereich, soweit er zugänglich war, gemessen und auf Diagramme der Lagenkugel in üblicher Weise als Pole eingetragen, wobei auch zwischen den verschiedenen Arten der Kluftfugen unterschieden wurde. (Diagramm 30.)

Es ergab sich eindeutig, daß die größte Häufung der Klüfte mit den Schichtflächen zusammenfällt, die hier fast durchwegs WNW streichen. Die anders gerichteten Klüfte sind meist nur kurz anhaltende, wenn auch in Scharen auftretende Kleinklüfte. Am stärksten ausgeprägt sind innerhalb der Kalk-Dolomitbereiche neben NE und SW-Klüften im allgemeinen die ungefähr N—S verlaufenden steilstehenden Klüfte. Doch sind sie sehr spärlich verteilt und auch innerhalb der Kalke wenig wirksam, so daß sie baugeologisch hier keine große Rolle spielen. Es war daher als günstiger anzusehen, die Kaverne mit ihrer Längsrichtung in ungefähr N—S-Richtung anzuordnen.

Die erste Frage nach der gesteinsmäßig geeignetsten Stelle war zuerst nur unter einem gewissen Vorbehalt zu beantworten, da die Voraussagen für die Tiefe vorerst noch zu unsicher waren. Es konnte wohl die günstigste Stelle angegeben werden (zwischen Steinbruch und Feldbachl), aber nur mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit, daß die Kalk-Dolomit-Zone auch hinreichend Breite zur Aufnahme der Kaverne hat.

Um die Verhältnisse genauer feststellen zu können, wurde zunächst von der Tahlsohle aus in der geplanten Kavernenachse ein Sondierstollen vorgetrieben. Er durchfuhr die erste sehr feste Kalkbank, dann die Dolomitlage mit dem drusig-kavernösen Gestein, das aber doch recht hinreichend standfest war. Dann kam wieder Kalk und Dolomit, letzterer mit dünnen schiefrigen Lagen und schließlich ab 95 *m* vom Eingang starkgepreßte Kalkmergel und größtenteils N—S-streichende Partnachschiefer. Letztere waren nicht erwartet worden, da sie nicht bis an die Oberfläche durchstreichen.

Da sie noch in den anfangs geplanten Kavernenbereich fielen, mußte die Kaverne etwas nach außen verlegt werden, was unter Beibehaltung einer genügenden Mindestdicke des Felsens von 50 *m* gegen die Oberfläche gerade noch möglich war. Nachdem ein Firststollen und zwei Kämpferstollen vorgetrieben waren, konnten die geologischen Verhältnisse mit größerer Sicherheit überschaut werden. Der Ausbau der Kaverne wurde dann nach der Kernbauweise durchgeführt: Der eigentliche Ausbruch be-

gann in der Firste, indem sie in Streifen von 2 bis 8 *m* Breite je nach Gesteinsfestigkeit ausgebrochen und mit einem 1 *m* starken Betongewölbe versehen wurde. Dann wurden unter möglichster Schonung die Seitenwände freigelegt, so daß nur mehr der innere Kern blieb, der leicht weggeschossen werden konnte. Die ganzen Ausbrucharbeiten wurden geologisch überwacht und alle wichtigen Daten des Gesteins und seines Gefüges aufgenommen.

b) Der Unterwasserstollen

Inzwischen war der Unterwasserstollen, zunächst als Richtstollen vorgetrieben worden. Er hatte den Buntsandsteinstreifen und die ihn begleitenden Rauhwacken und Dolomite, die ganz gut standfest waren, durchfahren, dann die mächtige Lage von Partnachschiefern und ist schließlich voraussagegemäß in die große Kalkbank gelangt, wo die Gabelung in die drei Arme zu den drei Generatoren der Kaverne geplant war. Da, wie öfters in der Nachbarschaft der Partnachschiefer, das Gestein hier schlechter war, wurde die Gabelung um einige Meter gegen die Kaverne verlegt. Hier scharten sich zwar auch einige größere Bewegungsflächen, die aber in dem festeren Gestein keine stärkere Auswirkung auf die Standfestigkeit hatten. Von den drei Armen des Unterwasserstollens wurde dann in die Kaverne, die 5·50 *m* darüber lag, aufgebrochen. Auffällig ist hier das Auftreten von lang hinziehenden horizontalen Klüften, wie sie in höheren Bereichen nicht angetroffen wurden. Aus ihnen kam reichlich gipshaltiges Wasser.

c) Der Druckschacht

Eine besondere geologische Befassung erforderte der Druckschacht, der mit einem Gefälle von 54° und einem Durchmesser im Vollausbruch von über 5 *m* in einer Länge von 120 *m* vom Hauptstollen bis zur Talsohle herabführt. Er setzt somit das geologische Profil des Hauptstollens fort, mit seinem Zugangsstollen bis zum Inntal. Die geologische Aufnahme erfolgte sowohl im Richtschacht, der von unten aus vorgetrieben wurde, als auch im Vollausbruch und war infolge der Steilheit nicht immer einfach durchzuführen.

An seinem Fuße standen zu Rauhwacken zerpreßte Kalkmergel an, dann eine Lage Tonschiefer, sonst durchwegs Kalke und im oberen Teil ab 80 *m* auch Dolomit. Die grünen Tuffschiefer stehen bei 70—77 *m* an. Das Streichen verlief im allgemeinen quer zum Schacht auch im Einfallen. Nur zwischen 35 und 55 *m* drehte sich das Streichen in NW bis NNW.

Der Schacht wurde mit einer Panzerung versehen. Da das Gestein jedoch einen beträchtlichen Teil des Innendruckes aufnehmen mußte, wurde zu dessen Berechnung von den in Betracht kommenden Gesteinsarten der Zusammendrückungsmodul bestimmt und zwar aus arbeitstechnischen Gründen in benachbarten möglichst gleichartigen Gesteinstypen unter Beachtung auch möglichst gleicher Anisotropie.

Aus den Versuchen, die mittels Metalldosen in etwa 3 *m* tiefen Schlitzen durchgeführt wurden, ergaben sich folgende Werte des Zusammendrückungsmoduls (nach DR.-ING. H. BRETH):

I	Kalkmergel (im Sondierstollen)	32.450 *kg/cm²*
II	Dolomit mit dünnen Schieferlagen	21.000 *kg/cm²*

III Kalk (im Verteilerstollen) ..... 117.200 kg/cm^2
IV Dolomit (unterhalb des Druckschachtes) ..... 112.400 kg/cm^2

Die Druckrichtung war in allen Fällen wie im Druckschacht parallel zur Schichtung.

d) Das Wasserschloß

Großer Hohlräume im Fels bedurfte auch das Wasserschloß: Zwei ringförmige Kammern (Ober- und Unterkammer) mit 6 *m* Durchmesser und zwei gewaltige Schächte mit 6 und 12 *m* Durchmesser und 50 *m* Höhe. Die Voraussage dafür war dadurch erschwert, daß diese Hohlräume ganz unter dem schuttbedeckten Geländebereich zu liegen kamen. Es gelang aber doch, sie in dem Kalk-Dolomit-Bereich unterzubringen, besonders der größere rückwärtige Schacht traf durchaus sehr festen Kalk-Dolomit-Fels an.

Im Ausbruch unangenehm waren die schmalen, schiefrigen Zwischenlagen an manchen Kalk- und Dolomitfugen, die bei der Nähe der Oberfläche schon recht lettig geworden waren. Der drusig-kavernöse Dolomit wurde auch hier angetroffen. Das Streichen verläuft ENE bis NNE (letzteres in der NW-Ecke), das Einfallen ist durchwegs sehr steil bis senkrecht.

Schwierigkeiten bot auch der Fuß des vorderen Schachtes, der bis in den Hauptstollen herabreicht. Er kam in Partnachschiefer zu stehen, die an einzelnen Klüften und den Schieferungsflächen zu Ablösungen neigten. Darüber folgte eine stark zerscherte Kalk-Dolomit-Zone. Es war von vornherein nicht mehr möglich, auszuweichen. Daher wurde die Panzerung des Druckschachtes, soweit das ungünstige Gestein reichte, vorgezogen.

5. Wasserverhältnisse

Im Gegensatz zu den Kalken und Dolomiten, die mit ihrer starken Zerklüftung wasserdurchlässig sind und daher Wasserträger darstellen, wirken die Zonen der Partnachschiefer wasserabdichtend, wie es sich gezeigt hat, recht vollständig. Sie sind auch selbst meist trocken, nur die eingelagerten Kalke führen wie auch der Buntsandstein etwas Tropfwasser.

Die vorderste große Zone der Partnachschiefer, die den Unterwasserstollen quert und am Kaverneneingang endigt, schirmt den Bereich der Kaverne gegen das Grundwasser der Inntalsohle ab. Nur nach NW ist dieser Kalk-Dolomit-Bereich offen. Da aber auch hier kaum wesentliche Mengen Wasser in den tieferen Kavernenbereich eindrangen, dürfte das Kluftnetz bei der Entfernung (50—100 *m*) doch genügend Reibung besitzen bzw. abgedichtet sein. Über dem Talniveau war die Wasserführung schon vor dem Vortrieb des Sondierstollens nur schwach.

Die zweite Kalk-Dolomit-Zone, die den Druckschacht beherbergt, ist einerseits durch die vierte Partnachschieferlage gegen oben abgedichtet, andererseits durch den Sondierstollen der Kaverne entwässert worden. Der Druckschacht blieb daher auch schon beim Vortrieb ganz trocken.

Die Kalk-Dolomit-Zone des Bereiches Wasserschloß, in dem auch der vordere Teil des Druckstollens liegt, war durch die vierte Partnachschieferlage talwärts abgedichtet und stand daher bis zu einer gewissen Höhe, die durch die Obergrenze der Partnachschiefer gegeben war, unter Wasser. Die ehemalige Quelle der Fraktion Imsterau, in einer Höhe von 867 *m* gibt hiefür einen Anhaltspunkt. Das Wasserniveau stieg nach innen

an und dürfte etwa in Höhe der Oberkammer gelegen sein. Daher hat sich darüber noch der Lettenbelag der Klüfte erhalten. Durch den Vortrieb des Fensterstollens und des Druckstollens wurde die Abdichtung durchbrochen und bis zu diesem Niveau von 820 *m* der Bereich entwässert. Der Wasserzudrang war anfangs sehr stark bis gegen 60 Sekundenliter, ist aber später stark abgesunken. Der Ausbruch des Wasserschlosses fand daher außer gelegentlichem Tropfwasser kein Wasser mehr vor. Es ist anzunehmen, daß beim neuerlichen Aufstau durch die Inbetriebnahme dieser Bereich allmählich, wenn auch nicht bis zur vollen Höhe, sich wieder füllen wird.

6. Der Sulfatgehalt der Wässer

Im Sondierstollen der Kaverne trat beim Vortrieb an einer Kluft bei 33 *m* (vom Eingang) eine Quelle mit beträchtlichem Gipsgehalt von über 500 mg SO_3 im Liter aus. Als der Vortrieb des Unterwasserstollens diesen Kalkzug erreichte, traten hier besonders an den horizontalen weiter durchstreichenden Klüften größere Wassermengen auf, die einen annähernd gleich starken Gipsgehalt von über 600 mg im Liter aufwiesen. Durch den Vortrieb sank der Wasserspiegel etwas (die Quelle im Sondierstollen versiegte), blieb aber dann bei etwa 10 Sekundenliter (einschließlich geringer von oben her zutretender Wässer) konstant. Auffallend war, daß das Wasser im Laufe der Zeit an den Austrittstellen einen starken Belag von oxydischem Eisen hinterließ, der sich beim Luftzutritt bildete.

Der Sulfatgehalt dürfte wahrscheinlich von Gipslagern herrühren, die irgendwo in der Tiefe oder im Berginnern anstehen. Jedenfalls sind sie in diesem Bereich möglich und zwar am ehesten in den Reichenhallerschichten der untersten Trias, wozu auch die Rauhwacken gehören, die im Unterwasserstollen nahe dem Buntsandstein durchfahren wurden. Diese zeigten keinen Gips, waren also so nahe der Oberfläche schon ausgelaugt. Der feinverteilte, aber doch sehr verbreitete Schwefelkiesgehalt steht sicher auch in Beziehung zum Sulfat, aber wohl in dem Sinne, daß der Schwefel aus den Gips stammte.

Um eine Schädigung des Betons der Kavernenbauten durch die Gipswässer zu verhindern, wurde von der TIWAG 3 *m* unter der tiefsten Sohle ein Entwässerungsstollen entlang der Kaverne angelegt, aus dem die zudringenden Wässer dauernd abgepumpt werden.

Bemerkungen zu den Tafeln IX—XIII

IX. Geologische Karte des östlichen Venet-Gebietes mit Profilen und Gefügediagrammen.

Die geologische Karte stellt im Bereich der Stollentrasse in einer Breite von 3—4 *km* eine Verkleinerung und teilweise Vereinfachung der geologischen Aufnahme 1 : 10.000 dar (topogr. Grundlage von E. SCHNEIDER), begrenzt nach W durch die Linie: Imsterau—Venet A.—Venet—Altenzoll, nach E durch die Linie Rautgraben—Blons—Pitzbach—Piller B.—Pontlatzer Brücke. Der übrige Teil beruht auf der alten österr. Karte 1 : 25.000. Da letztere vielfach recht ungenau ist, ergaben sich beim Übergang beider Karten oft erhebliche Unstimmigkeiten. Die geologische Darstellung ist fast durchwegs nach eigenen neuen Aufnahmen gezeichnet, nur wenig von HAMMER bzw. AMPFERER übernommen.

Die durchziehenden Störungen (roter Aufdruck) sind größtenteils nach Auswertung von Luftbildern gezeichnet, die besonders bei stereoskopischer Betrachtung sich oft weithin deutlich verfolgen ließen.

Von den Profilen, die einheitlich nach der alten Karte gezeichnet sind, einschließlich dem der Voraussage, liegen 1—7 möglichst senkrecht zur Streichrichtung der B-Achsen, 8 und 9 längs derselben. Letztere zeigen damit das Einfallen der B-Achsen nach Osten.

Der Karte beigegeben sind Gefügediagramme für einzelne möglichst homogene Geländebereiche. Sie umfassen alle im jeweiligen Bereich gemessenen und angegebenen Gefügedaten.

D 1. Gebiet Piller, Phyllitgneis; 205 B-Achsen, 0·5—1—4—8—20%.

D 2. Gebiet Wenns, Quarzphyllit; 149 B-Achsen, 0·7—1,3—4—12—20%.

D 3. Gebiet Venet (N Piller): Quarzphyllit; 100 B-Achsen, 1—2—4—10—20%.

D 4. Phyllitzone von Timmels und Gneisphyllitzone von Steinhof; 117 B-Achsen, 1—4—8—12%.

D 5. Gebiet Piller—Pillerhöhe, Phyllitgneis; alle Klüfte und Harnische, 324 Kluftpole, 0·3—1—2—3—5%.

D 6. Gebiet von Wenns, Quarzphyllit; alle Klüfte und Harnische, 159 Kluftpole, 0·6—1·3—2—4—8%.

D 7. Gebiet SW Piller, Scherungsflächen mit Harnischen, Flächenpaare; ß = Scherungsachsen, a = Richtung der Harnischriefung, ... = Pole weiterer Scherungsflächen.

D 8. Gebiet Arzl—Kogler Graben, Klüfte im Hauptdolomit, 238 Kluftpole, 0·4—1—2—3—4%.

Diese, wie auch alle weiteren Gefügediagramme, stellen wie nach SANDER üblich in flächentreuer Azimutalprojektion die untere Hälfte der Lagenkugel dar.

X. Der Längsschnitt durch die Stollentrasse 1 : 10.000 beruht auf den Stollenaufnahmen von A. FUCHS, W. HEISSEL, K. MIGNON und O. SCHMIDEGG, vereinfacht und zusammengestellt von O. SCHMIDEGG und in Verbindung gebracht mit den Verhältnissen im Gelände. Der Fensterstollen ist als Abb. 2 im Text (S. 391) wiedergegeben.

XI. Die Stollenbänder, Baulos Imsterau 1 : 1000 enthalten eine etwas vereinfachte Stollenaufnahme (für diesen Bereich von O. SCHMIDEGG) dargestellt in einem Profil und Grundriß. Die Diagramme der Gefügedaten sind i. a. für je 200 *m* Stollenlänge zusammengefaßt, vereinzelt auch nach Gesteinsgrenzen. Sie enthalten:

1. Die Pole der durchgreifenden Klüfte und Störungsflächen in statistischer Darstellung, ausgezählt nach Prozenten der Besetzungsdichte. Die unterbrochene Linie trennt den unbesetzten Bereich ab.
2. Die Pole der Schichtungs- bzw. Schieferungsflächen (s) sind mit Punkten bezeichnet.
3. Die B-Achsen (meist als Faltungsachsen) durch kleine Kreise.
4. Die Richtung des Stollens ist durch zwei Linien außerhalb des Randes angegeben.

XII. Stollenbänder, 1 : 200. Von diesen, den Originalaufnahmen des Stollens, ist nur eine kleine Auswahl aus geologisch interessanteren Bereichen wiedergegeben: Der nördliche Anteil des Kalkalpenbereiches bis zum Hauptdolomit und der Übergang von den Kalkalpen zur Grauwackenzone. Die Erläuterungen sind auf den Stollenbändern selbst zu ersehen, im allgemeinen ist eine entsprechende Zeichengebung verwendet wie auf den Stollenbändern 1 : 1000.

XIII. Geologische Karten und Profile für den Bereich des Kraftabstieges 1 : 1.000. Nach den eingehenderen geologischen Aufnahmen ist hier eine Karte für das Gelände und ein Grundriß für hauptsächlich zwei Höhenlagen sowie Profile zusammengestellt. Ferner sind 4 Diagramme beigegeben, die folgende Daten enthalten:

D 28. Wasserschloß. Hauptschacht von oben bis 5 *m* unter die Sohle der Oberkammer, Kalk und Dolomit, Pole von 115 Klüften und 50 s-Flächen (Maximum im NNW-Sektor 1—2—3—4—5%.

D 29. Druckschacht, Kalk und Dolomit, Pole von 44 Schichtflächen (Kreise), 38 durchgreifenden Klüften (große Punkte) und 78 Kleinklüften (kleine Punkte). Die unterbrochene Linie gibt die Richtung der Druckschachtachse an, deren Einfallen der Ring mit Punkt.

D 30. Umgebung der Kaverne (Gelände und Stollen), Kalk und Dolomit, 395 Pole aller eingemessenen Fugen (Klüfte und Schichtflächen). Den Schichtflächen entspricht das Maximum im NNW-Sektor. ½—1—2—3—4—5—6—8%.

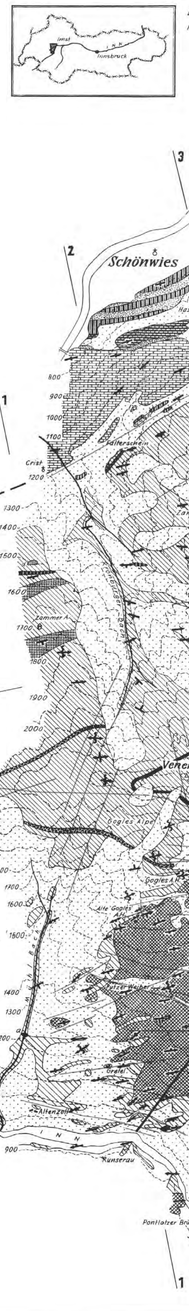
D 31. Kraftkaverne, Kalk und Dolomit, 62 s-Flächen (Kreuzchen), 83 durchgreifende Klüfte (große Punkte), 234 Kleinklüfte (kleine Punkte).

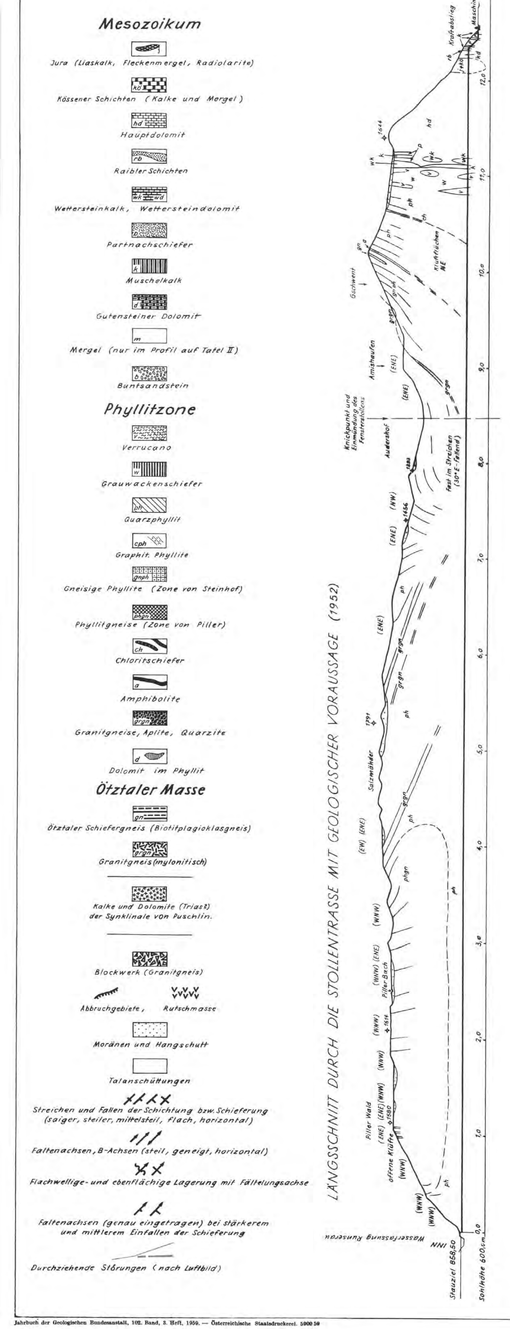
Die Diagramme 29 und 31 sind nicht ausgezählt, um die Verteilung der verschiedenen Fugen zum Ausdruck zu bringen.

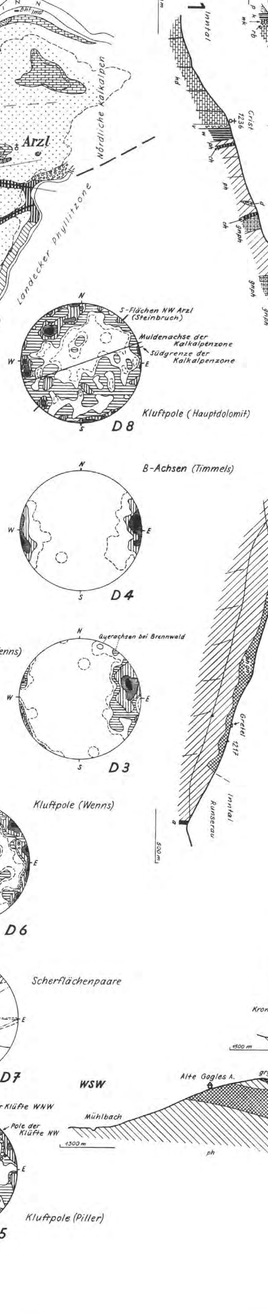
GEOLOGISCHE KARTE DES ÖSTLICHEN VENET-GEBIETES (BEREICH DES DRUCKSTOLLENS PRUTZ-IMST)

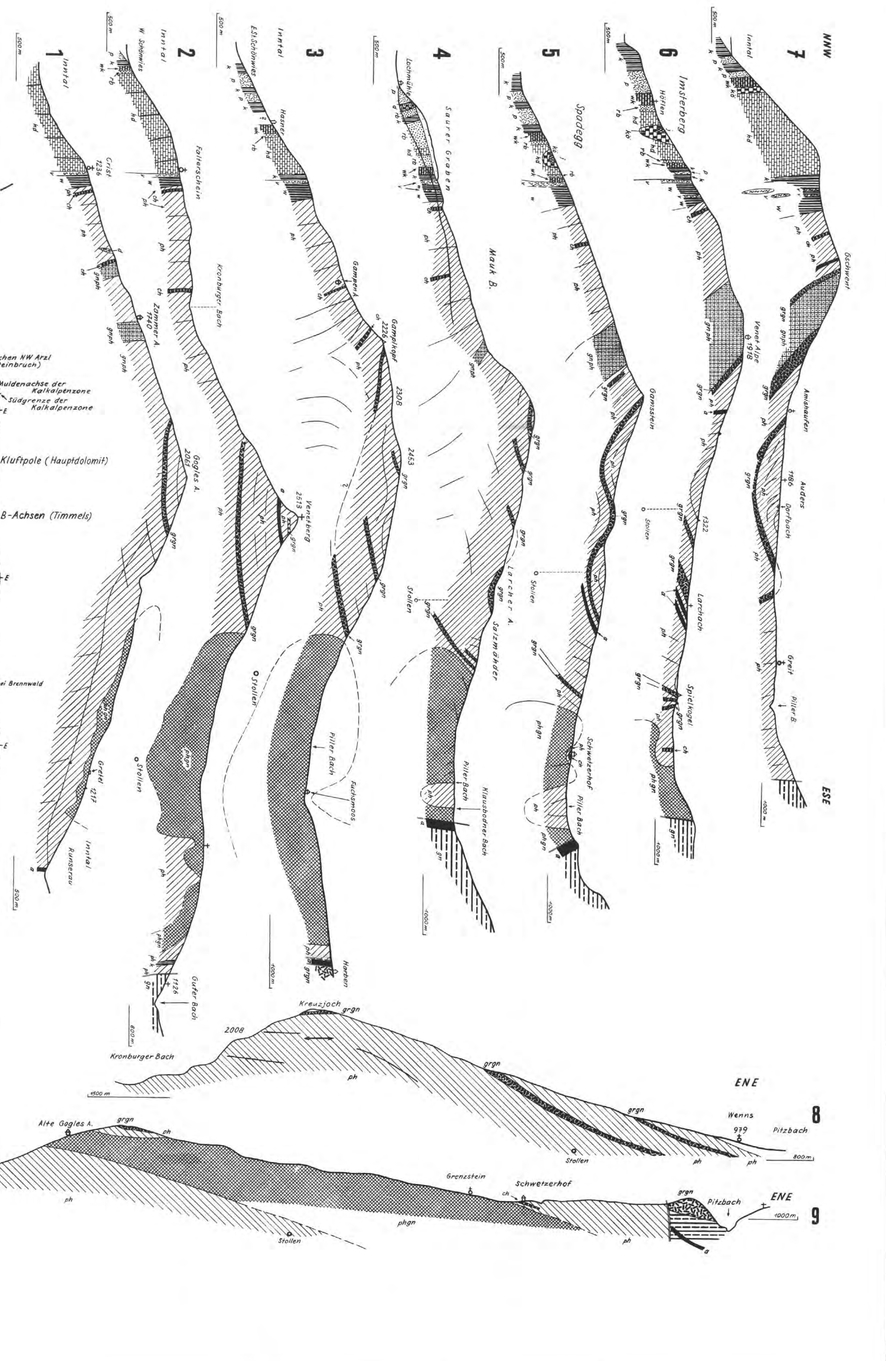
MIT PROFILEN UND GEFÜGEDIAGRAMMEN, AUFGENOMMEN VON **O. SCHMIDEGG** 1952–1954

1 : 25.000 0 1 2 km







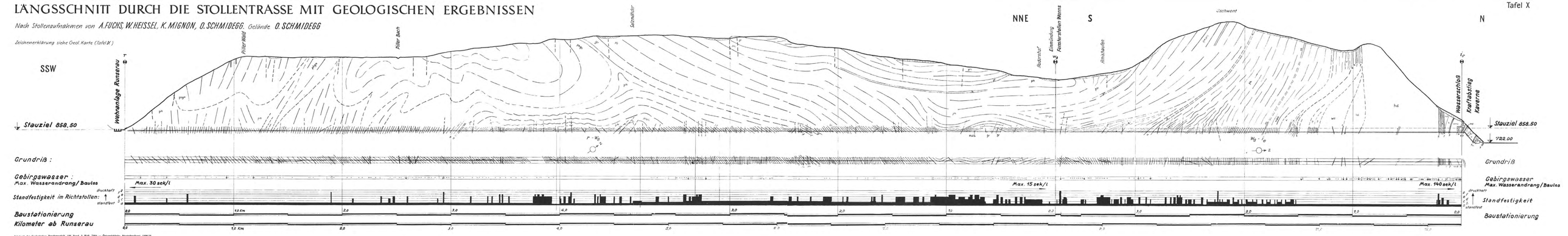


Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 105. Band, 3. Heft, 1960. — Österreichische Staatsdruckerei. 1000 50

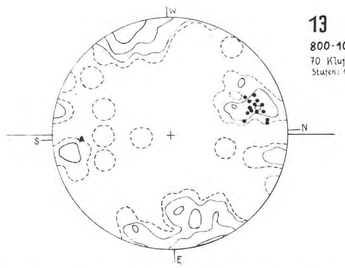
LÄNGSSCHNITT DURCH DIE STOLLENTRASSE MIT GEOLOGISCHEN ERGEBNISSEN

Nach Stollenaufnahmen von A. FUCHS, W. HEISSEL, K. MIGNON, O. SCHMIDEGG. Geländе O. SCHMIDEGG

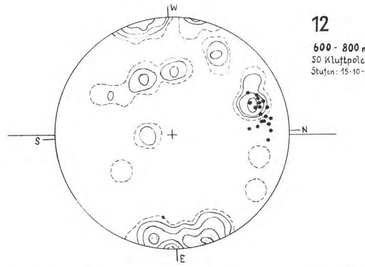
Zeichenerklärung siehe Geol. Karte (Tafel X)



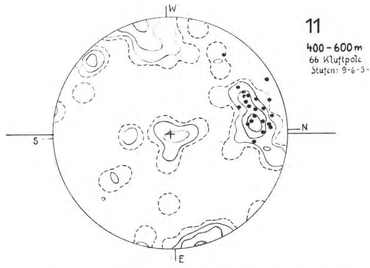
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1951. Band, S. 95-97, 1955. — Österreichische Staatsdruckerei. 1000-19



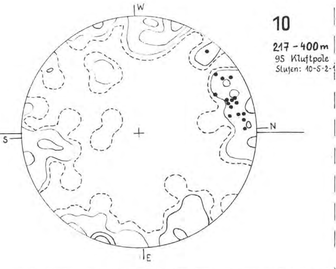
13
800-1070 m
70 Kluftpole
Stufen: 10-6-3-13%



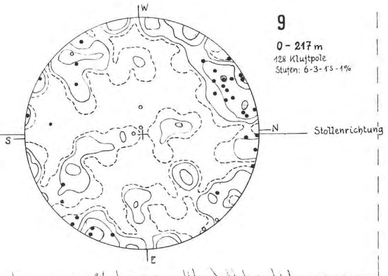
12
600 - 800 m
50 Kluftpole
Stufen: 15-10-6-4-2%



11
400-600 m
66 Kluftpole
Stufen: 9-6-3-13%

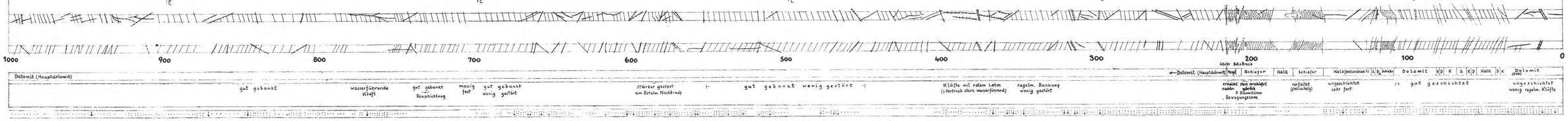


10
217-400 m
95 Kluftpole
Stufen: 10-5-2-1%



9
0 - 217 m
128 Kluftpole
Stufen: 6-3-1-3-1%

Gefüge-Diagramme



Grundriss
(Ansicht der Firste von oben)
(Richtstollen)

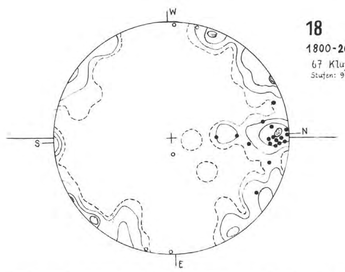
Längsschnitt
(Ansicht der NW-Ulme von SE)

Baustationierung ab i6

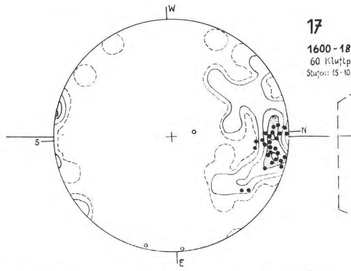
Gastsinsabschnitte

Gastsm, Gefüge
Gastsinsproben, Sulfat.

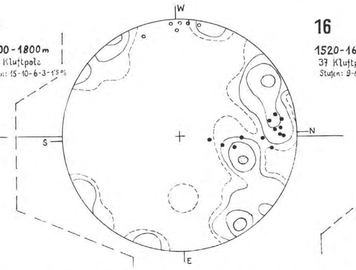
Wasser



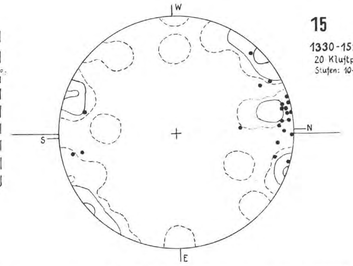
18
1800-2000 m
67 Kluftpole
Stufen: 9-6-3-13%



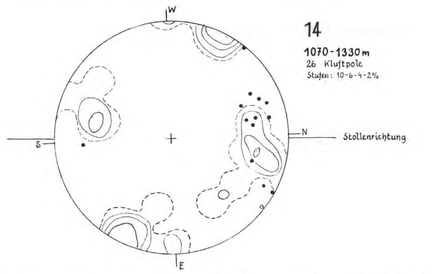
17
1600-1800 m
60 Kluftpole
Stufen: 15-10-6-3-13%



16
1520-1600 m
37 Kluftpole
Stufen: 9-6-3-13%



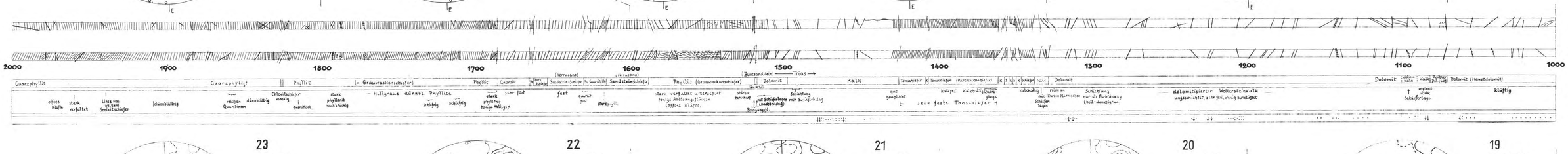
15
1330-1520 m
20 Kluftpole
Stufen: 10-5-2-5%



14
1070-1330 m
26 Kluftpole
Stufen: 10-6-4-2%

um vorhergehenden Diagramm

Gefüge-Diagramme



Grundriss
(Ansicht der Firste von oben)
(Richtstollen)

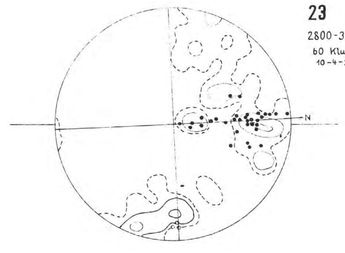
Längsschnitt
(Ansicht der NW-Ulme von SE)

Baustationierung ab i6

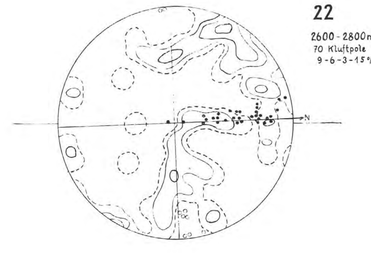
Gastsinsabschnitte

Gastsm, Gefüge
Gastsinsproben, Sulfat.

Wasser



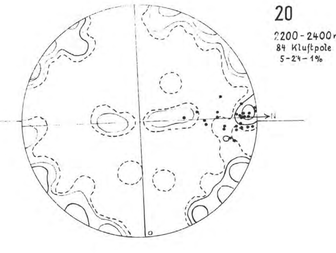
23
2800-3000 m
60 Kluftpole
10-4-2%



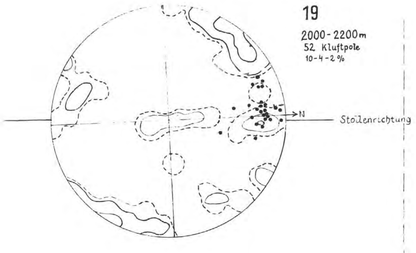
22
2600-2800 m
70 Kluftpole
9-6-3-13%



21
2400-2600 m
85 Kluftpole
5-2-1%

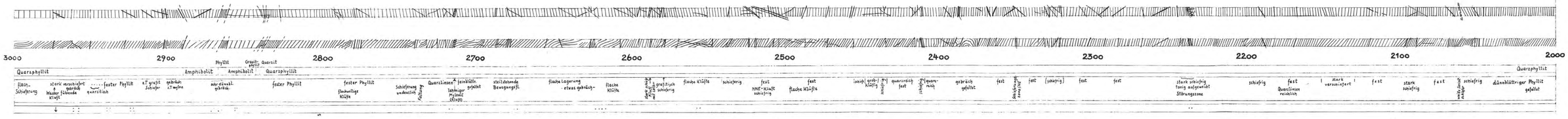


20
2200-2400 m
84 Kluftpole
5-2-1%



19
2000-2200 m
52 Kluftpole
10-4-2%

Gefüge-Diagramme



Grundriss
(Ansicht der Firste von oben)
(Richtstollen)

Längsschnitt
(Ansicht der NW-Ulme von SE)

Baustationierung ab i6

Gastsinsabschnitte

Gastsm, Gefüge
Gastsinsproben, Sulfat.

Wasser

STOLLENBÄNDER BAULOS IMSTERAU

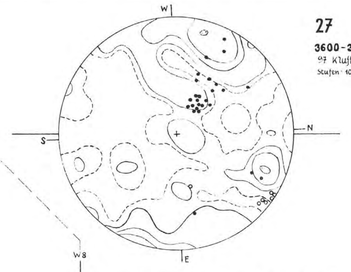
MIT DIAGRAMMEN

geologisch aufgenommen und bearbeitet von

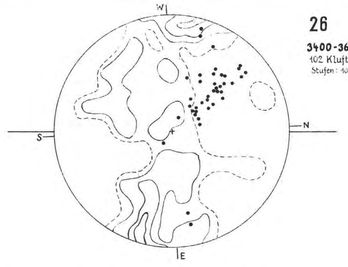
O. SCHMIDEGG

Zeichenerklärung: 1 : 1000

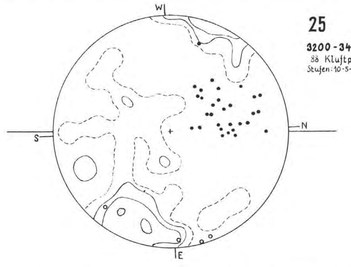
- durchgreifende Klüfte
- durchgreifende Klüfte mit Mylonit oder Letten
- " " " " " " " über 10 cm mächtig
- sedimentäre Schichtung
- Schieferung
- Gesteinsgrenzen



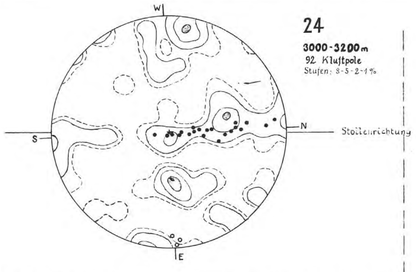
27
3600-3741 m
93 Kluftpole
Stufen: 10-5-2-1-0%



26
3400-3600 m
102 Kluftpole
Stufen: 10-5-2-1%



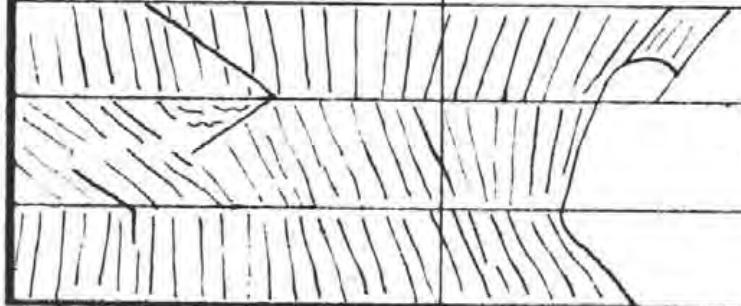
25
3200-3400 m
88 Kluftpole
Stufen: 10-5-3-1%

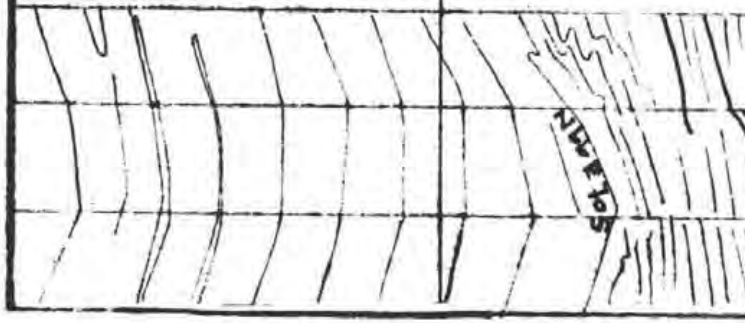


24
3000-3200 m
92 Kluftpole
Stufen: 5-3-2-1%

Gefüge-Diagramme

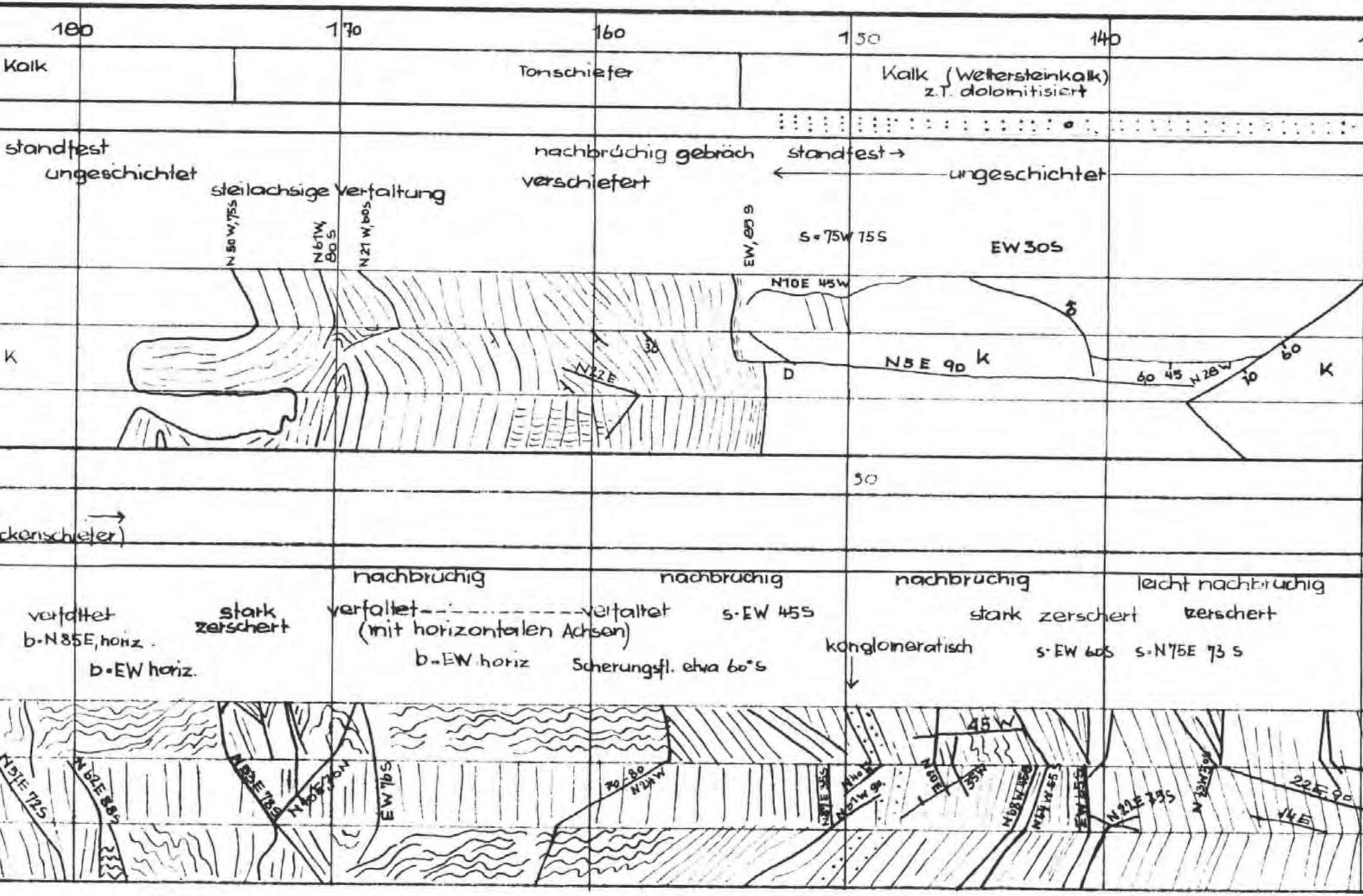
3700
3600
3500
3400
3300
3200
3100
3000
Dünnschlag
Quarzphyllit
übergehend in
Gneisphyllit
Quarzit
Quarzit + dichter Phyllit (Lagen)
Quarzit
quarzit. Phyllit
Quarzit
quarzitischer Phyllit
quarzreicher Phyllit
graphitischer Phyllit
Quarzphyllit
← Gneisphyllitserie
quarzitisch
Störungs-zone
Umschieferung
bis Kk
Umschieferung
NW-gebräch
Umschieferung
nach 330°E
graphit.
Scherflächen
sehr fest und mürb
Umschieferung
nach NNE fast gebankt
Umschieferung
nach NNE-Kluft
flaserig klüft.
glatte Kluft (NNE)
sehr fest und mürb
quarzreich
Schichtung
undeutlich
mehrfache Verfaltung
flaserig zerschert
sehr gebrüch
mässig
zerklüftet
Umschieferung
mässig NNE
Quarzlinsen
gebrüch
schiefrig
teilw. stark verfaltet
flaserig
Kalk
Dolomit
Kalk
Dolomit
Kalk
Dolomit

Baustationierung		200	190
Gesteinsart		Tonschiefer	
	Wassereintritte		
Geolog. Verhältnisse im Richtstollen	**Gefüge u.s.w.**	gebräch sehr stark verschiefert Kluft N35W, 50W S = N68W, 90	nachbrüchig N50W60N
	W-Ulm		
	First		
	E-Ulm		

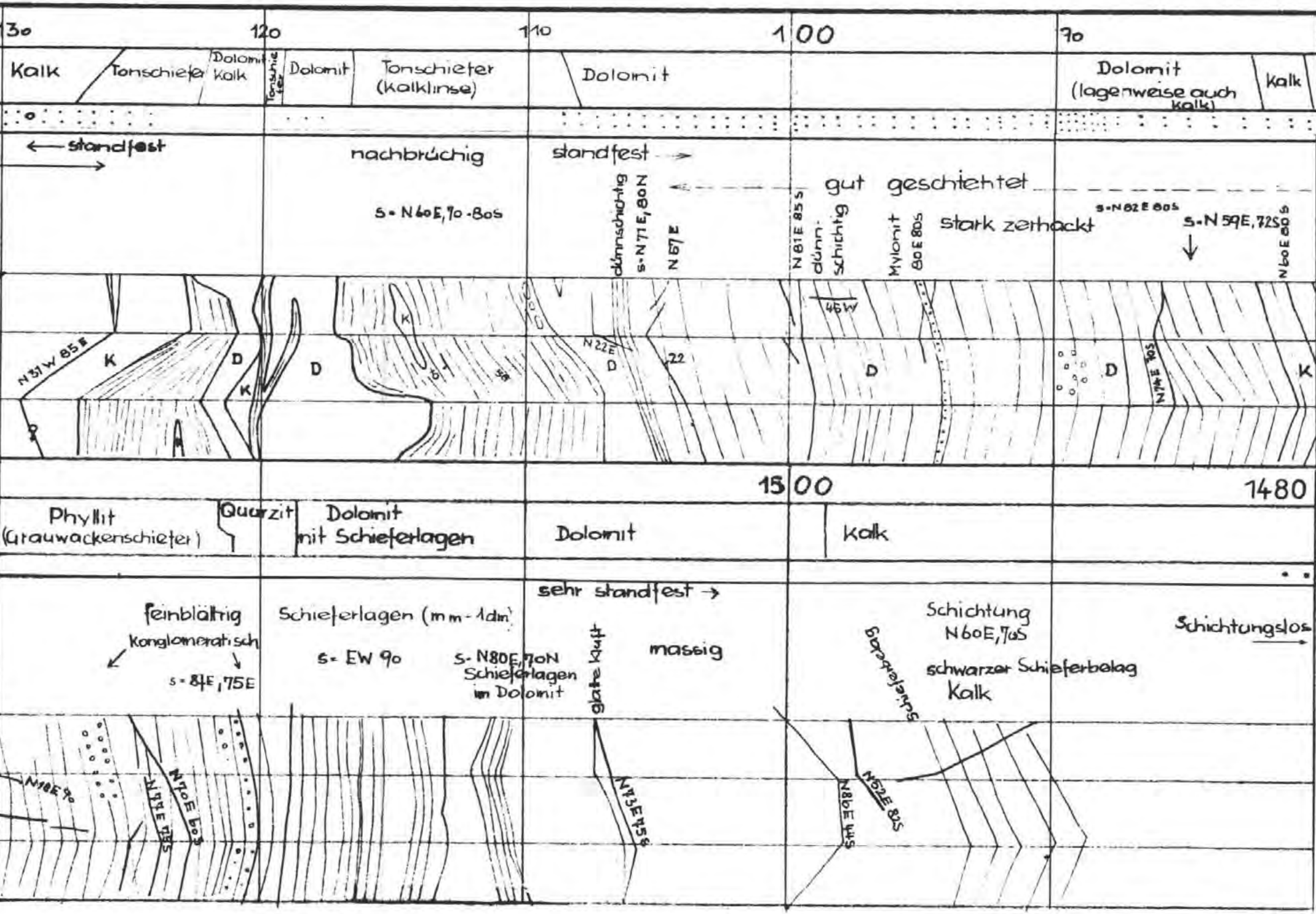
Baustationierung		1600	
Gesteinsart		schiefriger Sandstein (rot)	Phyllit Grauwa
	Wassereintritte		
Geolog. Verhältnisse im Richtstollen	**Gefüge u.s.w.**	---- fest ----------→ Schieferung: 75E 70S 83W 67	S = N70E 68S
	W-Ulm		
	First		
	E-Ulm		

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 3. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei. 5900 59

STOLLENBÄND

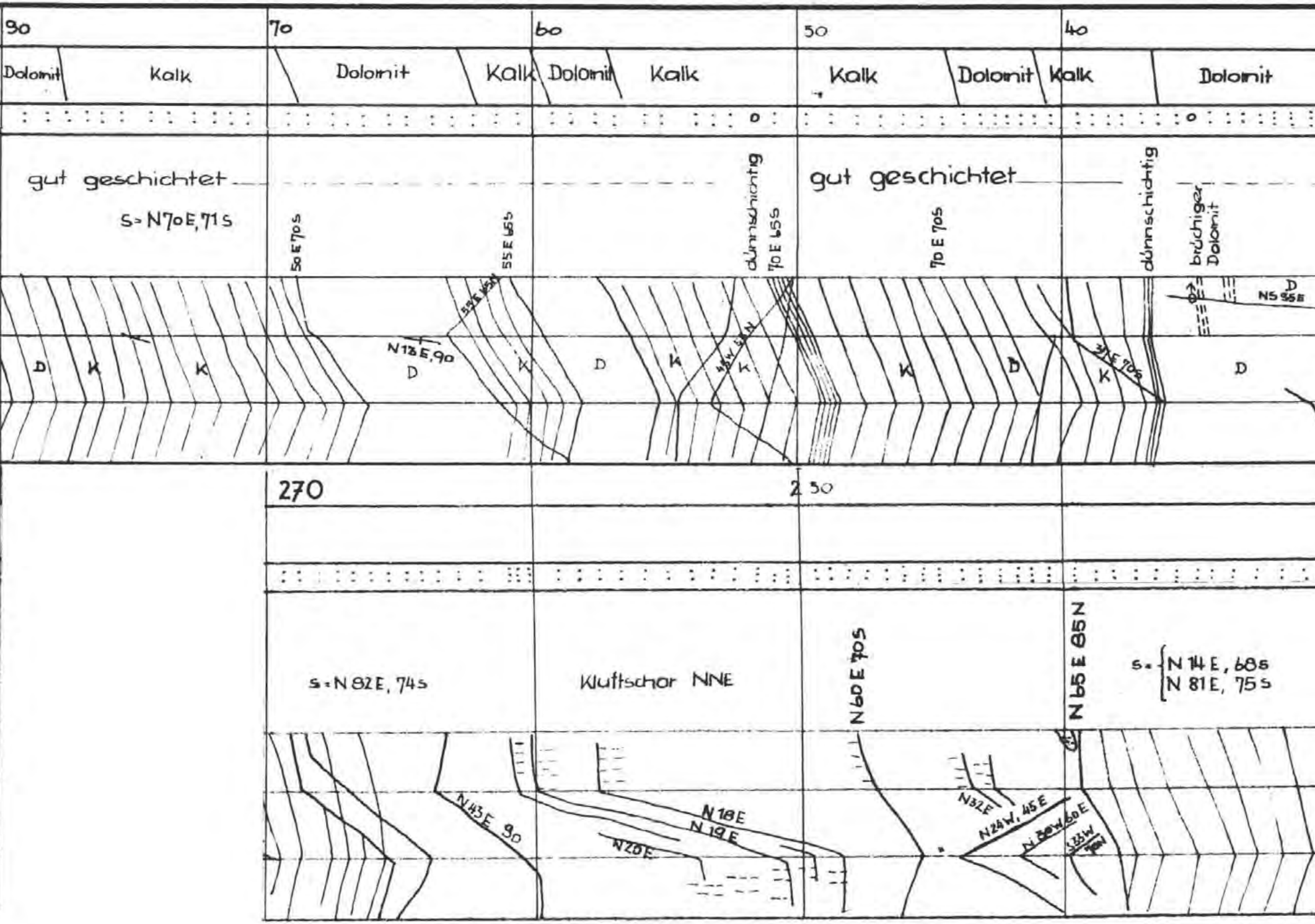

180
170
160
150
140
Kalk
Tonschiefer
Kalk (Wettersteinkalk)
z.T. dolomitisiert
standfest
ungeschichtet
steilachsige Verfaltung
nachbrüchig gebräch
standfest →
verschiefert
← ungeschichtet
N 50 W, 75 S
N 61 W, 80 S
N 21 W, 60 S
EW, 85 S
S = 75 W 75 S
EW 30 S
N10E 45W
K
38
N22E
D
N5E 90
K
60 45 N 28 W 70 60
K
30
ckenschiefer)
nachbruchig
nachbruchig
nachbruchig
leicht nachbruchig
verfaltet
b=N85E, horiz.
b=EW horiz.
stark zerschert
verfaltet - - - - - - - - - verfaltet
(mit horizontalen Achsen)
b=EW horiz
s=EW 45S
Scherungsfl. etwa 60°S
konglomeratisch
stark zerschert
zerschert
s=EW 60S
s=N75E 73 S
N 51E 72S
N 62E 88S
N 82E 78S
N 60E 70N
EW 76S
70-80 N24W
N 71E 35S
N 40 E
N 51W 90
N 80 E
35W
45W
N 88W 35S
N 74W 55S
EW 75S
N 22E 75S
N 23W 30S
22E 90
14E

ER 1:200 BAULOS IMSTERAU *TEILAUSSCHN*

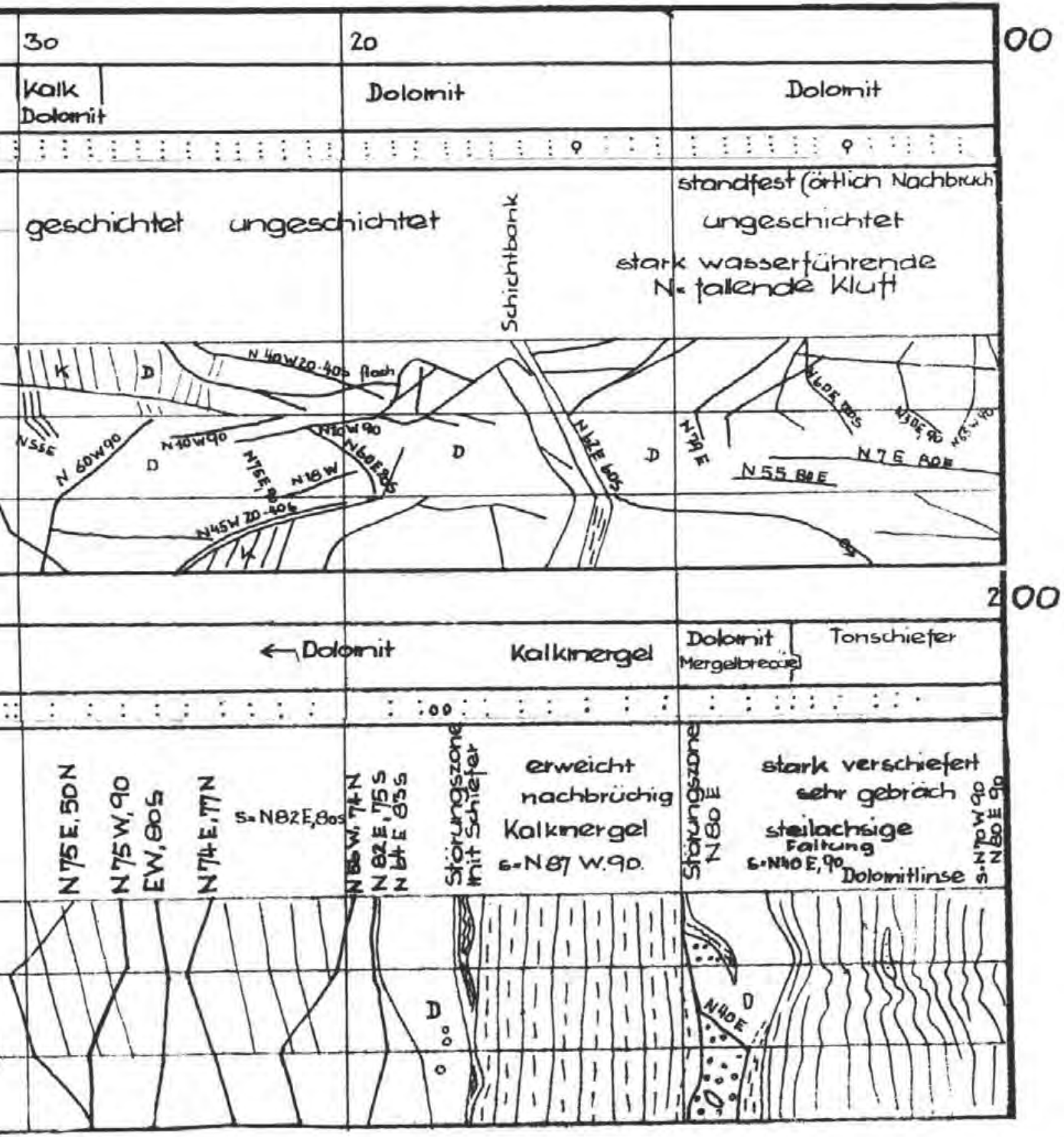


130
120
110
100
90
Kalk
Tonschiefer
Dolomit Kalk
Tonschiefer
Dolomit
Tonschiefer (kalklinse)
Dolomit
Dolomit (lagenweise auch kalk)
Kalk
← standfest
nachbrüchig
standfest →
gut geschichtet
S = N60E, 70-80S
dünnschichtig
S = N71E, 80N
N67E
N81E 85S
dünn-schichtig
Mylonit 80E 80S
stark zerhackt
S = N82E 80S
S = N59E, 72SO
N60E 80S
46W
N31W 85E
K
D
K
D
K
N22E
D
22
D
D
N74E 70S
K
1500
1480
Phyllit (Grauwackenschiefer)
Quarzit
Dolomit mit Schieferlagen
Dolomit
Kalk
sehr standfest →
feinblättrig
konglomeratisch
S = 84E, 75E
Schieferlagen (mm - 1dm)
S = EW 90
S = N80E, 70N
Schieferlagen im Dolomit
glatte Kluft
massig
Schieferbelag
Schichtung N60E, 70S
schwarzer Schieferbelag
Kalk
Schichtungslos →
N18E 90
N74E 75S
N70E 60S
N73E 75S
N86E 75S
N52E 82S

ITTE


90
70
60
50
40
Dolomit
Kalk
Dolomit
Kalk
Dolomit
Kalk
Kalk
Dolomit
Kalk
Dolomit
gut geschichtet
S = N70E, 71S
50 E 70S
55 E 65S
dünnschichtig
70 E 65S
gut geschichtet
70 E 70S
dünnschichtig
brüchiger Dolomit
D
N5 55E
D
K
K
N18E, 90
D
K
D
K
K
K
D
K
D
270
250
S = N 82E, 74S
Kluftschar NNE
N 60 E 70S
N 65 E 85 N
S = N 14 E, 68S
N 81 E, 75S
N43E 90
N 18E
N 19E
N20E
N32E
N24W, 45E
N 38W, 60E

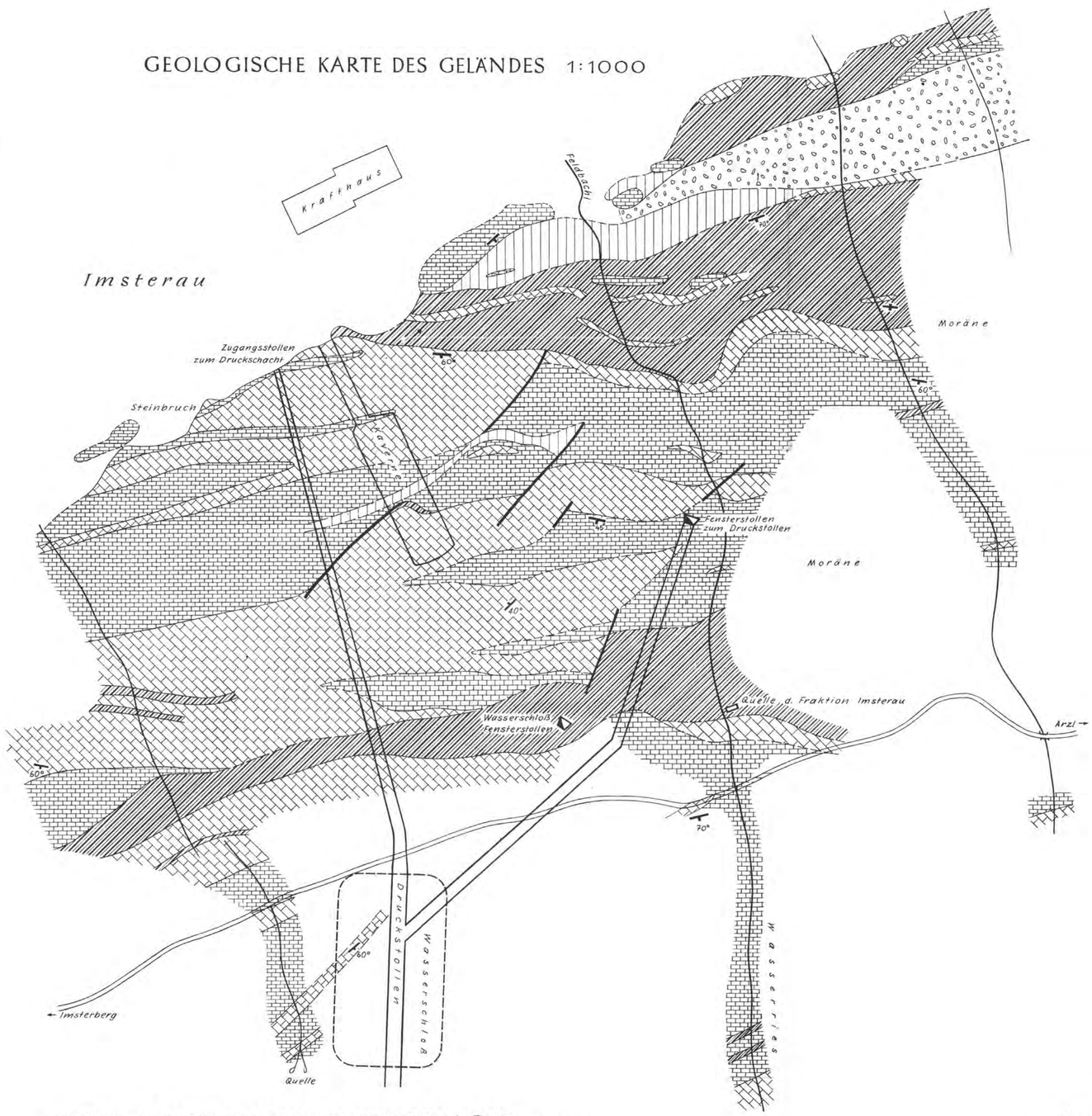
Tafel XII


30
20
00
Kalk
Dolomit
Dolomit
Dolomit
geschichtet
ungeschichtet
Schichtbank
standfest (örtlich Nachbruch)
ungeschichtet
stark wasserführende N-fallende Kluft
K
D
N 40W 20-40s flach
N55E
N 60W 90
N 40W 90
N 10W 90
N 60E 80
N 75E 80
N 18 W
N 45W 20-40s
K
D
N 42E 60s
D
N 79 E
N 60E 80S
N 30E 90
N 5W 90
N 7 E 80E
N 55 80E
200
← Dolomit
Kalkmergel
Dolomit
Mergelbreccie
Tonschiefer
N 75 E, 50 N
N 75 W, 90
EW, 80 S
N 74 E, 77 N
S = N82E, 80s
N 86 W, 74 N
N 82 E, 75 S
N 84 E, 85 S
Störungszone mit Schiefer
erweicht
nachbrüchig
Kalkmergel
S = N 87 W. 90.
Störungszone N 80 E
stark verschiefert
sehr gebräch
steilachsige Faltung
S = N40 E, 90
Dolomitlinse
S: N 70 W 90
N 80 E 90
D
N 40 E
D

GEOLOGISCHE KARTEN UND PROFILE FÜR DEN BEREICH DES KRAFTABSTIEGES

AUFGENOMMEN VON **O. SCHMIDEGG** 1952 – 1956

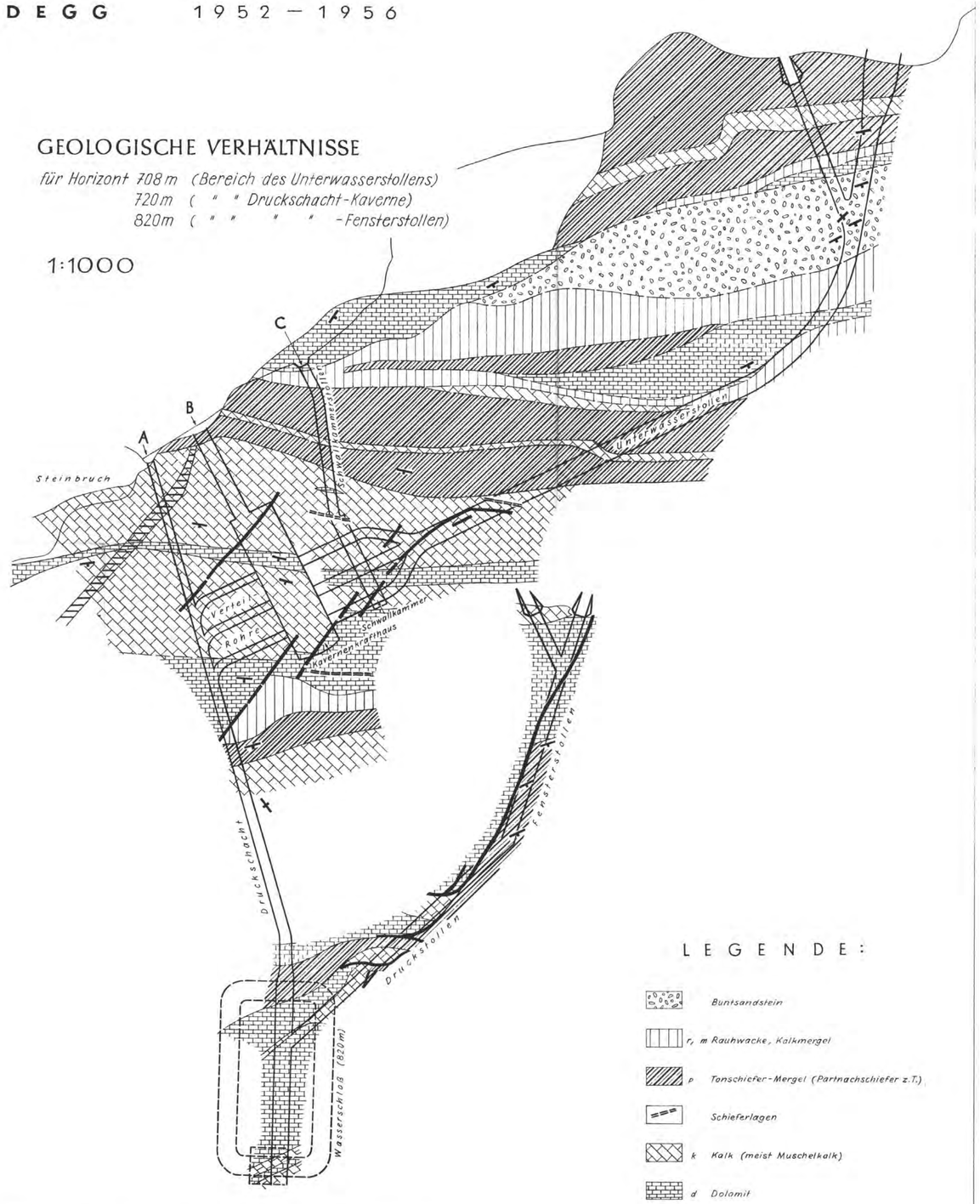
GEOLOGISCHE KARTE DES GELÄNDES 1:1000



GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

für Horizont 708 m (Bereich des Unterwasserstollens)
720 m (" " Druckschacht-Kaverne)
820 m (" " " " -Fensterstollen)

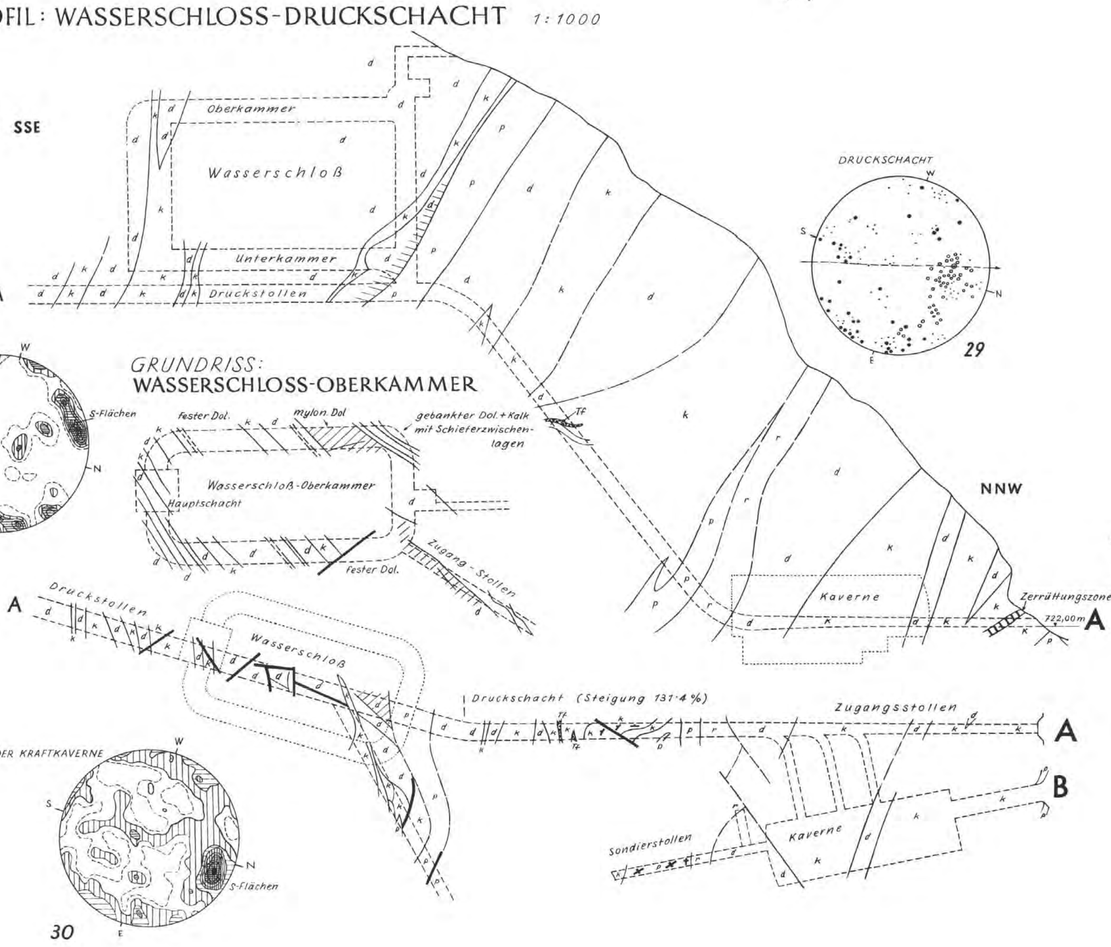
1:1000



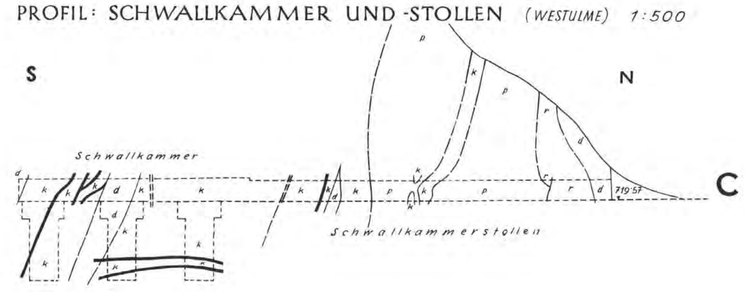
LEGENDE:

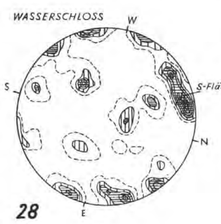
- Buntsandstein
- r, m Rauhwacke, Kalkmergel
- p Tonschiefer-Mergel (Partnachschiefer z.T.)
- Schieferlagen
- k Kalk (meist Muschelkalk)
- d Dolomit
- poröser Dolomit gebändert
- Tf grüne Tuffe, (=pietraverde) } nur in den Profilen
- Bewegungsfläche
- Zerrüttungszonen

PROFIL: WASSERSCHLOSS-DRUCKSCHACHT 1:1000

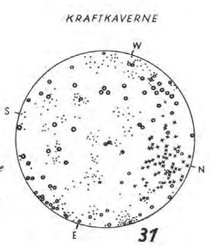


PROFIL: SCHWALLKAMMER UND -STOLLEN (WESTULME) 1:500





GRUNDRISS: WASSERSCHLOSS-OBERKAMMER



LÄNGSSCHNITT DURCH DIE KAVERNE 1:500

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 3. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei. 5900 59

Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol)

Von WALTER BESLER, Innsbruck *)

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel XIV

Inhaltsangabe:

Zusammenfassende Übersicht 407
Einleitung 408

I. Teil:

A. Aufnahmebericht 409
B. Bemerkungen zur Fossilbestimmung 434

II. Teil:

A. Die lithologischen Verhältnisse 436
Bemerkungen zur Fleckentheorie 443
B. Die stratigraphische Gliederung 444
C. Bemerkungen zur Erklärung der faunistischen und lithologischen Verschiedenheiten (mit synoptischer Tabelle) 457
Literaturverzeichnis 460

Zusammenfassende Übersicht

Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimertales am Nordwestrand der Nordtiroler Kalkalpen vertreten alle Stufen des Lias und reichen stellenweise in den unteren und mittleren Dogger. Neben der im großen ganzen anwendbaren mitteleuropäischen Stufengliederung ermöglichen lokale Leitarten und -gattungen eine damit vergleichbare weitere Gliederung. Grenzen und Übergänge sind fließend, nicht selten überschneiden sich verschiedene Arten, z. T. ist ihr Vorkommen in den Fleckenmergeln neu oder auf höhere bzw. tiefere Horizonte ausgedehnt, als bisher bekannt war. Die exakte Feststellung dieser Verhältnisse war dadurch möglich, daß fast ausnahmslos Fossilien aus dem Anstehenden und nicht als Fallstücke berücksichtigt und eingemessen wurden.

In dem verhältnismäßig kleinen Bereich konnten auf Grund der lithologischen und faunistischen Befunde drei Faziesbereiche unterschieden werden:

In einem ersten Bereich bilden bunte Liaskalke die Basis der Fleckenmergel und vertreten diese bis in den unteren Mittellias. Die darüber folgenden Fleckenmergel des höheren Mittellias weisen von den beiden anderen Bereichen grundverschiedene Faunentypen auf. Ein Rätriff hat vermutlich die gleichartige Ausbreitung der Organismen verhindert.

*) Adresse des Verfassers: Innsbruck, Viktor Dankl-Straße 14 c.

In einem zweiten Bereich beginnt die Serie mit Schattwalder Schichten des Rät und unterliasischen Fleckenmergeln, darüber folgen Fleckenmergel mit der Normalfauna der entsprechenden Horizonte.

In einem dritten, vermutlich auch jenseits des erwähnten Riffes gelegenen Bereich bilden zwar auch Schattwalder Schichten die Basis der Fleckenmergel, diese aber nehmen im Unterlias vor allem lithologisch eine deutliche Sonderentwicklung, die paläontologisch noch unterstrichen wird. Im Mittellias treten Anklänge an die Fauna des ersten Bereiches auf, auch spärliche klastische Einschaltungen erinnern an ihn (vermutlich war es im Mittellias zu einer Überflutung des Rätriffes gekommen). Die Verschiedenheit des zweiten und dritten Bereiches dürfte durch weitreichende Einflüsse von zwei verschiedenen Einflußgebieten zu erklären sein.

Tektonisch liegt das Gebiet in einem Abschnitt der Allgäu-Decke nahe an der Stirn der Lechtaldecke. Dadurch kam es zu einer sekundären Annäherung der an sich verschiedenen Sedimentationsbereiche.

In lithologischer Hinsicht sind die Fleckenmergel des Gebietes, oberflächlich betrachtet, ein ziemlich einheitlicher Komplex, im Feinbau besteht ein sehr rascher Wechsel von verschiedenartigen Lagen: Alle Übergänge von kalkiger zu mergeliger Ausbildung, tonige, sandige, kieselige und brecciöse Schichten, die im Einzelnen meist nur eine Handbreite mächtig werden. Die Gesamtmächtigkeit beträgt zirka 200 bis 280 *m*, nur durch die vielen Überschiebungen und Faltungen wird oft eine weit größere Mächtigkeit vorgetäuscht.

Einleitung

Die Fleckenmergel bilden im Tannheimertal weithin fruchtbare Almböden und Hochwiesen und sind durch schluchtartige Bachläufe recht günstig aufgeschlossen. Das etwa 60 km^2 große Untersuchungsgebiet gruppiert sich im großen und ganzen um die Hauptdolomitinsel des Einstein.

Südlich des Einstein wird das Gebiet aufgeschlossen durch den Wiesler und den Frickler Bach bei Schattwald, den Steinabach bei Zöblen, den Kienzerlebach westlich Tannheim, durch verschiedene wenig tiefe Rinnsale an den Hängen zwischen Untergschwend und Innergschwend und jenseits des Engetales durch das Tal der Log nordöstlich von Grän.

Von Grän bis Nesselwängle sind die Aufschlüsse wenig brauchbar, auch der Waldsbach östlich von Nesselwängle, am Fuße des Hahnenkammes, lieferte nur wenig Fossilmaterial.

Jenseits des Tannheimertales gegen Süden hin schließen auf: Das Lenzetal bei der Ödenbachalpe südlich Haldensee, der Höhenbach und Schmieder Bach bei Tannheim und der Bach im Höfer Berg bei Zöblen.

Nördlich des Einstein geben der Kotbach und einige Bächlein im Engetal sowie ein Aufschluß im Seewald am SW-Abhang des Aggenstein Einblick in den Aufbau der Fleckenmergel.

Als Grundlage für die Untersuchung wurde die geologische Karte 1 : 25.000 der Vilser Alpen von W. HEISSEL (in diesem Bereich großteils von O. AMPFERER aufgenommen) benützt (sie wurde teilweise korrigiert). Für den südlichen Bereich wurde das Blatt Lechtal der Österr. Geol. Spezialkarte 1 : 75.000 verwendet.

Die Begehung erfolgte jeweils in den Sommermonaten der Jahre 1952, 1953 und teilweise auch noch 1954.

Eine wesentliche Aufgabe dieser Untersuchung war die genaue Horizontierung der Fossilien im anstehenden Gestein, Fallstücke wurden nur ausnahmsweise berücksichtigt, wenn ihr Fundpunkt eindeutig rekonstruiert werden konnte oder wenn es sich um eine besondere Art handelte.

Die Bestimmung der Fossilien wurde großteils nach J. SCHRÖDER („Die Ammoniten der Jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen", 1927) durchgeführt.

Die Ausführungen im lithologischen Teil der Arbeit gründen sich großteils auf Untersuchungen unter dem Binokular und Mikroskop, teilweise auf Dünnschliffe und chemische Proben. Eine quantitative Analyse war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich.

Alle wesentlichen Fossilbelegstücke befinden sich im Geol.-Paläont. Institut der Universität Innsbruck. Dort besorgte ich auch die Ausarbeitung unter Beratung von Herrn Prof. Dr. R. v. KLEBELSBERG und Herrn Doz. Dr. G. MUTSCHLECHNER, denen ich mich zu großem Dank verpflichtet fühle.

I. Teil

A. Aufnahmebericht

1. Südhang des Einsteingebietes

Rechter Seitengraben des Wiesler Baches

Im rechten Seitengraben des Wiesler Baches tritt nach anfänglich flachem Verlauf, der keine günstigen Aufschlüsse zeigt, an seiner rückwärtigen Gabelung eine Hauptdolomitstufe auf. Darüber liegen

Plattenkalk,
Kössener Schichten (zirka 7 *m* mächtig),
Schattwalder Schichten (zirka 3 *m*).

Oberhalb dieser Stufe, wo der Viehtrieb den Bach quert, fehlen die Kössener- und Schattwalder Schichten und es setzen über dem Plattenkalk die Fleckenmergel ein und zwar zunächst mit dunklem, dann hellem Mergelkalk, der zahlreiche Crinoidenstielglieder und einige Brachiopoden führt.

In dieser Schicht wurden

Arnioceras hartmanni OPP. var *plicata* FUC. 2 und
Terebratula cf. *punctata* SOW.

gefunden. 15 *m* höher liegen in einer etwa 4 *m* dicken Mergelschicht, die violette Manganfärbung aufweist, zahlreiche *Arnioceras:*

Arnioceras geometricum OPP. 2 [1])
Arnioceras semicostatum Y. u. B. 2
Arnioceras hartmanni OPP. var. *plicata* FUC. 1
Arnioceras mendax FUC. var. *rariplicata* FUC. 1
Arnioceras sp. 11
Rhacophyllites cf. *gigas* FUC.

Bei längerem Schürfen hat sich gezeigt, daß hier die ganze Schicht von *Arnioceras*arten erfüllt ist, sodaß man geradezu von einer Arniocerasbank sprechen kann. Diese ist, wie noch zu zeigen sein wird, auch im Hauptgraben des Wiesler Baches und im Frickler Bach aufgeschlossen.

[1]) Anzahl der gefundenen Stücke.

Im oberen Teil dieses Grabens sind die Fleckenmergel nicht mehr aufgeschlossen.

Auch an einem linken Seitenzufluß dieses Grabens, etwa 100 *m* vor der Hauptdolomitstufe sind Fleckenmergel aufgeschlossen, die an einer Stelle 25 *m* über dem Bachbett (im Profil etwa 40 *m* über den Schattwalder Schichten) *Arniocerasarten* führen und wahrscheinlich zur erwähnten Arniocerasbank gehören:

Arnioceras geometricum OPP. 5
Arnioceras aff. *geometricum* OPP.
Arnioceras Jugendexemplare
Arnioceras cf. *hartmanni* OPP. var. *plicata* FUC. 3
Arnioceras semilaeve HAU.
Arnioceras mendax FUC. var. *plicata* FUC.

Zusammen mit diesen

Spiriferina sp.
Terebratula sp.

Auffallend an diesen Arnioceraten wie an denen des Wiesler und Frickler Baches ist ihre einheitlich nach einer Richtung weisende elliptische Verzerrung (wie dies schon REISER in seiner Geologie der Hindel. und Pfrontner Berge bemerkt).

An dieser Stelle lagen auch einige Muscheln, die infolge ihres dürftigen Erhaltungszustandes nur unsicher mit *Inoceramus* sp. zu vergleichen sind — außerdem ein Haifischzahn.

Wiesler Bach

Der Wiesler Bach zeigt kurz nach der Einmündung des eben erwähnten Seitengrabens, knapp oberhalb der Überquerung des Viehtriebes (1100 *m* ü. M.) ebenfalls einen Arniocerasaufschluß in den z. T. violett angelaufenen dichten Mergeln:

Arnioceras sp. aff. *geometricum* OPP.
Arnioceras semilaeve HAU. 2
Arnioceras speciosum FUC. var. *spectabilis* FUC.
Arnioceras sp. und einige Jugendexemplare mit skulpturlosen Innenwindungen.

Diese Arnioceraten zeigen wie die im Frickler Bach und z. T. auch die im Seitengraben des Wiesler Baches einen gegenüber den Ammoniten in höheren Lagen auffälligen Erhaltungszustand: Sie tragen eine leicht absplitternde kreidige Schale.

Die Schichten streichen hier N 70° W und fallen 40° N. Dieses Nordfallen hält im großen und ganzen im Profil des Wiesler Baches an und rechtfertigt dadurch die Annahme, daß, abgesehen von Überschiebungen in Richtung des Fallens, die Schichtfolge einigermaßen ungestört ist, während durch die mannigfache Verbiegung und Faltung in den anderen Aufschlüssen diese Feststellung oft sehr erschwert ist.

70 *m* bachaufwärts folgt eine fossilleere Zone, in der u. a. charakteristische braun-graue, feste Kalke mit zahlreichen Kalzitadern auftreten, in denen vereinzelt Bryozoenreste gefunden wurden. Anschließend steht eine Scholle von Kössener und Schattwalder Schichten an, wie dies in der geol. Karte von REISER auch zum Ausdruck kommt. (In der Karte der Vilser Alpen von W. HEISSEL, aufgenommen von O. AMPFERER, fehlt eine derartige Eintragung.)

Es handelt sich hier um eine in Richtung des Schichtfallens erfolgte lokale Überschiebung. Denn nach weiteren 60 *m* Bachlänge, die von Schuttablagerungen verdeckt sind, treten wieder die auffallend violett angelaufenen Mergel des Arnioceras-Horizontes zutage, wie sie an den Fundpunkten am Eingang des Wiesler und Frickler Baches anstehen. 40 *m* bachaufwärts treten auch wieder die angeführten braungrauen festen Kalke in ähnlicher Ausbildung auf. Leider führt diese Zone in beiden Fällen keine bestimmbaren Fossilien.

50 *m* hinter dem Stauwehr, wo die braungrauen Kalke anstehen, wurde in dem nun flachen Teil des Baches, an der Schichthöhe gemessen zirka 60 *m* über dem Arnioceras-Horizont, ein

Oxynoticeras tenellum SIMPS.

gefunden. Als Fallstück lag hier ein unsicher bestimmbares Exemplar von

Dumortieria jamesoni SOW.

6 *m* [1]) darüber lagen in hellem Fleckenkalk:

Vermiceras bavaricum BOESE
Vermiceras scylla REYN.
Vermiceras cf. *nodotianum* d'ORB.
Vermiceras sp. 4
Pecten textorius SCHLOTH.

12 *m* über diesen:

Oxynoticeras sp. aff. *subguibalianum* PIA

zusammen mit

Vermiceras cf. *nodotianum* d'ORB. 2.

Aus derselben Schichte, nur etwas tiefer im Bachbett, stammt ein Fragment von

Oxynoticeras sp. aff. *abaloense* DUM.

ferner

Rhynchonella plicatissima QUENST.
Terebratula punctata SOW.

Oberhalb der folgenden zirka 10 *m* hohen Stufe liegt in dunklen Fleckenkalken

Pecten textorius SCHLOTH.

Die anschließende Zone mit hellen festen und mürben sowie dunklen Kalken und Mergeln ist fossilleer und z. T. schlecht aufgeschlossen. Nach 80 *m* Bachlauf, in einem Schichtabstand von fast 40 *m*, liegt oberhalb einer 6 *m* hohen Stufe:

Pecten textorius SCHLOTH.
Phylloceras sp. ind.

Die folgenden 50 *m* Schichthöhe zeigen wieder sehr starke Anklänge an die Schichtausbildung im untersten Teil des Baches:

Oben: helle Kalke — Vermiceras-Horizont,
feste Kalke — fossilleer,
unten: mergelige *Arnioceras* führende Zone.

[1]) Die Höhenangaben beziehen sich, wenn nichts anderes ausdrücklich vermerkt, auf die Schichtabstände, nicht auf die topographischen Höhenunterschiede.

Dichte Mergel herrschen vor, unter ihnen auch violette Manganschiefer. Zwei Lagen von festen hellen bzw. dunklen Kalken treten auf, die allerdings nicht einfach die braungrauen festen Kalke darstellen, aber diese vielleicht hier vertreten.

Aus der unter diesem Schichtpaket liegenden stark gestörten Gesteinspartie ist der Schluß sehr naheliegend, daß auch hier wieder eine Überschiebung in Richtung der Schichtlage vorliegt, zumal die nun folgende Vermiceras-Zone der oben erwähnten durchaus entspricht. Eindeutig konnte aber diese Überschiebung wegen der Vermurung und des Bewuchses in diesem Bereich nicht festgestellt werden. (An einen direkten Zusammenhang der beiden Vermiceras-Lagen durch eine Falte ist auf Grund des gesamten Profilverlaufes nicht zu denken.)

Nach diesen 50 *m* Schichthöhe also (1200 *m* ü. M.) lagen:

Pecten cf. *textorius* SCHLOTH.

10 *m* höher in den hellen, tonarmen Fleckenkalken

Vermiceras tenue FUC. 2
Vermiceras macdonelli PORTL. 3
Vermiceras spiratissimum QUENST.
Vermiceras sp. 6

Daneben begegneten etwa 1 *m* tiefer liegend

Arnioceras semilaeve HAU.
Arnioceras cf. *geometricum* OPP.
Pecten cf. *lanularius* ROTHPL.
Pecten cf. *textorius* SCHLOTH. 3
Avicula sp.
Spiriferina sp.

4,5 *m* höher setzt neben

Oxynoticeras sp.
Rhynchonella plicatissima QUENST.
Pecten lanularius ROTHPL.

die Gattung *Microderoceras* ein:

Microderoceras n. sp. aff. *keindli* SCHRÖDER cf. *keindli* EMMR.

Die *Vermiceras*-Arten sind auf die hellen, tonarmen Fleckenkalke beschränkt, während die anderen Gattungen großteils in den mehr oder weniger stark mergeligen Zwischenlagen auftreten. 12 *m* darüber lagen:

Vermiceras sp.
Asteroceras cf. *stellare* SOW.
Terebratula sp.

3 *m* über diesen

Vermiceras macdonelli PORTL.
Oxynoticeras sp. ind.
Spiriferina alpina OPP.

5 *m* über dieser Zone lagen:

Arnioceras cf. *hartmanni* OPP. var. *plicata* FUC.
Vermiceras tenue FUC.
Vermiceras rothpletzi BOESE
Vermiceras macdonelli PORTL.
Rhacophyllites cf. *libertus* GEMM.
Microderoceras cf. *heberti* OPP.
Oxynoticeras sp.
Terebratula sp.

In der nächsten Schichte von hellen Fleckenkalken, 0,5 *m* darüber wurden gefunden:

Arnioceras sp. ind.
Vermiceras nodotianum d'ORB.
Vermiceras macdonelli PORTL.
Vermiceras sp. aff. *macdonelli* PORTL.
Oxynoticeras sp. I
Microderoceras heberti OPP.
Microderoceras keindli EMMR. 2
Microderoceras sp.
Inoceramus falgeri MER.
Pecten textorius SCHLOTH.
Rhynchonella plicatissima QUENST.
Terebratula sp.

Nach 8 *m* fossilleerem Gestein folgten:

Oxynoticeras sp.
Aegoceras nov. sp. (?)
Microderoceras keindli EMMR. 2
Microderoceras heberti OPP.
Microderoceras sp. aff. *steinmanni* HUG
Arieticeras sp.
Arieticeras sp. aff. *bertrandi* KIL.
Belemnites sp.

In dieser 33 *m* mächtigen Schichtfolge, die großteils von hellen Fleckenkalken mit wenig zwischengeschalteten Mergeln aufgebaut ist, vollzieht sich vom erwähnten zweiten Vermiceras-Horizont bis zum Auftreten von *Arieticeras bertrandi* KIL. der Übergang vom unteren zum mittleren Lias. Es ist aber nicht möglich, eine scharfe Grenze festzusetzen. Zunächst herrschen noch die Vermicerasarten vor. Daneben tritt auch noch *Arnioceras* auf. Diese beiden Gattungen nehmen aufsteigend an Häufigkeit ab — *Vermiceras macdonelli* PORTL. und *V. nodotianum* d'ORB. bzw. *Arnioceras hartmanni* OPP. var. *plicata* FUC. sind ihre letzten Vertreter. Anderseits nimmt „*Microderoceras*" an Individuenzahl nach oben hin zu *(M. heberti* und *keindli)*. Bemerkenswert ist dabei, daß *Microderoceras heberti* OPP. vermutlich noch in den unteren Lias herabreicht, da er zusammen mit *Arnioceras hartmanni* OPP. vorkommt, was ebenso für *Rhacophyllites* cf. *libertus* GEMM. gilt. Weisen eigentlich schon *Microderoceras heberti* OPP. und *Inoceramus falgeri* MER. auf den unteren Mittellias hin, so ist dies durch das Auftreten von *Arieticeras (A. bertrandi* KIL.*)* vollends eindeutig.

(*Asteroceras* aus dem oberen Unterlias, der im Steinabach bei Zöblen einen auffallenden Horizont festlegt, ist hier nur in einem Stück vertreten und zwar innerhalb der Vermiceras-Zone.)

In der 42 *m* mächtigen Schichtfolge von festen und mürben Kalken sowie wieder etwas mehr mergeligen und teils sandigen Zwischenlagen oberhalb der Fundstelle von *Arieticeras bertrandi* KIL. traten keine Fossilien zutage.

Dann aber tritt bei etwa 1250 *m* ü. M.

Dumortieria jamesoni SOW.

auf, die den untersten Mittellias charakterisiert. Nach 45 *m* Bachlänge folgen zirka 20 *m* höher in einem kleinen Seitengraben auf der rechten Seite

Lytoceras fimbriatum SOW.

und nicht weit von dieser Stelle, etwas schräg gegenüber einige Exemplare von

Inoceramus falgeri MER.

Das anschließende, zirka 50 *m* lange flache Stück des Baches bis zur Steilstufe ist sehr schlecht aufgeschlossen, zeigt Wechsellagerung von Kalken und Mergeln, in denen keine Fossilien gefunden wurden. Die Höhe der nun etwas flacher einfallenden Schichten (25—30°) mag etwa 15 *m* betragen.

An der über 30 *m* hohen Steilstufe fallen neben dünnen, deutlich herauswitternden grauen und grüngrauen Hornsteinlagen feste Kalke auf, die auf den ersten Blick den hellen Vermiceraskalken gleichen. Bei näherem Zusehen aber bemerkt man an den Anwitterungsflächen zahlreiche Risse und Klüfte nach Art der Hornsteinanwitterung. Es handelt sich um Kieselkalke, worauf auch ihre auffallende Härte hindeutet. (Nähere Besprechung siehe im lithologischen Teil dieser Arbeit.)

In 20 *m* Höhe wurde der aus dem Mittellias (Capricornu-Zone) bekannte

Liparoceras striatum REIN. und
Coeloceras crassum PHILL. aus dem Lias ε

zusammen in einem Stück gefunden.
Daneben:

Lytoceras cornucopiae d'ORB. 2
Microderoceras sp. cf. *heberti* OPP.
Tropidoceras sp. aff. *calliplocum* GEMM. (?)

15 *m* höher, bereits oberhalb der Holzbrücke lagen

Lytoceras cornucopiae d'ORB.
Inoceramus cf. *falgeri* MER.
Belemnites sp.

Sicher befinden wir uns also nach dem Auftreten von *Lytoceras cornucopiae* d'ORB. im oberen Lias, möglicherweise gerade am Übergang zu diesem. *Liparoceras striatum* ist also nicht auf den Capricornu-Horizont beschränkt.

Schreitet man in dem nun sehr flach werdenden Bächlein weiter, so fallen Bruchstücke von rotem Hornstein, Radiolarit, auf. Diese wurden auch auf den welligen Erhebungen in diesem Quellbereich des Wiesler Baches mehrfach beobachtet, jedoch nirgends als anstehend angetroffen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich eindeutig um oberjurassischen Hornstein mit zahlreichen Radiolarienskeletten handelt. Wohl aber ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß dieser Radiolarit, der ja im Hangenden der Fleckenmergel auftritt, einen Verwitterungsrest darstellt. Die Schichtfolge des Wiesler Baches könnte wohl trotzdem noch etwas höher, vielleicht bis in den unteren Dogger gereicht haben.

Frickler Bach

Im Frickler Bach stehen bis etwa 60 *m* hinter dem obersten Haus vom Weiler Fricken Kössener Schichten an. Die Schattwalder Schichten fehlen. Dann beginnen die Fleckenmergel mit dunklen Kalken und vor allem auffallenden dichten Mergeln, die z. T. wieder violette Manganfärbung tragen. Knapp unterhalb des Viehtriebes, der den Bach überquert, lag bei 1100 *m* ü. M.

Arnioceras geometricum OPP.

10 bis 12 *m* höher, bereits über dem Viehtrieb:

Arnioceras geometricum OPP.
Arnioceras cf. *ceratitoides* QUENST.
Arnioceras sp. aff. *mendax* FUC. var. *rariplicata* FUC.

20 *m* oberhalb dieser Stelle

Terebratula sp. aff. *nimbata* OPP.

10 *m* darüber in den zwischen helle und dunkle Fleckenkalke eingeschalteten Mergeln mit Manganfärbung:

Arnioceras geometricum OPP. und
Arnioceras Jugendexemplare
Arnioceras semilaeve HAU.
Oxynoticeras sp. ind.

In der nächsten Schichte, 5 *m* höher

Arnioceras geometricum PP.
Arnioceras ceratitoides QUENST.
Arnioceras semilaeve HAU. 2
Arnioceras semicostatum Y. u. B.
Arnioceras speciosum FUC. var. *spectabilis* FUC.
Arnioceras mendax FUC. var. *rariplicata* FUC.
Arnioceras cf. *hartmanni* OPP. var. *plicata* FUC. 2
Arnioceras sp. 6
Phylloceras sp. ind.
Pecten sp.
Inoceramus sp.
Terebratula aspasia GEMM.
Terebratula sp. aff. *nimbata* OPP.
Terebratula sp. 3
Spiriferina alpina OPP.

Oberhalb der Stufe, an der die eben aufgeführten Fossilien gefunden wurden, die durch mehr kalkige Schichten (helle und dunkle Kalke) ausgezeichnet ist, folgt wieder eine sehr stark mergelige Zone mit violetten Manganschiefern und nur selten zwischengeschalteten Kalkbänken, in denen aber keine Fossilien auftraten.

Oberhalb dieser Stufe lagen:

Arnioceras hartmanni OPP. var. *plicata* FUC.
Arnioceras geometricum OPP.
Arnioceras sp. 2

12 *m* über diesen

Arnioceras geometricum OPP.

In der nun folgenden, zunächst noch weitgehend mergeligen Gesteinsfolge, die nach oben hin einer zusehends mehr kalkigen Ausbildung weicht, konnten keine Versteinerungen im Anstehenden gefunden werden. Wohl fand ich Fallstücke von

Oxynoticeras oxynotum QUENST. und
Vermicerasarten,

die einen Zusammenhang mit der Vermiceras-Zone im Wiesler Bach vermuten lassen, zumal sie ebenfalls nur in den tonarmen, hellen Fleckenkalken auftreten. Sie mit ihr auf Grund der lithologischen Verhältnisse zu analogisieren, ist nicht ohne weiteres zulässig: Es ist zunächst infolge

des Fossilmangels völlig unsicher, ob und wo eine der im Wiesler Bach festgestellten Überschiebungen stattgefunden hat. Außerdem treten oberhalb einer Steilstufe bei 1150 *m* ü. M. eigenartige blaugraue Kalke auf, denen im Wiesler Bach gesteinsmäßig nichts entspricht. Allerdings sprechen die über diesen bläulichen Kalken plötzlich etwas flacher liegenden Schichten für die Möglichkeit einer Störung.

Ebensowenig läßt sich eindeutig feststellen, ob eine Überschiebung im untersten Lias, Arnioceras-Horizont, ähnlich den Verhältnissen im Wiesler Bach, stattgefunden hat. Im allgemeinen ist die Schichtfolge und -lage ungestört, bei 1120 *m* ü. M. tritt aber ähnlich wie bei 1150 *m* ü. M. eine mehr flachere Lagerung der Schichten ein, um dann jeweils wieder in die vorherrschende Lage einzubiegen (N 30° W, 25° N). Möglicherweise rührt dies von einer Störung her, die dann in beiden Fällen mit den Störungsflächen im Wiesler Bach zu vergleichen wären. Die Höhenlage der Horizonte würde einander ungefähr entsprechen.

Steinabach bei Zöblen

80 *m* bachaufwärts von der Überquerung des Weges zur „Halde" stehen feste dunkle Kalke und dünne Mergellagen an. Dieses erste Stück des Baches ist infolge Verbauung durch Stauwehre auf 160 *m* schlecht aufgeschlossen. Es treten aber vereinzelt, besonders im oberen Teil ziemlich steil nordfallende (50° N) Schichten von Mergeln, dunklen und dann auch hellen Kalken auf. Vom vierten Stauwehr ab ist der ganze Steinabachgraben gut aufgeschlossen.

35 *m* hinter diesem Wehr lag in festem, stark muschelig brechendem Kalk

Dumortieria jamesoni SOW.

(Der schlechte Erhaltungszustand dieses Stückes rechtfertigt diese Angabe nur durch die Übereinstimmung der Windungsart und der Skulptur sowie mittels der Lage.) 22 *m* bachaufwärts liegt aber in derselben Schichte ein sicher bestimmbarer Fund von

Dumortieria jamesoni SOW. var. *costosa* QUENST.

neben diesem

Inoceramus falgeri MER.

20 *m* höher liegt

Lytoceras fimbriatum SOW.

zusammen mit zahlreichen

Inoceramus falgeri MER. 15.

Bei diesen lagen auch

Rhynchonella plicatissima QUENST.
Belemnites sp.

Bei längerem Suchen würden sich gewiß noch sehr viele Inoceramen finden, man kann geradezu von einer Inoceramenbank sprechen, die in dieser Ausbildung wenigstens an dieser Stelle in einer Länge von etwa 180 *m* auf eine zirka 5 *m* hohe Schichte von mürben Fleckenkalken beschränkt ist.

Das Südfallen dieser Schichten (zunächst 35 ° S) setzt infolge einer Aufwölbung ein, in deren Kern dunkle feste Kalke mit Mergelzwischenlagen abwechseln und vornehmlich *Asteroceras* führen:

Asteroceras cf. *margarita* PAR. 2
Asteroceras obtusum SOW. 3
Asteroceras stellare SOW.
Oxynoticeras tenellum SIMPS.
Lytoceras sp.
Phylloceras cf. *anonymum* HAAS.

Gemessen an dem Profilverlauf liegen die *Asteroceras*arten etwa 12 *m* unterhalb von *Dumortieria jamesoni* SOW. 8 *m* tiefer als diese Fundstelle lagen

Oxynoticeras sp. cf. *abaloense* DUM.
Phylloceras sp. ex aff. *capitanei.*

Oberhalb der etwa 20 *m* hohen Steilstufe, an der infolge sekundärer Einsattelung des Gewölbes die Schichten ziemlich horizontal liegen, tritt wieder *Asteroceras* auf:

Asteroceras obtusum SOW. 3
Asteroceras margarita PAR. 1
Asteroceras stellare SOW. 2
Asteroceras sp. 1.

Zusammen mit diesen

Microderoceras sp. aff. *keindli* EMMR. 3.

Sicher liegt aber dieses *Asteroceras*-Vorkommen 7—8 *m* höher als das erste. Denn die auffallende Wechsellagerung von dunklen festen Kalken und Mergeln von unterhalb der Stufe tritt erst 50 *m* hinter der Steilstufe wieder hervor, wo nach der kleinen Einsattelung wieder eine Aufwölbung mit eben diesen dunklen Kalken, zunächst südfallend, einsetzt. Allerdings wurden an dieser Stelle keine *Asteroceras*-Arten gefunden, sondern nur

Lima cf. *succincta* SCHLOTH.
Oxynoticeras sp. aff. *abaloense* d'ORB.

25 *m* über diesem Punkt lag

Oxynoticeras guibalianum d'ORB.

An der etwa 10 *m* höher einsetzenden Stufe (10 *m* hoch) sowie oberhalb dieser Stufe, wo die Schichten wieder ziemlich flach liegen, tritt

Dumortieria jamesoni SOW.

wieder auf. Bei diesem obersten *Dumortiera*-Stück fand ich, auf 2 *m* Schichthöhe verteilt, auch einige Inoceramen sowie ein

*Amblyoceras*fragment,

0,6 *m* darüber traten eindeutig bestimmbar

Amblyoceras capricornu SOW. und
Oistoceras omissum SIMPS. 2

auf. Ungünstig erhaltene Fragmente aus dieser Gattung fielen durch ihre Zersetzung mit Rost auf.

Zusammen mit diesen *Amblyoceras*-Arten lagen an dieser Stelle:

Inoceramus falgeri MER. 1
Inoceramus sp. 4
Oxynoticeras guibalianum WR.
Aegoceras sp. aff. *paltar* WÄHNER
Lima sp.

Knapp davon entfernt:

Amaltheus margaritatus MONTF. in nur einem Exemplar
Oxynoticeras guibalianum d'ORB.

etwas höher

Belemnites sp. ex. aff. *paxillosus* SCHLOTH.

14 *m* über dem Capricornuhorizont lagen:

Grammoceras normannianum d'ORB. var. *costicillata* FUC.
Inoceramus falgeri MRB.
Pecten cf. *cingulatus* PHILL.
Pecten sp.

5 *m* darüber

Harpoceras sp. aff. *falciferum* SOW.

An den beiden in geringem Abstand voneinander nun folgenden Stufen begegnet eine auffällige, fast weiße, kalkige, fleckenlose Gesteinsschicht.

Soweit es sich im Profil wegen der nun einsetzenden kleinen Überschiebung oder Überfaltung feststellen läßt, liegen etwas oberhalb des *Harpoceras* Fossilien, die den oberen Lias kennzeichnen:

Lytoceras sp. aff. *cornucopiae* Y. u. B.
Lytoceras sp. aff. *cornucopiae* d'ORB. 2
Rhacophyllites cf. nardii MENEGH.
Rhacophyllites libertus GEMM.
Rhacophyllites sp.
Phylloceras sp. aff. *geyeri* BON.
Inoceramus substriatus GOLDF. 4
Inoceramus fuscus QUENST.
Inoceramus sp. ex. aff. *nobilis* MÜNSTER
Inoceramus cf. *nobilis*
Inoceramus sp.
Pecten cf. *cingulatus* PHILL.
Belemnites ventroplanus VOLTZ.

Die Annahme dürfte nicht weit fehlen, daß wir uns etwa 20 *m* oberhalb des Jamesoni-Horizontes befinden. Etwas unterhalb dieser Stelle wurde ein Fallstück von

Hammatoceras lorteti DUM.

aus der Murchisonaezone des unteren Dogger gefunden. Es lag 10 *m* über dem Bachbett am Nordhang, sehr wahrscheinlich dürfte es entsprechend der Fallinie zu schließen, etwa 20—25 *m* über dem erwähnten Fundpunkt angestanden sein.

Die Gesteinsfolge oberhalb des Fundpunktes von *Lytoceras cornucopiae* d'ORB. ist stark durchbewegt und beim näheren Zusehen kann man eine in Richtung des Bachbettes liegende Überschiebungsfalte erkennen.

An der folgenden Stufe fiel eine 15 *cm* dicke, auffallend herauswitternde Lage von Hornsteinkalk auf.

20 *m* darüber, an der Stufe, lagen als Fallstücke von hellen festen Fleckenkalken

Amblyoceras capricornu SOW.
Oistoceras omissum SIMPS.
Lytoceras fimbriatum SOW.
Liparoceras bechei SOW.
Inoceramus sp. 3.

Etwa 18 *m* höher fand ich im Anstehenden

Amblyoceras capricornu SOW. 2
Rhacophyllites cf. *eximius* HAU. 2
Lytoceras fimbriatum SOW.
Inoceramus falgeri MER.
Phylloceras sp.

In derselben Schicht 20 *m* bachaufwärts

Inoceramus falgeri MER.
Phylloceras sp. ind.

Inwieweit die beiden *Capricornu*fundstellen in ungestörter Schichtfolge übereinanderliegen, oder ob es sich um liegenden und hangenden Schenkel einer Falte handelt, läßt sich infolge der starken Durchbewegung nicht eindeutig feststellen. Die charakteristische Kieselkalklage wurde jedenfalls an dieser Stelle nicht ein zweitesmal beobachtet. Vermutlich gehört sie noch zum oberen Lias, entsprechend den Verhältnissen im Wiesler Bach.

In dem folgenden 75 *m* langen Stück des Baches, wo helle und mürbe Kalke mit dünnen Mergellagen in ziemlich flacher Lagerung abwechseln, wurden keine Fossilien gefunden. 20 *m* vor der Kreuzung des Baches mit dem Viehtrieb zeigt das Profil eine deutliche Diskordanz der Schichtlagerung. Gegen SW fallen die Schichten ziemlich flach (20°) nach Süden, gegen Norden aber — WE streichend — mit 40° N.

Knapp vor der Stelle, wo die Schichten gegen Norden einfallen, wurde ein

Grammoceras cotteswoldiae BUCHM. (?)

gefunden. Ein wenig tiefer liegt

Phylloceras anonymum HAAS.

An der Basis der aufgelagerten, N-fallenden Schichtserie fällt ein dünner Hornsteinstreifen auf, der aber sicher nicht mit dem Hornsteinkalk in der Cornucopiae-Zone zusammenhängt, sondern vielmehr mit anderen Hornsteinvorkommen daraufhin deutet, daß irgendwie in der Mitte des Mittellias Hornstein abgelagert wurde. (Vgl. die Hornsteinvorkommen am Kotbach, Waldsbach usw.!)

In zirka 35 *m* Schichthöhe folgt nämlich ungefähr bei der Quellfassung der Oberhalde

Amaltheus margaritatus MONTF. 2
Phylloceras sp. ex aff. *capitanei*
Belemnites sp.

Auffallend ist an dieser Stelle auch das Auftreten von Manganschiefern, die sonst im Bereich des Steinabaches und dem darin mehrfach aufgeschlossenen Mittellias nicht beobachtet wurden. Gerade diese Tatsache im Zusammenhang mit dem isolierten Auftreten des *Amaltheus margaritatus* deutet daraufhin, daß diese diskordant aufliegende Gesteinspartie nicht ursprünglich aus dem Sedimentationsbereich des Steinabach stammt, sondern vermutlich aus dem nächstfolgenden Kienzerlebach, wie noch zu zeigen sein wird.

Außerdem tritt der *Amaltheus margaritatus* im Steinabach nur in einem Stück auf. Verglichen mit dem massenhaften Auftreten im Kienzerlebach steht fest, daß im Steinabach der eigentliche Amaltheus-Horizont fehlt. Auch diese Tatsache rechtfertigt die Annahme, daß die in dieser obersten

Lage gefundenen *Amalthei* einer Schubscholle des östlichen Bereiches angehören. (Vgl. hiezu die Ausführungen im zusammenfassenden Teil dieser Arbeit!) Leider fließt das nun sehr kleine Bächlein sehr flach und die Aufschlüsse sind schlecht, sodaß die Schichtfolge nicht weiter anzugeben ist. Immerhin wurden mehrfach Fallstücke von *Amaltheus* und *Arieticeras*-fragmenten und -abdrücken gefunden.

Kienzerlebach

Der Kienzerlebach ist sehr reich an Versteinerungen aus dem Mittellias. Er fließt durchschnittlich im Streichen der Schichten, im Kartenbild wird dadurch eine größere Mächtigkeit vorgetäuscht. Die Funde aus dem oberen bzw. unteren Lias sind sehr dürftig.

Die Fleckenmergel stehen gleich oberhalb der letzten Häuser vom Weiler Kienzerle an. Im Nordschenkel einer kleinen Schichtwölbung, in deren Kern dunkle feste Kalke mit zwischengeschalteten Mergeln auftreten, lagen in etwa 1160 *m* ü. M.:

Amaltheus margaritatus MONTF. 5
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras sp.
Rhacophyllites libertus GEMM. 2
Phylloceras anonymum HAAS.

120 *m* bachaufwärts begegnet am Grunde einer Stufe in mergeliger Lage — im Kern einer zweiten leichten Schichtaufwölbung:

Acanthopleuroceras cf. *stahli* OPP.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP., das aber hier nicht anstand.

6 *m* darüber

Amaltheus margaritatus MONTF. 4 und einige Abdrücke.

0,6 *m* über diesen:

Amaltheus margaritatus MONTF. 6
Amaltheus margaritatus var. *spinosus* QUENST.
Arieticeras sp. 2.

In dieser Zone treten violette Manganschiefer auf.

In 2 *m* höherer Lage:

Amaltheus margaritatus MONTF. 2
Arieticeras di stephanoi GEMM.
Arieticeras fucini DEL CAMP.

25 *m* bachaufwärts wurde im Nordschenkel dieser Aufwölbung ebenfalls in Manganmergeln ein *Amaltheus* gefunden.

5 *m* über dieser Stelle lagen:

Amaltheus margaritatus MONTF. 4
Arieticeras sp.
Phylloceras anonymum HAAS.

12 *m* vor dem nächstfolgenden Stauwehr, etwas über der erwähnten Fundstelle, fand ich auf der rechten Seite im Bachbett anstehend:

Arieticeras algovianum OPP. 2
Arieticeras retrorsicosta OPP. 2
Arieticeras geyeri DEL CAMP. 2
Arieticeras reynesianum FUC. 3

Arieticeras del campanai FUC. 3
Arieticeras di stephanoi GEMM. 3
Arieticeras lotti GEMM.
Arieticeras sp. 4
Fuciniceras meneghini HAAS.
Amaltheus margaritatus MONTF.
Grammoceras sp.
Phylloceras anonymum HAAS 2
Phylloceras sp.
Phylloceras sp. ex. aff. *capitanei.*

Ein wenig hinter diesem Stauwehr, 4 *m* tiefer als die eben genannte Schichte standen violette Manganschiefer und etwas sandige Lagen an mit:

Amaltheus margaritatus MONTF. 9 (und einige Abdrücke)
Arieticeras algovianum OPP. 2
Arieticeras reynesianum FUC.
Arieticeras di stephanoi GEMM.
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras sp.
Lytoceras sp. aff. *Ectocentrites nodostrictum* QUENST.
Acanthopleuroceras actaeon d'ORB.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Phylloceras anonymum HAAS 3
Phylloceras cf. *geyeri* BON 2
Inoceramus sp.
Pecten sp.
Belemnites sp.
Cidaris sp.

Ungefähr in derselben Lage:

Amaltheus margaritatus MONTF. 2
Arieticeras algovianum OPP. 3
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras sp. 2
Fuciniceras meneghinianum HAAS
Phylloceras anonymum HAAS
Rhacophyllites cf. *nardii* MENEGH.
Lytoceras sp. 2.

4,5 *m* über diesen lagen entsprechend der Schichte vor dem Stauwehr:

Arieticeras algovianum OPP. 4
Arieticeras retrorsicosta OPP. 2
Arieticeras geyeri DEL CAMP.
Arieticeras del campanai FUC.
Arieticeras sp.
Fuciniceras meneghinianum HAAS 3
Fuciniceras sp.
Grammoceras sp.
Phylloceras anonymum HAAS 2
Rhacophyllites cf. *nardii* MENEGH.
Rhacophyllites sp.

Ein wenig vor dem nächsten Stauwehr setzt eine Störung ein, deren Verlauf aber in der stark durchbewegten Zone nur annähernd mit zirka 40° S-fallend angegeben werden kann.

Der auffällige Arieticeras-Horizont liegt oberhalb des Stauwehrs auch 20 *m* tiefer als in der vorigen Gesteinspartie:

Arieticeras algovianum OPP.
Arieticeras geyeri DEL CAMP.
Arieticeras reynesianum FUC.

Arieticeras sp.
Fuciniceras meneghinianum HAAS
Grammoceras sp.
Phylloceras anonymum HAAS
Phylloceras geyeri DEL CAMP.

Etwa 8 *m* tiefer liegen

Amaltheus margaritatus MONTF. 2
Arieticeras algovianum OPP.
Fuciniceras meneghinianum HAAS
Rhacophyllites eximius HAU.

6 *m* über diesen

Amaltheus margaritatus MONTF. 3
Arieticeras algovianum OPP. 2
Grammoceras sp.
Inoceramus cf. *falgeri* MER.

30 *m* bachaufwärts lagen in derselben Schicht:

Arieticeras algovianum OPP. 2
Arieticeras del campanai FUC.
Arieticeras di stephanoi GEMM. 2
Arieticeras lotti GEMM.
Fuciniceras meneghinianum HAAS
Phylloceras anonymum HAAS.

4 *m* über diesen stand ein

Harpoceras sp. an.

Gegenüber der Einmündung des großen rechten Seitengrabens stehen mürbe Kalke und sandige Lagen an, in denen 3 *m* über dem Bachbett ein tieferer Faunenhorizont auftritt, wie schon an zwei früheren Stellen, nämlich

Acanthopleuroceras stahli OPP.
Acanthopleuroceras sella SCHAFH.
Acanthopleuroceras cf. *stahli* OPP.
Inoceramus falgeri MER.
Inoceramus sp.
Pecten cingulatus PHILL.

Auf der rechten Seite, gegenüber dieser Stelle, lagen 18 *m* über dem Bachbett zahlreiche

*Arieticeras*abdrücke
ein unsicher bestimmbarer *Ectocentrites* sp. und ein gut erhaltener *Cidaris* sp.

Bemerkenswert ist an dieser Stelle das Auftreten von brecciösen Lagen, die aber nur 1—4 *cm* dick sind (häufig nur auf Schichtoberflächen beschränkt).

Von der Einmündung des rechten Seitengrabens an verengt sich der Aufschluß schluchtartig. Nach 40 *m* Bachlänge, an der kleinen Stufe, lagen in hellem und teils mürbem Kalk, etwa 9 *m* tiefer als der „*Cidaris*“

Acanthopleuroceras stahli OPP.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Canavaria haugi GEMM.

zusammen mit

Arieticeras reynesianum FUC.
Arieticeras del campanai FUC.
Arieticeras sp.

Darüber folgt, allerdings erst 20 *m* weiter rückwärts deutlich ausgeprägt eine Manganschieferlage mit

Amaltheus margaritatus MONTF. 4
Amaltheus margaritatus var. *gibbosus* QUENST.
Arieticeras sp.

In einer Zone 7—10 *m* über dem *Acanthopleuroceras*, der bei 1250 *m* ü. M. liegt, treten zahlreiche *Arieticeras*-Arten auf.

Arieticeras algovianum OPP. 7
Arieticeras retrorsicosta OPP. 4
Arieticeras geyeri DEL CAMP. 3
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras reynesianum FUC. 3
Arieticeras di Stephanoi GEMM. 5
Arieticeras del campanai FUC. 8
Arieticeras fucini DEL CAMP. 3
Arieticeras lotti GEMM.
Arieticeras sp. 17
Fuciniceras meneghinianum HAAS 2
Fuciniceras sp. 2
Grammoceras sp.
Lytoceras sp.
Phylloceras cf. *geyeri* BON.
Phylloceras anonymum HAAS 2
Phylloceras sp. 3
Rhacophyllites cf. *nardii* MENEGH.
Rhacophyllites libertus GEMM.
Lima antiqua SOW.
Lima cf. *punctata* SOW.
Oxytoma inaequivalvis SOW.
Pecten cf. *textorius* SCHLOTH.
Pecten cf. *lanularius* ROTHPL.
Terebratula cf. *aspasia* GEMM.
einige Belemnitenfragmente.

An der folgenden 30 *m* hohen Steilstufe, in die sich der Bach schluchtartig eingefressen hat, scheint eine Überschiebungsfalte mit gegen SSW weisendem Scheitel einzutreten. Darauf deuten die Harnischflächen und das Auftreten von *Acanthopleuroceras* im oberen Schenkel der Falte hin. Etwa 5 *m* unterhalb des Stauwehrs liegen in violetten Manganschiefern:

Arieticeras sp. 2
Acanthopleuroceras arietiforme OPP. 4
Acanthopleuroceras maugnesti d'ORB.
Acanthopleuroceras stahli OPP. 2
Acanthopleuroceras sella SCHAFH.
Canavaria haugi GEMM.
Grammoceras fieldingii REYN.
Pecten textorius SCHLOTH. 2
Pecten sp.
Lima punctata SOW.

25 *m* hinter dem Stauwehr stehen mürbe Kalke an mit:

Acanthopleuroceras maugnesti d'ORB.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Acanthopleuroceras cf. *stahli* OPP.
Belemnites tricanaliculatus ZIET.

Das folgende Stück des Baches ist auf 190 *m* entsprechend einem Höhenunterschied von 12 *m* überhaupt nicht aufgeschlossen. Dann aber stehen Manganschiefer an mit

Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Arieticeras sp. 2.

12 *m* höher zwischen zwei Stufen liegen ebenfalls Manganschiefer mit zahlreichen

Amalthei margaritati MONTF. 8
Amaltheus margaritatus var. *gibbosus* QUENST.
Arieticeras sp. 5
Phylloceras anonymum HAAS
Phylloceras sp. ex. aff. *capitanei*
Spiriferina sp. aff. *alpina* OPP.

1,5 *m* über diesen

Amaltheus spinatus typ. MONTF.

35 *m* bachaufwärts liegen etwa im erwähnten Amaltheus-Horizont

Amaltheus margaritatus MONTF. 4
Arieticeras sp. 1.

10 *m* tiefer in der Schichtfolge tritt in den nun wieder leicht südfallenden Schichten der Acanthopleuroceras-Horizont auf:

Acanthopleuroceras maugnesti d'ORB. 4
Acanthopleuroceras binotatum OPP. 2
Acanthopleuroceras stahli OPP. 1
Acanthopleuroceras arietiforme OPP. 3
Acanthopleuroceras sp. 3
Arieticeras sp. aff. *geyeri* DEL CAMP.
Phylloceras anonymum HAAS
Phylloceras geyeri BON.
Phylloceras sp. 2
Belemnites sp. 2.

Aus derselben Schicht 30 *m* bachaufwärts bei 1380 *m* ü. M.:

Acanthopleuroceras sp. aff. *binotatum* OPP.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Acanthopleuroceras sp. aff. *canavaria haugi* GEMM.

Bei 1400 *m* ü. M., wo der Viehtrieb den Bach quert, lagen

Amaltheus margaritatus MONTF.
Arieticeras sp.

In diesem Profil des Kienzerlebaches lassen sich keine eindeutig stratigraphischen und faunistischen Grenzen ziehen. Vielmehr gehen die einzelnen Horizonte ineinander über. Allerdings sind die Horizonte im großen und ganzen, abgesehen von ihrer Grenze, ziemlich eindeutig ausgeprägt. „*Acanthopleuroceras*" charakterisiert den unteren Mittellias. Außerdem ergibt sich in diesem Aufschluß die Tatsache, daß die an und für sich gleich alten Genera „*Amaltheus*" und „*Arieticeras*" wohl auch nebeneinander vorkommen, daß aber *Arieticeras* den *Amaltheus* in etwas höherer Lage an Individuenzahl weit übertrifft. Man kann dies an einzelnen Schnitten durch das Profil schön beobachten.

(Die halbfetten Ziffern bezeichnen bestimmte Profilschnitte.)

	Gattung	unterer Horizonte	mittlerer Horizonte	oberer Horizonte
1.	*Arieticeras*	—	3 Stück	—
	Amaltheus	—	13 Stück	—
	Acanthopl.	—	2 Stück	—
2.	*Arieticeras*	6	6 Stück	11
	Amaltheus	9	2 Stück	—
	Acanthopl.	2	—	—
3.	*Arieticeras*	1	2 Stück	? *(Harpoceras)*
	Amaltheus	1	3 Stück	1
	Acanthopl.	—	—	—
4.	*Arieticeras*	3	1 Stück	52
	Amaltheus	—	7 Stück	(3)
	Acanthopl.	7	—	—
5.	*Arieticeras*	—	6 Stück	3
	Amaltheus	—	20 Stück	*(A. spinatus)*
	Acanthopl.	—	—	—

Das Vorkommen von oberem Lias ist nur durch einen Fund von *Harpeceras* sp. angedeutet. Unterer Lias steht, sicher feststellbar, in diesem Aufschluß nirgends an. (Ein unsicher bestimmbares Exemplar von *Phylloceras tenuistriatum* MENEGH. könnte genau so gut auch schon dem Mittellias angehören.)

Rechter Seitengraben des Kienzerlebaches

Der rechte Seitenzufluß des Kienzerlebaches, der ungefähr rechtwinklig abzweigt, schließt das Gebiet zwischen Kienzerle- und Steinabach auf zirka 500 *m* auf. In diesem Graben sind einige Falten festzustellen, die aber nur wenig andere Fossilien lieferten als der Hauptgraben. Außerdem dürfte die Lagebeziehung der einzelnen Versteinerungen aus diesem Grund wohl nicht ursprünglich sein, da sicher verschiedene Partien ausgequetscht wurden.

Auch hier kann man im allgemeinen die Dreiteilung des mittleren Lias verfolgen: *Acanthopleuroceras-Amaltheus-Arieticeras.*

Neu ist das Auftreten von

Coeloceras italicum MENEGH.

im Bereich des *Acanthopleuroceras* und unter diesem. Zusammen mit diesem lag auch

Phylloceras tenuistriatum MENEGH.,

beide etwa 17 *m* unterhalb eines tiefliegenden *Amaltheus.* (Ein isolierter *Ph. tenuistriatum* lag nur 5 *m* unterhalb.) Hier standen auch

Phylloceras cf. *retroplicatum* GEYER und
Phylloceras sp. ex aff. *heterophyllum* an.

Im oberen Teil, der nicht sehr gut erschlossen ist, traten *Amaltheus* und *Arieticeras* besonders hervor, z. T. nur als Fallstücke, neben diesen

auch noch 2 *Acanthopleurocerasarten*. Der mangelhafte Aufschluß erlaubt aber nicht die Feststellung einer Störung, die aber irgendwie hier vorliegen muß.

Die Schichten fallen im oberen Teil des Grabens mit 45° N bei einem Streichen von N 45° W. Diese Tatsache sowie das charakteristische Auftreten des *Amaltheus margaritatus* MONTF. legt die Vermutung nahe, wie dies bereits angemerkt wurde, daß die diskordant im oberen Teil des Steinabaches aufliegende Scholle irgendwie mit dieser Zone des Kienzerlebaches zusammenhängt. Die Falte im Kienzerlebach und die mehrfachen Störungen im Seitengraben, die alle mehr oder weniger eine Bewegungsrichtung nach Westen oder Südwesten anzeigen, weisen ja auf eine Überschiebung in Richtung zum Steinabach hin. Auch der Umstand, daß in dieser Höhe zwischen dem Quellgebiet des Steina- und Kienzerlebaches an einigen Stellen *Amaltheus margaritatus* MONTF. und *Arieticeras* sp. gefunden wurden, läßt einen Zusammenhang vermuten.

Daß am Steinabach eine Überschiebung erfolgte, beweist das Vorkommen von *Lytoceras cornucopiae* d'ORB. und anderer Fossilien aus dem Oberlias unterhalb dieser Scholle.

In den Aufschlüssen östlich des Kienzerlebaches — Bach bei Untergschwend und St. Leonhard — ist der Mittellias faunistisch an einigen Stellen nachzuweisen durch Funde von *Amaltheus* und *Arieticeras* neben einigen *Phylloceras*.

In ihrem Verbande treten an einer Stelle am Untergschwender Bach auffällig ausgebildete Manganschiefer auf.

Im Bach bei St. Leonhard steht im Amaltheus-Horizont eine dünne Hornsteinlage an.

Zum Teil sind die kleinen Rinnsale durch das Fleckenmergelgebiet am Fuße des Einstein aber sehr schlecht aufgeschlossen, anderseits verhindert der dichte Grasbewuchs die Verfolgung einzelner Horizonte auf weitere Strecken.

Die Grenze zu dem in diesem Bereich bei durchschnittlich 1260 bis 1200 *m* ü. M. anstehenden oberjurassischen Radiolarit ist nur in Innergschwend aufgeschlossen.

Gschwender Bach („Guggersbach")

40 *m* oberhalb des letzten Hauses von Innergschwend stehen bei 1140 *m* ü. M. grünliche Mergel und Kalke an in beinahe horizontaler Lagerung. 10 *m* höher fand ich

Grammoceras sp.
Lytoceras sp.
Phylloceras sp.,

die aber infolge ihres Erhaltungszustandes nicht weiter bestimmbar sind. Nach kleinem Abstand, 7 *m*, erscheint wieder eine Schichte aus grünlichen Kalken und Mergeln. 6 *m* über diesen steht eine mergelige Bank an, die zahlreich

Posidonomya alpina VOLTZ

auf den Schichtflächen der schieferig brechenden Mergel führt. Zum Teil sind diese Mergel violett angelaufen.

25 *m* bachaufwärts setzt eine Störung ein: die bisher durchschnittlich flach liegenden Schichten stoßen unterhalb einer Holzarche an steil nach Süden einfallende an. Auch an dieser Stelle wurde im gleichen Gestein wie weiter unterhalb

Posidonomya alpina VOLTZ

auf den Schichtflächen angetroffen.

In dem noch zirka 20 *m* mächtigen Gesteinskomplex, der auf Grund einer Störung hier lokal über den Radiolarit zu liegen kommt, wurden keine Fossilien anstehend gefunden, wenngleich vereinzelt unbestimmbare Reste von Ammoniten und Belemniten als Fallstücke gesehen wurden.

Bei 1180 *m* ü. M. erhebt sich eine 10 *m* hohe Hornsteinstufe, darüber folgen Aptychenschichten.

(In dem nächstfolgenden Lehmbach, der gut aufgeschlossen ist, reichen die Hornsteinbänke wesentlich tiefer, als dies in der Aufnahme von O. AMPFERER, Geol. Karte der Vilser Alpen von HEISSEL, eingetragen ist. Bei 1180 *m* ü. M. wurden bereits Hornsteinlagen festgestellt, darüber folgen in ziemlich stark gestörter Lagerung Aptychenschichten. Die Fleckenmergel wurden in diesem Graben überhaupt nicht anstehend gefunden, da sie durch Moränenschutt verdeckt sind.)

Log

Die Schichtfolge im Bereich der Log östlich und nordöstlich von Grän hängt sicher mit der, wie sie im Profil durch den Gschwender Bach auftritt, zusammen. Hier wie dort folgen über den Fleckenmergeln Radiolarit—Aptychenschichten—Cenomansandstein. Der ganze Schichtkomplex ist aber hier, wenigstens im Haupttal der Log, stark gestört.

Die tiefe Lage der Hornsteinschichten bei 1250 *m* ü. M., unterhalb derer gleich die Fleckenmergel anstehen, ist wohl auf eine Falte zurückzuführen, deren Scheitel gegen NW weist.

Die Grenze der Fleckenmergel zum Radiolarit ist nicht aufgeschlossen. Etwa 17 *m* unterhalb dieses aber stehen grüne Mergel und Kalke an, die mit denen am Gschwender Bach identisch sein dürften. Es fällt nur auf, daß sie neben den dunklen Flecken auch scharf umgrenzte Fucoiden auf den Schichtflächen führen.

Hier liegen an einer Stelle gleich hinter der zweiten scharfen Biegung des Baches einige Muscheln:

Posidonomya bronni VOLTZ 2
Inoceramus dubius SOW. 3.

Anderorts lieferten diese grünlichen Gesteine keine Fossilien. Im Gschwender Bach liegt *Posidonomya alpina* VOLTZ jedenfalls über diesen Schichten.

20 *m* bachaufwärts stehen Fleckenkalke und Mergel in einer Mächtigkeit von über 50 *m* an. Es konnten aber nur einige Fallstücke von

Arieticeras sp.

gefunden werden.

Die grünlichen Mergel und Kalke stehen in derselben Ausbildung auch östlich des Gräner Schießstandes im Bett eines kleinen Bächleins an. Sie führen ebenfalls Fucoiden, aber keine Fossilien.

2. Nordhang des Einsteingebietes

Im

Schlagbach und Scheidebach

südlich des Schönkahler waren die Fleckenmergel zu schlecht aufgeschlossen, als daß Fossilien gefunden werden konnten.

Kotbach in der Wilden Bacht

Vom Kotbachfall, der von Hauptdolomit gebildet wird, stehen 90 *m* bachaufwärts über geringmächtigen Schattwalder Schichten an einer Stufe Fleckenmergel an und zwar feste, helle blaugraue Kalke. Diese sind im einzelnen bis zu 1 *m* gebankt und erreichen eine Gesamtmächtigkeit von zirka 20 *m*. Mergelfugen sind nur ganz selten zwischengeschaltet. Über diesen setzen dann auffallend dünnbankige Lagen von Fleckenkalk, Mergelkalk und Mergel ein, die aber wie die darunterliegende Partie keine Fossilien lieferten.

60 *m* vor der großen Staumauer stehen in diesem Verbande Spongienschiefer an — im einzelnen nur 2—4 *cm* — aber im ganzen in Lagen bis zu 70 *cm* übereinander. In diesen wurden häufig winzige Brachiopoden und einige Exemplare von

Pecten textorius SCHLOTH.

gefunden. Die tiefste Lage dieser Spongienschiefer liegt etwa 15 *m* über den mächtigen Kalklagen an der Fleckenmergelbasis.

40 *m* hinter der erwähnten Staumauer bietet ein Seitengraben von der rechten Seite einen günstigen Aufschluß. Hier wurden etwa 25 *m* über der tiefsten Spongienschieferlage die ersten *Arnioceras*-Arten angetroffen, die ähnlich wie im Wiesler Bach die dichten, z. T. violett angelaufenen Mergel erfüllen. Ihre Schalen und Schalenreste sind ebenfalls kalkig-kreidig erhalten, zeigen aber nicht jene elliptische Verzerrung.

Arnioceras geometricum OPP. 5
Arnioceras semicostatum Y. u. B. 2
Arnioceras semilaeve HAU.
Arnioceras mendax FUC. var. *rariplicata* FUC.
Phylloceras tenuistriatum MENEGH.
Phylloceras cf. *gigas* FUC.

Diese Mergel erreichen im einzelnen eine Mächtigkeit von zirka 5 *m*, wechseln dann mit kalkigen Schichten ab. In derartigen festen hellen Kalken standen 12 *m* oberhalb der besprochenen Fundstelle

Vermiceras spiratissimum QUENST. 3 und
Vermiceras sp. 2

an.

Etwa 120 *m* bachaufwärts von diesem Seitengraben mündet wieder ein Graben, der die hier leicht nach Süden einfallenden Fleckenmergel erschließt. Hier lagen bei etwa 1220 *m* ü. M. in einem Mergelkalk:

Psiloceras extracostatum WÄHN. (?)
Coroniceras bucklandi SOW.
Coroniceras cf. *bucklandi* SOW. var. *costosus* QUENST.

Auffallend ist vor allem die große Ausbildung des *Coroniceras bucklandi* SOW. (30 *cm* Durchmesser). Auch *C. bucklandi* var. *costosus* übertrifft an Größe die Funde aus dem Bereich südwestlich des Einstein.

Etwa 5 *m* höher lag:

Vermiceras sp.

und 1 *m* über diesem

Dumortieria jamesoni SOW.

30—35 *m* höher wurde in diesem Graben im oberen, mehr flachen Teil

Arieticeras reynesi FUC. und
Arieticeras sp.

gefunden.

Etwa 100 *m* südlich dieses Seitengrabens verläuft der Hauptgraben des Kotbaches. Bei 1230 *m* ü. M. erfolgt eine Gabelung des Baches. Der rechte Seitenast bot fossilmäßig wenig auswertbare Anhaltspunkte, wohl aber der linke, der gegen den Einstein hinzieht. Dieser mündet mit einer 16 *m* hohen Stufe hier ein.

125 *m* bachaufwärts, wo die Schichten in ihrem allmählich flacher werdenden Südfallen plötzlich eine kleine Aufwölbung erfahren, lagen

Lytoceras fimbriatum SOW.,

4 *m* über diesem

Lytoceras fimbriatum SOW.
Lytoceras sp.,

8 *m* oberhalb dieser Funde, 15 *m* über dem Bachbett, bereits

Arieticeras sp. und
Incoceramus falgeri MER.

Ein zweiter *Inoceramus falgeri* MER. in derselben Lage 30 *m* bachaufwärts, wo eine zweite kleine Aufwölbung der Schichten eintritt.

Betrachtet man die bisherige Schichtfolge im Zusammenhang mit dem erwähnten Profil der beiden Seitengräben, so muß man zur Erklärung der Fossilfolge eine Störung, eine Falte, annehmen. Die in den mit 40° nach Süden einfallenden Schichten des unteren Seitenzuflusses liegenden *Arieticeras* kämen ohne Annahme einer Störung etwa 100 *m* unter das Niveau von *Lytoceras fimbriatum* SOW. zu liegen. Sie treten aber bereits 30 *m* über dem *Dumortieria jamesoni* SOW. auf. Vielleicht ist gerade der Einschnitt des Hauptgrabens des Kotbaches, der nach SW weist, der Ausdruck dieser Störungslinie. Die ein wenig konisch nach oben zusammenlaufenden Schichten oberhalb der Einmündung des linken Seitenastes, wo ja die Schichten allmählich flacher zu liegen kommen, sind Ausdruck dafür, daß wahrscheinlich eine Falte vorliegt. Diese Annahme kann aber nur erschlossen, nicht direkt durch die Schichtlage festgestellt werden. Die Lage der Störung deutet eine Bewegung in nördlicher Richtung an.

200 *m* vom Beginn des zu besprechenden linken Seitengrabens entfernt gabelt sich der Bachlauf wieder in mehrere Teilzuflüsse. An dieser Stelle begegnet man stark hervortretenden Hornsteinlagen bzw. klastischen Bildungen. Zwischengeschaltet sind sandige, kalkige und mergelige Partien.

Knapp oberhalb dieses ersten Hornstein-Horizontes, der etwa 10 *m* mächtig ist, lag

Grammoceras normannianum d'ORB.

Über diesem ersten Hornstein folgt ein zweiter bei 1300 *m* ü. M., der aber mit dem ersten zu vergleichen ist. Eine kleine Störung hat diese beiden Lagen um etwa 13 *m* gegeneinander verschoben.

12 *m* über dieser Hornsteinlage tritt wieder eine Fossilanhäufung zutage:

Grammoceras normannianum d'ORB. 3
Grammoceras curionii MENEGH.
Grammoceras cf. *celebratum* FUC.
Arieticeras sp.
Amaltheus margaritatus MONTF.
Harpoceras kurrianum GEYER
Phylloceras sp.

Oberhalb dieser Stelle standen auf zirka 8 *m* verteilt drei dünne Hornsteinbänder von je 8 *cm* Dicke an. Sie sind sandigen und kalkigen Lagen zwischengeschaltet.

20 *m* über der erwähnten Fundstelle lag noch einmal

Grammoceras normannianum d'ORB.

Das folgende, nun ziemlich flache Stück des Baches zeigt nur wenig Aufschlüsse mit anstehendem Gestein. Es fiel aber trotzdem auf, daß die Schichten hier merklich steiler gegen Süden einfallen als im Unterlauf des Baches. An einer solchen Stelle in einem Seitenbach, 25 *m* in der Schichtfolge über dem letzten *Grammoceras normannianum* d'ORB., wurde

Acanthopleuroceras sp. aff. *binotatum* OPP.

gefunden. Diese Tatsache sowie der Fund eines *Arieticeras algovianum* OPP. bei 1360 *m* ü. M. (!), wo die Schichten wieder flacher nach Süden einfallen, fordern auch hier die Annahme einer Störung:

Diese könnte in einer Falte bestehen, die mit der darunterliegenden Schichtfolge in Zusammenhang stünde und im ganzen gesehen eine Fortsetzung der Schichten aus dem im Süden anschließenden Kienzerlebach darstellen würde. Daraufhin würde auch das, wenn schon nicht häufige, so doch eindeutige Auftreten von einigen *Arieticeras*-Arten weisen. Allerdings fehlen im Kienzerlebach die Hornsteinlagen, brecciöse Lagen dagegen wurden hier wie dort anstehend gefunden. Mir scheint aber die Vermutung näher liegend, daß nicht eine Falte vorliegt, sondern eine Überschiebung durch die Mittelliasscholle aus dem Kienzerlebach, ähnlich den Verhältnissen im oberen Steinabach. (Vgl. hiezu die Ausführungen im zusammenfassenden Teil dieser Arbeit!)

Aufschlüsse im Engetal:

a) In dem Bächlein, das knapp vor der deutschen Grenze im Engetal gegen SW ansteigt, standen bei 1100 *m* ü. M. feste und mürbe Kalke mit zwischengeschalteten Mergeln an. In 40 *m* Schichthöhe fand ich

Vermiceras sp.,

etwas tiefer in einem Fallstück

Vermiceras spiratissimum QUENST. 2,

20 *m* über diesen lag ein kleines Exemplar von

Inoceramus falgeri MER.,

60 *m* höher traten an der Stufe unterhalb des Moränenschuttes die im Fricklerbach auffallenden blaugrauen festen Kalke auf, die hier der *Capricornu*-Zone angehören:

Amblyoceras capricornu SOW. 2
Amblyoceras cf. *capricornu* SOW.
Amblyoceras capricornu SOW. *biferum* QUENST.
Amblyoceras sp.

In den Rinnsalen gegen Osten hin sind die Fleckenmergel nur selten brauchbar aufgeschlossen.

b) In dem östlichsten Bächlein, etwa 100 *m* vom Hilfszollamt Enge entfernt, wurde in 1400 *m* ü. M.

Oxynoticeras oxynotum QUENST. und
Lytoceras fimbriatum SOW.

gefunden.

20 *m* über diesen standen grünliche Mergel an, wie sie im Gschwender Bach und an der Log erwähnt wurden. Etwa 4 *m* über diesen setzt dann eine Hornstein-Aptychenstufe ein, (die in der Karte von HEISSEL nicht eingetragen ist. Dieser Hornstein dürfte überhaupt unter dem Hauptdolomit des Einstein durchgehend anstehen, da er an der ganzen Nordseite des Einstein verstreut in Fallstücken gefunden wurde.)

Aufschluß im Seewald

An der Nordseite des Engetales, am Westabhang des Aggenstein, bietet nur der Bach, der den Seewald am weitesten hinauf durchzieht, einen brauchbaren Aufschluß.

150 *m* oberhalb des Ochsenhofes stehen bei 1220 *m* ü. M. zwei je 15 *cm* mächtige Lagen von Hornstein an, das umgebende Gestein ist nicht verkieselt. Etwa 8 *m* höher lagen

Arieticeras algovianum OPP.
Arieticeras sp.
Amaltheus margaritatus MONTF.
Inoceramus sp.,

und zwar in hellen festen bzw. mürben Kalken mit zwischengeschalteten Mergeln.

60 *m* bachaufwärts setzt eine Stufe ein. Das Gestein ist an dieser Stelle stark durchbewegt.

Oben an dieser Stufe liegt wieder

Amaltheus margaritatus MONTF.

In etwas höherer Lage steht eine geringmächtige (15 *cm*) klastische Einschaltung an. 40 *m* höher fand ich

Arieticeras sp.
Lima antiqua SOW.
Belemnites sp.

Es ist anzunehmen, daß die erwähnte, stark durchbewegte Zone eine Überschiebungsfläche innerhalb des Mittellias darstellt. Gegen den Aggenstein-Hauptdolomit hin ist der Bach zwar aufgeschlossen, bietet aber keine Versteinerungen infolge zunehmender Durchbewegung des Gesteins. Im all-

gemeinen fallen die Schichten im oberen Teil flach nach Osten ein. Sollte dieses Einfallen gegen Westen hin anhalten, was wegen der mangelnden Aufschlüsse nicht festzustellen ist, so dürfte der mittlere Lias hier 80—100 *m* oberhalb der Kössener bzw. Schattwalder Schichten liegen.

3. Südseite des Tannheimertales

Der Bach im Unterhöfer Berg

südöstlich von Zöblen schließt eine Gesteinsserie der Fleckenmergel auf, die lithologisch und faunistisch sicher mit der aus dem Wiesler und Frickler Bach übereinstimmt: Helle feste Kalke mit wenig zwischenliegenden Mergeln. Diese stehen etwas mehr als 100 *m* im Unterlauf des Baches zu beiden Seiten an, zuerst 80°, dann 50° nach Süden fallend. In diesen Schichten wurden anstehend nur in einer Lage, 60 *m* bachaufwärts, in einem Rinnsal auf der rechten Seite in etwa 18 *m* Höhe zahlreiche *Vermiceras*-Arten gefunden.

Vermiceras spiratissimum QUENST. 2
Vermiceras nodotianum d'ORB. 9
Vermiceras rothpletzi BOESE 2
Vermiceras raricostatum QUENST.
Vermiceras sp. cf. *rotiforme* SOW. (?)
Vermiceras n. sp. SCHRÖDER
Vermiceras sp. 10,

daneben noch

Oxynoticeras lotharingiforme PIA 3
Oxynoticeras oxynotum QUENST.
Oxytoma inaequivalvis SOW. 4
Lima cf. *antiqua* SOW.
Pecten sp.
Avicula sp.
Spiriferina sp.,

50 *cm* über diesen ein nicht sicher bestimmbarer

Asteroceras sp. (?).

Nach 100 *m* Bachlänge setzt plötzlich ein schwaches, dann 45° Nordfallen ein. Die Schichten sind auffallend mergelig. Nur einzelne mürbe Kalke treten auf, Fossilien wurden in dieser Lage nicht gefunden. Gesteinsmäßig herrscht aber sehr große Ähnlichkeit mit den mergeligen Lagen im Wiesler Bach. Es ist durchaus möglich, daß hier der unterste Lias zum Vorschein kommt, denn nicht weit entfernt stehen im Unterhöfer Brand Kössener-Schichten und Rätkalk an.

Höhenbach

Bis 1280 *m* ü. M. steht ein Gewölbe aus Hauptdolomit—Plattenkalk—Kössener Schichten (7 *m*)—rätischer Riffkalk (5 *m*) an. Etwa 15 *m* oberhalb des Riffkalkes lagen

Phylloceras cf. *tenuistriatum* MENEGH.
Acanthopleuroceras sp.
Belemnites sp. ex. aff. *paxillosus* SCHLOTH.

Nach der Stufe bei 1280 *m* ü. M. setzen zunächst Mergel ein, dann folgen Kalke mit zwischengeschalteten Mergeln. 22 *m* höher in der Schichtfolge stand

Platypleuroceras brevispina HAU. und
Belemnites sp.

an.
18—20 *m* über diesen

Rhacophyllites eximius HAU.
Acanthopleuroceras maugnesti d'ORB.
Acanthopleuroceras sp. 2
Pecten cf. *textorius* SCHLOTH.

Das noch folgende Stück der südfallenden Schichten war fossilleer.

Bei 1320 *m* ü. M. liegen die Schichten auffallend diskordant: Die folgenden Schichten fallen schwach gegen Norden und gehören einem flachen Gewölbe an.

Gleich zu Beginn dieser Gesteinsserie lag 4 *m* über dem Bachbett

Acanthopleuroceras sp. aff. *arietiforme* OPP. 2

bei 1350 *m*

Acanthopleuroceras cf. *arietiforme* OPP.

Knapp vor der Steilstufe aus buntem Liaskalk sind die Fleckenmergel stark geknickt und zeigen in kleinem Bereich saigere Schichtung. Der Bunte Liaskalk legt sich in einer Falte etwa 30 *m* gegen Norden über die Fleckenmergel. Ober dieser roten Stufe stehen wieder stark durchbewegte Fleckenmergel an. Sowohl 20 *m* vor als ungefähr ebensoweit oberhalb der Falte aus Buntem Liaskalk steht je eine dünne Breccienschichte an.

Die 3 *Acanthopleuroceras arietiforme* OPP. liegen höchstens 20 *m* unterhalb, d. h. in der Schichtfolge oberhalb, des Bunten Liaskalkes.

Durch den Schmieder Bach

wird das entsprechende Gebiet im Westen gegen das Vilsalptal hin aufgeschlossen. Auch hier liegen über Hauptdolomit—Plattenkalk—Kössner Schichten—Riffkalk(!) die Bunten Liaskalke (diese fehlen lokal im Unterlauf des Höhenbaches). Dann folgen die Fleckenmergel, die keinerlei Versteinerungen lieferten. In ziemlich hoher Lage stehen grünlichbraune Mergel an, die irgendwie an die grünlichen Partien im Gschwender Bach und an der Log erinnern.

Lenzetal—Ödenbachgebiet

Im Bereich des Ödenbachtales, das von Haldensee gegen Süden zieht, sind die Fleckenmergel im Lenzetal einigermaßen günstig aufgeschlossen.

Über Hauptdolomit—Plattenkalk—Kössener Schichten stehen Bunte Liaskalke 4 *m* mächtig an, darüber fossilarme Fleckenmergel.

1 *m* über dem Bunten Liaskalk fand ich:

Arieticeras sp. 2.

Nahe der Stelle, wo der Viehtrieb von der Ödenbachalpe dieses Tal quert, lag 8 *m* über dem Liaskalk

Oxynoticeras sp.,

5 *m* höher

Arieticeras sp.
Acanthopleuroceras sp. aff. *arietiforme* OPP.
Lima antiqua SOW.
Belemnites paxillosus SCHLOTH.

In ihrem Verband begegneten auch kleine Vorkommen von Manganschiefern.

Direkt an der Grenze zwischen Buntem Liaskalk und Fleckenmergel, die in einem Seitengraben vom Lenzetal aufgeschlossen ist, wurden mehrere Belemniten gefunden, die auch schon im Bunten Lias häufig neben den unsicher bestimmbaren Arieten auftreten.

Ähnliche Verhältnisse herrschen auch auf der gegenüberliegenden Talseite in einem Bachaufschluß, der das Gebiet zwischen Krinnenspitze und Litnis durchzieht.

Jedenfalls steht fest, daß hier der untere Lias in den Fleckenmergeln fehlt und zwar nicht infolge einer Störung durch Überschiebung, denn die Fleckenmergel liegen konkordant über dem Bunten Liaskalk. Die Ammoniten dieses roten Kalkes sind aber sehr schlecht erhalten, um eindeutig sagen zu können, welches Alter diese vertreten. Nach groben äußeren Umrißformen handelt es sich durchwegs um Arieten des Unterlias *(Arnioceras, Vermiceras, Coroniceras).*

Waldsbach

Nach der Schichtfolge zu schließen steht mit dem eben besprochenen Gebiet auch der Fleckenmergel-Horizont am Westabhang des Hahnenkammes, östlich von Nesselwängle, in Verbindung. Dieser Aufschluß durch den Waldsbach bietet nur wenig Neues, zumal die Fossilführung wegen starker Durchbewegung des Gesteins recht gering ist.

In unteren Lagen standen an:

Arieticeras algovianum OPP.
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras sp.
Amaltheus margaritatus MONTF.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Acanthopleuroceras sp. 2
Lytoceras sp.

— also die drei Horizonte des Mittellias wie im Kienzerlebach.

Zwischen der *Acanthopleuroceras*- und *Amaltheus*-Lage fällt eine zweimal 5 *cm* dicke Hornsteinschichte auf, das umgebende Gestein ist aber nicht kieselig.

B. Bemerkungen zur Fossilbestimmung

Die hauptsächliche Grundlage zur Bestimmung der Ammoniten bildete die Arbeit von J. SCHRÖDER: „Die Ammoniten der Jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen" in Palaeontographica Bd. LXVIII/LXIX. München 1927. Hier sind ja auch vielfach Stücke aus dem Tannheimertal

angeführt und beschrieben. Es wurden aber auch Arten gefunden, die nicht eindeutig mit den Ausführungen in der Literatur übereinstimmen, teils handelt es sich um Stücke, die bisher aus der Fleckenmergelfazies nicht bekannt waren, teils stellen sie überhaupt eigene Spezies dar. Einige Arten scheinen die bisher genannten Horizonte zu überschreiten.

Phylloceras sp. cf. *retroplicatum* (nov. spec. GEYER) [1])

Phylloceras anonymum HAAS

Diese Art wurde fast nur in Form von Fragmenten, wie sie SCHRÖDER beschreibt, gefunden.

Aegoceras sp. aff. *paltar* WÄHN. [1])

Die Lobenlinie stimmt weitgehend mit der von *Aegoceras paltar* WÄHN überein, doch weicht die Skulptur merklich davon ab.

Aegoceras sp. [2])

Das Stück fällt vor allem durch seinen großen Durchmesser (20 *cm*) auf. Die Skulptur — radiale kräftige Rippen, kein Kiel —, weist auf die Zugehörigkeit zu *Aegoceras* hin. Die fünf Umgänge nehmen rasch an Höhe zu (0,3/0,8/1,4/2,8/7,0 *cm*), ebenso verdicken sie sich rasch gegen außen; innen 0,5 *cm*, außen trotz der Flachdrückung noch 3,5 *cm*. Die Rippen auf den flachen Flanken sind stumpfdachförmig, die Zwischenräume zwischen den Rippen ziemlich gleich breit wie die Rippen selbst. Auf dem letzten Umgang zählt man 38 Rippen. — Der Nahtabfall ist steil.

Die Sutur ist reich verzweigt. Der Externlobus ist nicht erhalten, der 1. Laterallobus ist dreigeteilt und wesentlich tiefer als der folgende. Die Sättel sind lappig, in drei Hauptäste geteilt, wobei der innere Ast des 1. Lateralsattels eine sekundäre Verzweigung aufweist. Der 2. Lateralsattel ist nur mäßig verzweigt.

Liparoceras striatum REIN. [3])

Liegt hier im oberen Lias zusammen mit *Coeloceras crassum* in der Cornucopiaezone.

Acanthopleuroceras arietiforme OPP. [1])

Oxynoticeras sp. aff. *subguibalianum* PIA.

Am ehesten stimmt das Stück mit dieser Art überein. (PIA: „Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras", S. 13.) Es dürfte sich um die erhaltene Wohnkammer handeln, da keine Suturlinien auftreten, die aber bei diesem Erhaltungszustand zu sehen sein müßten. Seichte Depressionen im oberen Viertel des Stückes dürften auf eine Zerdrückung zurückzuführen sein. Die Rippen sind faltenförmig, extern scharf nach vorne gezogen, stellenweise sind Zwischenrippen eingeschaltet. Die Nabelkante ist nicht ganz so scharf ausgebildet, wie dies in der Querschnittszeichnung bei PIA zum Ausdruck kommt.

Nach innen zu scheint ein kleines Fragment der Sutur freigelegt zu sein, das einigermaßen mit der Sutur von *Oxynoticeras subguibalianum* übereinstimmt.

---

[1]) Aus der Fleckenmergelfazies bisher nicht bekannt.

[2]) nov. spec. (?).

[3]) Überschreiten des bisher bekannten Horizontes.

Oxynoticeras lotharingiforme [1])

Die Loben sowie die Querschnittsform stimmen mit der Beschreibung bei PIA (siehe oben!) überein. Abweichend aber ist eine Andeutung von Knoten in ziemlich großem Abstand auf der Wohnkammer eines Stückes.

Tropidoceras sp. cf. *calliplocum* GEMM.

Dieses Stück ist nur sehr unsicher zu bestimmen und wurde wegen des ausgesprochenen Hohlkieles mit dieser Art verglichen.

Inoceramus sp. (?)

Ziemlich in die Länge gezogene Muschel (1,8—2,4 *cm*) mit deutlichen Randwülsten und etwas weniger erhabenen Wülsten gegen den Wirbel hin.

II. Teil

A. Die lithologischen Verhältnisse

Im großen und ganzen betrachtet, bilden die Fleckenmergel einen ziemlich einheitlichen Gesteinskomplex. Im einzelnen aber sind sie reich differenziert, zeigen alle Übergänge von mergeliger zu kalkiger Ausbildung und Zwischenschaltungen verschiedener Art, vor allem kieselige und klastische Bildungen.

Auffallend ist in dem zu besprechenden Gebiet der rasche Wechsel der einzelnen Lagen, der andernorts nicht in dieser Art beobachtet werden konnte. Die Mächtigkeit der Schichten ist durchwegs gering.

Als Hauptgesteinstypen sind die gefleckten Mergel und Kalke sowie Mergelkalke anzusprechen. Untergeordnete Bedeutung erlangen kieselige und klastische Zwischenschaltungen.

1. Die mergelige Ausbildung

a) graue Mergel,
b) violette Manganmergel und Manganschiefer,
c) grünliche Mergel (und Mergelkalke).

ad a)

Die hellen bis dunklen grauen und auch schwarzen Mergel, teils blätterig-schieferig, teils dicht, bilden nicht nur sehr häufig Zwischenlagen zwischen den durchwegs festeren Schichten, sondern sie treten auch — und zwar besonders in tieferen Horizonten — als dickere, im einzelnen bis zu 60 *cm*, im ganzen mitunter aber bis einige Meter mächtige selbständige Lagen auf. (Am Wiesler Bach, z. B. 4 *m*, am Kotbach 5 *m*.) In diesem Auftreten bilden die Mergel meist dichte Lagen, zeigen diffus verteilte Flecken von dunkler Farbe und führen nicht selten verschiedene klastische Einschlüsse, z. B. Hellglimmer.

Als Zwischenschaltungen in festeren Gesteinspartien erreichen diese Mergel nur geringe Mächtigkeit (bis 10 *cm*), bilden häufig nur dünne Tonhäutchen.

Auf den Schichtflächen beobachtet man manchmal wurmförmig gekrümmte, dunkle Zeichnungen, die möglicherweise Kriechspuren von Würmern darstellen, die nachträglich mit Detritus ausgefüllt wurden.

[1]) Aus der Fleckenmergelfazies bisher nicht bekannt.

ad b)

Im unteren und stellenweise auch im mittleren Lias sind diese oft auch splitterig-scherbig und muschelig brechenden Mergellagen auf den Schichtflächen violettblau gefärbt. In ihrem Verbande tragen dann auch andere Gesteine, vor allem die mürben Mergelkalke, diese Violettfärbung. Nirgends wurden aber Mangankrusten beobachtet, wenngleich diese Verfärbung von Mangan herrührt.

ad c)

An einigen Stellen (Gschwender Bach, Logtal) begegnen grünliche gefleckte Mergel, die in einem Falle in dem nach Befeuchten deutlich dunkelgrünen Grundmaterial schöne Fucoiden und scharf umgrenzte Flecken aufweisen. Es liegt nahe, diese grünlichgrauen Mergel, die stellenweise einen mehr kalkigen Charakter annehmen können, mit ähnlichen Sedimenten zu vergleichen, wie diese aus dem Dogger (?) des Hauptkammes der Allgäuer Alpen bekannt sind. F. TRAUTH führt derartige Bildungen aus dem unteren Bathonien von Zell—Arzberg in Niederösterreich an. (Vgl. Lit.-Verz.)

In unserem Gebiet führen diese grünlichen Mergel im Aufschluß an der Log *Inoceramus dubius* SOW. und *Posidonomya bronni* VOLTZ und treten im Gschwender Bach wenig unterhalb von *Posidonomya alpina* VOLTZ auf. Zumindest vertreten diese grünlichen Mergel also hohe Schichten des Oberlias bzw. des unteren Doggers.

2. Mergelkalke (mürber Mergelkalk)

Die Mergelkalke beginnen mit dunklen, noch stark mergeligen und z. T. sandigen Lagen und gehen in hellere, stärker kalkige Partien über. Ihre Schichtflächen sind rauh und wellig und wenn sie auch im frischen Bruch ziemlich kompakt aussehen, so verwittern sie doch leicht tafelig bis schieferig mit ockergelber Rinde. (An den Spaltflächen begegnet bisweilen Manganfärbung.) Sie fühlen sich mürbe an und zeigen vielfach außerordentlich große dunkle Flecken, die man oft gern mit irgendwelchen pflanzlichen Umrißformen in Zusammenhang bringen möchte. Diese Flecken mögen lokal stratigraphische Bedeutung haben, da in höheren Horizonten über diesen relativ fossilreichen Schichten wieder Mergelkalke auftreten, denen aber die dunklen Flecken weitgehend fehlen.

3. Die kalkige Ausbildung

a) helle blaugraue feste Fleckenkalke,
b) dunkle Fleckenkalke,
c) dunkle fleckenarme Kalke,
d) bläuliche Kalke,
e) braungraue Kalke,
f) fast weiße fleckenlose Kalke.

ad a)

Die typischen Fleckenkalke sind verhältnismäßig tonarm, hell blaugrau, ziemlich fest, muschelig, bisweilen aber auch plattig und quaderig brechend. Sie tragen ebenfalls eine gelbe Verwitterungsrinde, die sich verschieden weit in das Gestein hinein frißt. Die dunklen Flecken sind scharf umgrenzt oder teilweise verschwommen auslaufend („Tintenklexkalke“

nach O. AMPFERER). Flecken können aber auch weitgehend fehlen und manchmal durch eine gleichartig gefärbte Streifung im hellen Grundmaterial ersetzt sein. Relativ häufig begegnen in diesem Kalk kleine Pyritkonkretionen und Einschlüsse von dunklem und hellem Glimmer.

Infolge ihrer Festigkeit wittern diese Partien in Aufschlüssen deutlich zwischen den Mergeln heraus. Zwischen den im einzelnen bis zu 30 *cm*, am Kotbach allerdings sogar bis zu 1 *m* mächtigen Bänken liegen meist Mergelfugen. Diese können streckenweise fehlen, sodaß die rein kalkige Ausbildung Mächtigkeiten bis zu einigen Metern (3—4 *m*) erreicht.

Die Fossilien sind in diesem Gestein gut erhalten, teilweise aber pyritisiert und daher ausgerostet.

ad b)

Diesen hellen Fleckenkalken stehen dunkle gegenüber, die sich aber nur in der Färbung von den eben erwähnten unterscheiden.

ad c)

In einer anderen Ausbildung begegnen ebenfalls dunkle Kalke, die aber nur wenig gefleckt sind und im frischen Bruch kein feinkörniges Gefüge aufweisen, sondern eher eine schwache Flaserung. Der Gehalt an klastischen Beimengungen ist in diesen Partien etwas größer.

ad d)

Auffallend bläuliche bis blaugraue Kalke standen im Frickler Bach an. Der relativ reiche Gehalt an Hellglimmerblättchen mag ihre rauh anwitternde Oberfläche bedingen.

ad e)

Die braun-grauen festen Kalke sind reichlich mit Kalzitadern durchzogen. Ihre Fossilführung ist sehr gering.

ad f)

An einer Stelle im Steinabach bei Zöblen sind Kalke fast weiß ausgebildet und weisen Drucksuturen wie ähnliche Gesteine in den Aptychenschichten auf.

4. Die kieselige Ausbildung

a) Hornsteinlagen
b) Kieselkalke

Die Kieselsäure beteiligt sich am Gesteinsaufbau der Fleckenmergel einerseits in selbständigen Hornsteineinschaltungen von grauer, brauner und grüner Farbe, anderseits aber als Gemengteil.

Die kieseligen braunen und grauen Fleckenkalke zeichnen sich durch besondere Härte aus, verwittern an der Oberfläche oft ganz nach Art der Radiolarite in Rissen und Klüften. Vielfach treten auf den Verwitterungsflächen ausgesprochene Hornsteinbildungen in Knollen, Schnüren, Linsen und Streifen auf, wenn sie auch im frischen Bruch zunächst nicht auffallen. In anderen Fällen zeigen die Kieselkalke eine Bänderung durch dunkle Streifen und sind auch ganz nach Art der Fleckenmergel gefleckt. Im frischen Bruch kann man nach Übergießen mit HCl zahlreiche glasig glänzende Tupfen bemerken. Diese stellen sich im Dünnschliff als Konkretionen von reinem Kalzit dar, der meist einen Quarzrest einschließt. Strukturen, die auf Organismenreste hinweisen würden, lassen sich nicht deutlich erkennen.

Die dünnen Hornsteinlagen im Mittellias haben für die stratigraphische Beurteilung einzelner Gebiete und deren Zusammenhang Bedeutung.

5. Die klastischen Einschaltungen

a) sandige Lagen,
b) Spongienschiefer,
c) Breccien und Konglomerate.

ad a)

In den Mergeln kann der Gehalt an sandigen, vor allem glimmerigen Einschlüssen zunehmen, sodaß es zur Ausbildung von rauh anwitternden sandigen Mergeln kommt. Die Kalksandkörner können dann eine feine Schichtung der Mergel bedingen und man sieht in der Anwitterung dünne, von der Glimmerverwitterung rostige Sandlagen, die den Mergel parallel zur Schichtfläche oder in Diagonalschichtung durchziehen und in verschiedener Dichte übereinander folgen.

Die Zunahme des Sandgehaltes kann so weit gehen, daß der Mergel schließlich weitgehend zurücktritt und sich ausgesprochene Sandlagen bilden, die entweder eine feine Schichtung oder ungeregelte Verteilung der Körner zeigen. Sie wittern hellbraun und grau an und blättern auf Verwitterungsflächen leicht ab. Auf den Schichtflächen erscheinen beim Befeuchten nicht selten schön baumförmig verzweigte Fucoiden. Außerdem begegnen in diesen Lagen häufig Zusammenschwemmungen von Kieselnadeln.

Am Aufbau der Fleckenmergelserie beteiligen sich diese sandigen Partien nur untergeordnet als gelegentliche Zwischenschaltungen von sehr verschiedener Mächtigkeit (1 *cm* bis in seltenen Fällen 20 *cm*), wobei sie aus dem übrigen Gesteinsverband herauswittern.

ad b)

Aus ähnlichem Material wie die sandigen Lagen setzen sich auch die Spongienschiefer zusammen, nur daß hier infolge des haufenweisen Auftretens der Spongiennadeln ein lockerer Zusammenhang des Materials bedingt wird. Diese Spongienschiefer sind dunkelgrau gefärbt, bröckeln leicht ab, erreichen im einzelnen eine Mächtigkeit von 3—4 *cm*, folgen aber jeweils in mehreren Lagen übereinander bis zu einer Mächtigkeit von 70 *cm*.

ad c)

Grobklastische Bildungen (Breccien und Konglomerate) haben an der Zusammensetzung der Fleckenmergel nur wenig Anteil, da sie nur eine Mächtigkeit bis zu 12 *cm* im einzelnen erreichen. Derartige klastische Bildungen wurden aus dem Mittellias (Grenze von γ und δ) am Kotbach, Aggensteinabhang und am Kienzerle- und Höhenbach gefunden.

Das Einbettungsmaterial, teils mehr mergelig, teils mehr kalkig, heller oder dunkler grau, zeigt die typischen dunklen Flecken, deren Anordnung bisweilen die Einschüttungsbewegung deutlich werden läßt. Verhältnismäßig häufig tritt in diesem Grundmaterial Pyrit auf, der sich besonders auf Verwitterungsflächen in rostigen Würstchen deutlich zeigt. Diese Pyritkonkretionen lassen sich wohl dadurch erklären, daß mit dem klastischen Material auch reichlich organische Reste eingeschwemmt wurden.

Die Sedimentation der mäßig, häufig nur an den Ecken gerundeten Komponenten setzte plötzlich oder allmählich ein, je nach der Lage des

Sedimentationsbereiches zum Erosionsgebiet. Durchschnittlich erreichen die Komponenten einen Durchmesser von 4—8 *mm*, in seltenen Fällen mehr. Die Zerklüftung ist z. T. auf die Komponenten beschränkt, teils setzt sie sich im Einbettungsmaterial fort.

Die einzelnen Komponenten

Folgende Komponenten lassen sich unterscheiden:

u) graue dolomitische Komponenten,
v) weiße dolomitische Komponenten,
w) oolithische Komponenten,
x) grünliche kalkige Komponenten,
y) Hornsteinkomponenten,
z) rötliche Komponenten.

ad u)

Eine graue, stark zerklüftete, etwas zuckerkörnige Komponente, reagiert nicht auf die Lembergfärbung, braust beinahe nicht beim Übergießen mit HCl. (Eine nur gering abweichende Varietät dieser Art ist etwas heller gefärbt und erfüllt von kleinen Pyritkörnchen.)

ad v)

Weiße bis hellgraue Komponente, auf Lembergfärbung nicht schwarz werdend, aber etwas mehr brausend bei Behandlung mit HCl, ebenfalls stark zerklüftet.

ad w)

Hellgrau-bräunliche Komponente mit kugelig-ovalen Oolithen und auch eckig geformten Körnchen, die z. T. eng aneinanderschließen, teils durch Zwischenmaterial voneinander getrennt sind. Vereinzelt kommen 1 *mm* dicke Kieselsäurekonkretionen in ihrem Verbande vor, teilweise führen sie pyritisierte Nadeln (die aber eher sekundär eingelagert sein dürften).

Bei gewissen, etwas größeren Oolithen handelt es sich, wie in der Anwitterung an den Septen zu sehen ist, sicher um Korallenfragmente und fallweise Crinoidenstielglieder.

In der Anwitterung werden diese oolithischen Komponenten bräunlich bis rötlich gefärbt (unterscheiden sich dabei aber eindeutig von den an und für sich rötlichen Komponenten, die vereinzelt in diesen Bildungen auftreten).

ad x)

Grünlich-weißer, ziemlich reiner Kalk, der reichlich Schalenreste kleiner Organismen enthält, vor allem Foraminiferengehäuse und Crinoidenstielglieder. In einigen Komponenten ist Talk eingeschlossen.

ad y)

Die Hornsteinkomponenten sind graubraun, unregelmäßig geformt.

ad z)

Fleischrot gefärbter Kalk.

Neben diesen Komponenten finden sich häufig zwischen diesem klastischen Material Glimmerblättchen, Schalenreste und nicht selten auch Wirbeltierzähnchen.

Die Frage nach der Herkunft dieser Komponenten läßt sich nur unbefriedigend beantworten. Am ehesten würde vielleicht ein Vergleich mit ver-

schiedenen Gesteinen des Rät zutreffen, wie sie LEUCHS (Geologie von Bayern, S. 51, 52) aus dem Gebiet des Heuberg im Unterinntal beschreibt. Dort treten dunkle und helle Oolithe auf, dolomitische Partien, rötliche Kalke, Hornsteinknollen und reichlich Fossilreste, besonders Foraminiferen führende Kalke.

Freilich kann nicht angenommen werden, daß die Komponenten von dort stammen. Dagegen spricht die geringe Abnutzung der Komponenten. Wohl aber läßt sich vermuten, daß die Ablagerungen aus irgendeinem nahe gelegenen Rätkalk stammen. Es sind ja verschiedentlich Stellen bekannt, wo Verlandungen von der Wende Trias—Jura bis in den mittleren Lias angehalten haben.

Das prozentuelle Verhältnis der Komponenten in den grobklastischen Einschaltungen

Nach dem prozentuellen Verhältnis der einzelnen Komponenten und der Art ihrer Einlagerung — nicht aber nach ihrer Qualität — lassen sich zwei einigermaßen voneinander getrennte Sedimentationsbereiche unterscheiden:

Die klastischen Bildungen

a) vom Aufschluß am Kotbach und SW-Abhang des Aggenstein,

b) vom Aufschluß am Höhenbach und Kienzerlebach.

ad a)

Komponenten	Prozente
graue dolomitische	13—15
weiße dolomitische	3— 5
oolithische	65—68
grünliche	7—14
Hornstein	4— 6
rötliche	0— 3

Zahl der untersuchten Anschliffe: 8

Die klastischen Bildungen setzen plötzlich ohne Übergang von feinem zu grobem Material ein. Die Komponenten sind durchschnittlich 4—6 *mm* groß. Gesamtmächtigkeit: 60 *mm*.

ad b)

1. Im feinklastischen Material:

Komponenten	Prozente
graue dolomitische	75
weiße dolomitische	19
oolithische	6
grünliche	1
Hornstein	0
rötliche	1

Zahl der untersuchten Anschliffe: 3

2. Im grobklastischen Material:

Komponenten	Prozente
graue dolomitische	50—54
weiße dolomitische	25—35
oolithische	15—18
grünliche	1— 3
Hornstein	2— 4
rötliche	0— 1

Zahl der untersuchten Anschliffe: 6

Auffallend ist das Vorherrschen der dolomitischen Komponenten gegenüber der oolithischen, die im Bereich des Kotbaches dominiert. Die Gesamtmächtigkeit beträgt durchschnittlich 70 *mm*. Die klastischen Bildungen beginnen hier aber mit kleinen Komponenten, die allmählich an Größe zunehmen. Es erfolgt also ein Übergang von feinklastischem zu grobklastischem Material. Außerdem sind die Komponenten im groben Material größer als bei den Stücken aus dem Kotbach, nämlich 6—8 *mm*, ja sie erreichen sogar einen Durchmesser von über 10 *mm*.

Diese Tatsache läßt vermuten, daß dieser Bereich vom Erosionsgebiet weiter entfernt war als der erwähnte, daß also zunächst nur die kleinen Komponenten in das Meer weiter hinausgetragen wurden. Erst später erfolgte mit zunehmender Erosion oder neuerlicher Hebung des Erosionsgebietes auch eine Sedimentation der größeren Komponenten. Nach der Rundung der Körner ist aber anzunehmen, daß beide Bereiche vom Erosionsgebiet nicht allzuweit entfernt waren.

Die mineralischen Einschlüsse

Mineralische Einschlüsse sind in den Fleckenmergeln nur selten zu finden. Zu erwähnen sind unbedeutende Vorkommen von: Pyrit, Mangan, Quarz, Hell- und Dunkelglimmer, Talk, Gips.

1. Pyrit

tritt einigermaßen häufig in Form von kleinen Kriställchen und unregelmäßigen Konkretionen in der Umgebung oder als Ausfüllung von Fossilien auf, die dann oft rostig ausgewittert sind. Verhältnismäßig oft findet man vor allem in den tonarmen Kalken Pyritkörnchen, deren umgebendes Einbettungsmaterial dunkelgrau bis schwarz gefärbt ist. Bisweilen durchziehen nadeldicke, kurze (1,5 *cm*) Pyritgänge das Gestein. Außerdem sind manchmal Anhäufungen von pyritisierten Spongiennadeln anzutreffen.

2. Mangan

wurde nur an zwei Stellen in kleinen metallischen Krusten gefunden, während sonst der Mangangehalt in bestimmten Horizonten nur eine Violettfärbung der Schichtflächen hervorruft oder in Form von Mangandendriten an Klufträndern auftritt und in dieser Art auch Steinkerne von Fossilien überzieht.

3. Quarzreste

konnten in den Kieselkalken (siehe dort!) festgestellt werden, wo jedoch dieser Quarz vermutlich großteils von Kalzit verdrängt ist.

4. Hell- und Dunkelglimmer
sind in verschiedener Menge in fast allen Gesteinstypen vertreten.

5. Talk

Das Auftreten von Talk ist bemerkenswert. Er überzieht entweder die Oberfläche von einzelnen Versteinerungen in dünnen Lagen oder tritt stengelförmig im Gestein auf. In beiden Fällen dürfte der Talk sekundär entstanden sein, da auch die stengeligen Einschaltungen zu groß sind, als daß man an irgendwelche Einschwemmung denken könnte.

6. Kleine Gipsplättchen
konnten sich infolge des Schwefelgehaltes der Fleckenmergel sekundär auf Klüften und in anderen Hohlräumen ausbilden.

7. Mit diesem Schwefelgehalt dürften auch verschiedene Schwefelquellen, deren Wasser nach H_2S riecht und teilweise milchig getrübt ist, in Zusammenhang stehen. Derartige Mineralquellen entspringen im Fleckenmergelgebiet bei Zöblen (— Bichlbach, Mähberg und Berwang, Gröbental).

Bemerkungen zur Fleckentheorie

Zahlreiche Handstücke wurden unter dem Binokular und Mikroskop untersucht. Dabei konnten zur Natur der dunklen Flecken folgende Tatsachen festgestellt werden:

1. Die Flecken sind entweder flächen- oder gangförmig ausgebildet, zeigen bisweilen auch Fucoidenstruktur. Mitunter läßt sich auch eine feine Schichtung von dunklerem Material im hellgrauen Gestein feststellen.

2. Die Flecken sind nicht scharf umrissen, sondern gehen mehr oder weniger allmählich in das umgebende hellere Material über, sie lassen sich also nicht isolieren. Es handelt sich nicht um irgendwelche Einschlüsse, sondern um eine jeweils lokale Dunkelfärbung des Kalkes bzw. Mergels, was wohl in dieser Weise nur durch Bitumen erfolgen kann.

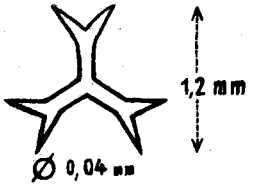
Wo fest umrissene Flecken auftreten, erweisen sie sich als Ausfüllungen von kleineren oder größeren Hohlräumen von Fossilien, deren feste Schalen ein weiteres Diffundieren verhinderten.

3. Organische Einschlüsse innerhalb der Flecken wurden nur sehr selten beobachtet.

4. Die Flecken liegen großteils parallel der Schichtfläche. Nur in relativ mächtigen Lagen, was bei den hellen tonarmen Kalken zutrifft, erreichen sie eine nennenswerte vertikale Ausdehnung. Selten durchziehen sie gangförmig das Gestein in vertikaler Richtung.

5. Im Kern oder zumindest im Zusammenhang dieser Flecken stehen einigermaßen häufig kleine Pyritkonkretionen, um die die Flecken dann einen dunklen Hof bilden. Allerdings treten derartige Pyritkörner auch außerhalb der Flecken im hellen Gestein auf.

6. Manchmal befindet sich in den dunklen Flecken ein graugrünes, ziemlich viel Eisen enthaltendes, sehr weiches tonartiges Material, das sich leicht aus dem Verband der Flecken lösen läßt. Sind diese Einschlüsse etwas ausgedehnter, so findet man darin meist einzeln oder zahlreich Pyritnadeln, die sich z. T. sicher von Spongiennadeln ableiten lassen, z. B.



a

Abb. 1 a

Diese Nadeln liegen entweder wahllos durcheinander oder sie sind zonenweise angeordnet.

7. Auffallend sind auch Flecken, die anscheinend auf Bewegungsvorgänge hindeuten, da sie ausschließlich auf AC-Flächen eine Kleinfältelung anzeigen.



b

Abb. 1 b

Zusammenfassend läßt sich vielleicht sagen:

Die Flecken dürften von Einschlüssen irgendwelcher organischer Substanzen herrühren, die auf dem Umweg der Faulschlammbildung in das Gestein diffundierten und dadurch die lokale Dunkelfärbung bewirkten. Daraufhin weist vor allem das Auftreten von Pyrit im Kern von Flecken und das Vorkommen jener grün-grauen Einschlüsse in ihrem Verbande. Vermutlich haben auch die Druckverhältnisse, nämlich Belastungs- und Bewegungsdruck, zur Formung der Flecken wesentlich beigetragen.

B. Die stratigraphische Gliederung

Die Fossilien aus den Aufschlüssen in den Fleckenmergeln rund um den Einstein beweisen, daß hier der Lias grundsätzlich in allen drei Hauptstufen vertreten ist und daß die Fleckenmergel wenigstens stellenweise auch Doggeralter haben. Im großen und ganzen lassen sich die Stufen mit der Gliederung des außeralpinen Lias vergleichen, die Grenzen sind aber undeutlich.

Dem Lias α entspricht ungefähr ein
Arnioceras-Horizont,
dem Lias β ein
Vermiceras-Horizont.
An der Wende vom unteren zum mittleren Lias fällt ein
Microderoceras-Horizont auf, dem vermutlich eine *Asteroceras*-Lage vorausgeht.

Den Lias γ vertritt ein
Jamesoni-fimbriatum-Horizont (*Dumortieria jamesoni* SOW., *Lytoceras fimbriatum* SOW.) Über diesen folgt die *Capricornu*-Zone.

In einer anderen Ausbildung des Lias γ scheint die Gattung *Acanthopleuroceras* diese beiden Horizonte zu vertreten.

Der Lias δ ist grundsätzlich durch
Amaltheus margaritatus MONTF. gekennzeichnet, die Gattung *Arieticeras* scheint zumindest ihre Hauptverbreitung über dem *Amaltheus*-Horizont zu erlangen.

Den Lias ε kennzeichnet
Lytoceras cornucopiae d'ORB.

Der Lias ζ ist nur mangelhaft nachzuweisen.
Harpoceras und *Grammoceras*arten erlauben aber anzunehmen, daß auch diese Stufe vertreten ist.

Der untere Dogger zumindest ist durch Funde von
Posidonomya alpina VOLTZ und *Hammatoceras lorteti* DUM. sichergestellt.

(Die in den einzelnen Horizonten auftretenden Arten siehe im Folgenden bei der Besprechung der Lokalstratigraphie.)

Übersicht

<table>
<tr><td rowspan="2">unt. Dogger</td><td>Dogger β</td><td colspan="2">Hammatoceras lorteti DUM.</td></tr>
<tr><td>Dogger α</td><td colspan="2">Posidonomya alpina VOLTZ</td></tr>
<tr><td rowspan="2">oberer Lias</td><td>Lias ζ</td><td colspan="2">(Harpoceras, Grammoceras)</td></tr>
<tr><td>Lias ε</td><td colspan="2">Lytoceras cornucopiae d'ORB.</td></tr>
<tr><td rowspan="3">mittlerer Lias</td><td>Lias δ</td><td colspan="2">Arieticeras
Amaltheus margaritatus MONTF.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Lias γ</td><td rowspan="2">Capricornu
Jamesoni-fimbriatum
Microderoceras
Verniceras
(Asteroceras)</td><td>Acanthopleuroceras</td></tr>
<tr><td rowspan="2">unterer Lias</td><td rowspan="2">Lias β</td><td></td></tr>
<tr><td>Lias α</td><td colspan="2">Arnioceras</td></tr>
</table>

Die lithologischen Verhältnisse lassen sich nur in geringem Maße zur stratigraphischen Gliederung verwenden.

Es fällt z. B. auf, daß *Arnioceras* durchwegs in betont mergeligen Lagen auftritt, die eine einigermaßen größere Mächtigkeit nur im untersten Lias erreichen. *Vermiceras* liegt dagegen in den tonarmen festen blau-grauen Kalken mit relativ kleinen Flecken. *Arieticeras* und *Amaltheus* beschränken sich hauptsächlich auf die mürben Kalke und mergeligen Zwischenlagen. Jedenfalls wurden sie nie in den hellen Kalken gefunden. Im oberen Lias fallen grünliche Kalke und Mergel auf, die einen weithin einheitlichen

Sedimentationsbereich vermuten lassen. Brauchbare lithologische Anhaltspunkte bieten auch die Manganschiefer, die Hornsteinlagen und Hornsteinkalke sowie die grobklastischen Bildungen.

Manganfärbung, besonders in den Mergeln, begegnet im Arnioceras-Horizont, dann etwa in der Zone des *Amaltheus margaritatus*. An einigen Stellen, aber weniger auffallend, auch im Oberlias.

Hornstein bildet dünne Streifen, die stark herauswittern, in einem Niveau zwischen *Acanthopleuroceras* und *Amaltheus*. Ferner begegnet er im Verband von Hornsteinkalken des oberen Lias. Bemerkenswert ist das ziemlich massige Hornsteinauftreten am Kotbach.

Die grobklastischen Bildungen liegen im mittleren Mittellias.

Schon in diesem kleinen Bereich begegnen bemerkenswerte Verschiedenheiten in lithologischer und faunistischer Hinsicht. Es sind mindestens drei Gebiete zu unterscheiden, die je eine selbständige Entwicklung genommen haben, d. h. sie gehören verschiedenen Sedimentations- bzw. Einflußgebieten an.

I. Das Gebiet südwestlich des Einstein:
Aufgeschlossen durch den Steinabach, Frickler Bach, Wiesler Bach und den Bach im Höferberg.

II. Das Gebiet südlich des Einstein:
Aufgeschlossen vor allem durch den Kienzerlebach, außerdem durch den Bach bei Untergschwend, St. Leonhard, Gschwender Bach, Log.

II a. Der Bereich des Neunerkopfes und Hahnenkammes, der aber auf Grund tektonischer Befunde zum Kienzerlebachgebiet gehören dürfte.

III. Das Gebiet nördlich des Einstein:
Aufgeschlossen durch den Kotbach, verschiedene Rinnsale an den Nordhängen des Engetales und den Bach am SW-Abhang des Aggenstein. Die Eigenständigkeit dieses Bereiches hält aber nicht durchgehend an.

I. Das Gebiet SW des Einstein

1. Wiesler Bach

Im Aufschluß am Wiesler Bach und in ähnlichen Verhältnissen auch am Frickler Bach, wo die Schichten durchwegs mäßig nach Norden einfallen, läßt sich ein ziemlich lückenloses Profil vom Hauptdolomit bis zum obersten Lias, möglicherweise sogar bis zum oberen Jura feststellen.

In einem Seitengraben dieses Wiesler Baches liegen über Hauptdolomit und Plattenkalk zirka 7 *m* Kössener Schichten und über diesen 3 *m* mächtig die Schattwalder Schichten. Diese beiden letzteren können aber stellenweise auskeilen. Als tiefste Lage der Fleckenmergel begegnet eine Crinoidenbank. Es läßt sich aber nicht nachweisen, daß es sich um eine Tuberculatusstufe handelt, was eigentlich naheliegend wäre.

Die darüber folgenden dichten Mergel, die vielfach Manganschiefer einschließen, führen reichlich *Arnioceras*arten: (Arniocerashorizont).

Arnioceras geometricum OPP.
Arnioceras semicostatum Y. u. B.
Arnioceras speciosum FUC. *var. spectabilis* FUC.

Arnioceras hartmanni OPP. *var. plicata* FUC.
Arnioceras mendax FUC. *var. rariplicata* FUC.
Arnioceras semilaeve HAU.

Zusammen mit diesen:

Rhacophyllites cf. *gigas* FUC.
Oxynoticeras tenellum SIMSP.
Pecten sp.
Inoceramus sp.
Terebratula aspasia GEMM.
Terebratula sp. aff. *nimbata* OPP.
Terebratula cf. *punctata* SOW.
Spiriferina sp.

Die kalkigen und kreidigen Schalen und Schalenreste dieser Fossilien sind, wie schon REISER bemerkt, elliptisch gegen SW verzerrt.

Nach vorsichtiger Schätzung mag dieser Horizont je 80—100 *m* mächtig sein (im Frickler Bach vielleicht eher etwas mehr).

Die anschließende Vermicerasstufe, in der helle, feste blaugraue Kalke vorherrschen, erreicht eine Mächtigkeit von je etwa 30 *m*. Durch eine zweimalige Überschiebung in der Richtung des Schichtfallens wird hier eine viel größere Mächtigkeit des Unterlias vorgetäuscht (280 *m*).

An *Vermiceras*arten treten auf:

Vermiceras spiratissimum QUENST.
Vermiceras tenue FUC.
Vermiceras scylla REYN.
Vermiceras bavaricum BOESE.
Vermiceras nodotianum d'ORB.
Vermiceras macdonelli PORTL.
Vermiceras rothpletzi BOESE.

In diesem Niveau liegen auch, allerdings mehr oder weniger auf die mergeligen Zwischenlagen beschränkt:

Oxynoticeras sp. aff. *subguibalianum* PIA.
Asteroceras sp.
Pecten textorius SCHLOTH.
Pecten cf. *lanularius* ROTHPL.
Rhynchonella plicatissima QUENST.
Terebratula punctata SOW.
Spiriferina alpina OPP.

In der Vermiceraszone vom Bach im Höferberg treten neben den genannten noch auf:

Vermiceras cf. *rotiforme* QUENST.
Vermiceras raricostatum QUENST.
Oxynoticeras lotharingiforme PIA.

Die Grenze zum Mittellias ist nicht eindeutig markiert, es findet ein allmählicher Übergang statt. Die Hauptvertreter des Unterlias, *Arnioceras* und *Vermiceras* nehmen an Arten- und Individuenzahl ab. *Arnioceras hartmanni* OPP. var. *plicata* FUC. und *Vermiceras macdonelli* PORTL. und *V. nodotionum* d'ORB. sind ihre letzten Vertreter. Anderseits nimmt die Gattung *Microderoceras* in derselben Weise zu. Bemerkenswert ist dabei, daß *Microderoceras heberti* OPP. noch in den unteren Lias reicht, wo es zusammen mit *Arnioceras hartmanni* var. *plicata* auftritt, was ebenso für *Rhacophyllites* cf. *libertus* GEMM. gilt. Weist schon das Auftreten von

Microderoceras heberti OPP. und von *Inoceramus*arten auf den Mittellias hin, so ist dies durch das Auftreten von *Arieticeras* (*A. Bertrandi* KIL.) vollends eindeutig.

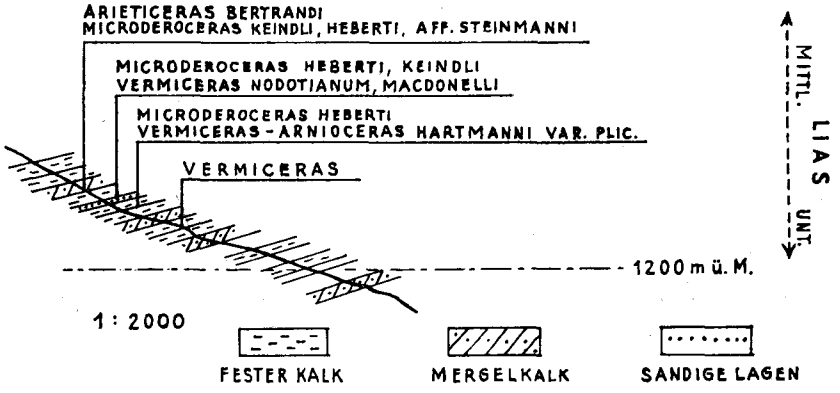


Abb. 2
Profil durch die Übergangszone vom unteren zum mittleren Lias

Dem Vermicerashorizont folgt also ein von diesem abgegrenzter Microderocerashorizont von etwa 20 *m*.

Microderoceras keindli EMMR.
Microderoceras heberti OPP.
Microderoceras sp. aff. *steinmanni* HUG.

Die folgende Stufe mit *Dumortieria jamesoni* SOW. und *Lytoceras fimbriatum* SOW. (Jamesoni-fimbriatum-Horizont) ist 80 *m* mächtig.

Der Capricornu-Horizont ist zwar fossilmäßig nicht belegt, steckt aber möglicherweise in der folgenden fossilleeren, 20 *m* mächtigen Zone.

Dann steht auf etwa 30 *m* der Cornucopiae-Horizont an, vertreten durch:

Lytoceras cornucopiae d'ORB.
Coeloceras crassum PHILL.
Microderoceras cf. *heberti* OPP.

Zusammen mit *Coeloceras crassum* PHILL. lag

Liparoceras striatum REYN.,

das anscheinend hier nicht auf die Capricornuzone beschränkt ist.

Über diesem Horizont erfolgte keine Sedimentation mit Fleckenmergelmaterial. Wenn zunächst in der Cornucopiaezone die starke Verkieselung des Gesteins und das Auftreten von ausgesprochenen Hornsteinlagen auffällt, so ist es um so mehr wunderlich, daß in gerader Fortsetzung in der Umrandung des Quellgebietes dieses Wiesler Baches häufig Bruchstücke von oberjurassischem Hornstein (Radiolarit) gefunden wurden. Auch wenn das Anstehende hievon nicht beobachtet werden kann, ist anzunehmen, daß dieses Hornsteinauftreten ursprünglich ist und vielleicht einen Verwitterungsrest darstellt.

In diesem Profil ist also die Capricornu-Zone nicht sicher festgestellt, die Margaritatus—Arieticeras-Stufe und auch die Zone der *Posidonomya alpina*, die im östlichen Gebiet 20 *m* unterhalb des Radiolarits auftritt, fehlen überhaupt Ebenso treten auch keine grünlichen Gesteinspartien auf. Grobklastische Bildungen wurden keine beobachtet.

[1])

Horizonte	Mächtigkeit
Posidonomya	—
Harpoceras	—
Cornucopiae	30
Amaltheus	—
Capricornu	(20) ?
Jamesoni-fimbriatum	80
Microderoceras	20
Vermiceras	30
Arnioceras	100

Gesamtmächtigkeit: 280 *m*

2. Steinabach

Im Steinabach bei Zöblen tritt als unterste Lage bei 1200 *m* ü. M. im Kern einer Aufwölbung der Schichten *Asteroceras* besonders hervor:

Asteroceras obtusum SOW.
Asteroceras margarita SOW.
Asteroceras stellare PAR.

Zusammen mit diesen:

Phylloceras anonymum HAAS.
Phylloceras sp. ex. aff. *capitanei*
Oxynoticeras sp. cf. *abaloense* DUM.
Oxynoticeras tenellum SIMPS.
Lytoceras sp.
Lima cf. *succincta* SCHLOTH.

Diese Zone erreicht eine Mächtigkeit von zirka 30 *m*. Knapp oberhalb ist eine Microderoceras-Zone angedeutet, deren Mächtigkeit wegen geringer Fossilführung nicht eindeutig hervorgeht (zirka 10 *m*).

Über dem Asteroceras- und Microderoceras-Horizont folgt die Zone des Jamesoni-fimbriatum in einer Mächtigkeit von mindestens 50 *m*, vertreten durch

Dumortieria jamesoni SOW.
Dumortieria jamesoni var. *costosa* QUENST.
Lytoceras fimbriatum SOW.
Inoceramus falgeri MER.
Rhynchonella plicatissima QUENST.

Im unteren Teil des Baches tritt ebenfalls bei etwa 1180 *m* ü M. *Dumortieria jamesoni* SOW. auf. In und über dieser Zone liegt eine zirka 5 *m* mächtige Bank von *Inoceramus falgeri* MER., die sich auf etwa 180 *m* Bachlänge verfolgen läßt.

[1]) Vgl. synopt. Tabelle im Anhang.

Der Übergang von *Microderoceras* zur Jamesoni-Stufe ist auch hier sehr fossilarm und es läßt sich aus diesem Grund nicht feststellen, wie weit dieser Microderocerashorizont reicht. Sicher aber fehlt ein allmählicher Übergang von *Vermiceras* zu *Microderoceras*, da *Vermiceras*-Arten im Steinabach gar nicht gefunden wurden.

Da aber die *Asteroceras*arten durchschnittlich früher auftreten als *Vermiceras*, ist anzunehmen, daß *Asteroceras* die Vermiceraten hier vertritt. Es besteht aber immerhin die Möglichkeit, daß *Asteroceras* in diesem Bereich tatsächlich erst später, also z. B. gleichzeitig mit *Vermiceras* einsetzt, zumal auch an anderen Stellen (im Wiesler Bach und Höferberg) *Asteroceras* zumindest sehr hoch in die Vermiceraszone hineinreicht. Die Mächtigkeiten der beiden Horizonte (30 *m*) würden sich entsprechen.

Deutlich ist im Steinabach der Capricornu-Horizont ausgeprägt in einer Mächtigkeit von 10—15 *m*:

Amblyoceras capricornu SOW.
Oistoceras omissum SIMPS.
Aegoceras sp. aff. *paltar* WÄHN.
Oxynoticeras guibalianum d'ORB.
Liparoceras bechei SOW.
Rhacophyllites sp. cf. *eximius* HAU.
Inoceramus falgeri MER.
Belemnites sp. ex. aff. *paxillosus* SCHLOTH.

Der Amaltheus-Horizont, sofern man überhaupt von einem solchen sprechen kann, ist durch ein einziges Stück von *Amaltheus margaritatus* MONTF. und *Grammoceras normannianum* d'ORB. angedeutet. Der Lias δ ist also maximal mit 6—8 *m* vertreten. *Arieticeras*arten fehlen überhaupt. In keiner Weise erreicht diese Zone eine vergleichbare Vielfalt und Mächtigkeit wie im Kienzerlebach.

Dann beginnt schon der Cornucopiae-Horizont:

Lytoceras cornucopiae d'ORB.
Lytoceras cornucopiae Y. u. B.
Harpoceras sp. aff. *falciferum* SOW.
Rhacophyllites cf. *nardii* MENEGH.
Rhacophyllites libertus GEMM.
Phylloceras sp. aff. *geyeri* BON.
Belemnites ventroplanus VOLTZ.
Inoceramus substriatus GOLDF.
Inoceramus sp. cf. *nobilis* MÜNSTER.
Inoceramus fuscus QUENST.
Pecten cingulatus PHILL.

Die Mächtigkeit dieser Zone ist infolge einer Überfaltung durch den Capricornu-Horizont nicht eindeutig anzugeben. Eine Schichtfolge von etwa 30 *m* dürfte sie aber wohl einnehmen. Sicher reichen die Ablagerungen am Steinabach noch in den Dogger hinauf, was ein Fund von

Hammatoceras lorteti DUM.

klar macht. (Vielleicht steckt auch im Wiesler Bach, mit dessen Schichten die Sedimentfolge am Steinabach weitgehend übereinstimmt, in der fossilleeren Zone über dem Cornucopiae-Horizont der untere Dogger.) Eine Kieselkalklage in diesem Bereich, die vermutlich dem Cornucopiae-Horizont und nicht dem Capricornu-Horizont, der anschließend diese Zone in einer Überschiebungsfalte überlagert, angehört, ist vielleicht ein entfernter Anklang an die stark kieselige Ausbildung dieser Stufe im Wiesler Bach.

In diesem Cornucopiae-Horizont steckt geringmächtig auch jener fast rein weiße Kalk, der durch seine Drucksuturen den Aptychenkalken ähnelt.

Jedenfalls fehlen auch im Steinabach jene grünlichen Partien. Ebenso fehlt der Margaritatus-Horizont und die andernorts in diesem Niveau auftretende Mänganfärbung der Mergel. Grobklastische Lagen wurden auch hier nirgends beobachtet.

Bei 1340 *m* ü. M. zeigt das Steinabachprofil eine deutliche Diskordanz der Schichtlagerung. Die flach nach Süden einfallenden Schichten werden von Nord-fallenden (40°) überfahren. Auch die Fossilführung ändert sich: Mehrfach wurden *Amaltheus margaritatus* MONTF. und im flachen Quellgebiet der Umgebung Fallstücke von *Arieticeras*-Arten gefunden. An der Basis dieser nordfallenden Schichtserie fällt ein dünner Hornsteinstreifen auf, der aber nicht mit dem Hornsteinkalk der Cornucopiae-Zone zusammenhängt, sondern vielmehr mit anderen Hornsteinvorkommen (z. B. am Kotbach und Waldsbach) darauf hindeutet, daß irgendwann in der Mitte des Mittellias Hornstein abgelagert wurde.

Auffallend ist außerdem das Auftreten von Manganschiefern im Verbande dieser Margaritatus-Schichten, die ja im Steinabach sonst nirgends beobachtet werden konnten. Dies alles deutet an, daß die diskordant aufliegende Gesteinspartie nicht ursprünglich aus dem Sedimentationsbereich der Schichtserie am Steinabach stammt, sondern vermutlich mit den Ablagerungen, wie sie im nächstfolgenden Aufschluß am Kienzerlebach anstehen, in Zusammenhang zu bringen ist. Dort ist ja der Mittellias mächtig entwickelt, während am Steinabach dieser Mittellias des *Amaltheus* und der *Arieticeraten* nicht annähernde Bedeutung erlangt.

Horizonte	Mächtigkeit
Hammatoceras lorteti	?
Harpoceras	?
Cornucopiae	30
(Amaltheus)	6
Capricornu	15
Jamesoni-fimbriatum	50
Microderoceras	10 ?
Asteroceras (Vermiceras)	30
	?

Gesamtmächtigkeit: (270—280 *m*)

Zählt man den Arnioceras-Horizont, der im Steinabach nicht aufgeschlossen ist, mit 100 *m* und den obersten Lias bzw. unteren Dogger dazu, so ergibt sich die Mächtigkeit ebenfalls zu 270—280 *m* wie im Wiesler Bach.

II. Das Gebiet südlich des Einstein

1. Kienzerlebach

Im Kienzerlebach ist großteils nur mittlerer Lias aufgeschlossen. Nicht allein die Tatsache, daß hier der obere Mittellias (δ) besonders mannigfaltig ausgebildet ist, rechtfertigt die Annahme eines einigermaßen selbständigen Faziesgebietes, d. h. faunistischen Einflußbereiches — vielmehr scheint das Auftreten der Gattung *Acanthopleuroceras* im unteren Mittel-

lias (γ) bedeutend. Diese Zone wird ja im südwestlichen Bereich durch den Jamesoni-fimbriatum- und Capricornu-Horizont vertreten, von denen im Kienzerlebach keine Spur mehr zu finden ist. Auch die auffällige Inoceramenbank vom naheliegenden Steinabach wurde nicht angetroffen.

Tiefere Stufen des Lias sind hier nur angedeutet durch das Auftreten von *Phylloceras tenuistriatum* MENEGH. (?), das im Kern einer Falte im Aufschluß eines Seitenzuflusses zum Kienzerlebach ansteht.

Die Acanthopleuroceras-Zone, die an verschiedenen Stellen unterhalb des Amaltheus-Horizontes hervortritt, läßt keine sichere Mächtigkeitsangaben zu, da keine deutliche Grenze nach unten hin freigelegt ist bzw. fossilmäßig nicht markiert ist. Mindestens umfaßt die Zone 20 *m*. Eher würde ich sie aber auf 50 *m* schätzen, denn im rechten Seitengraben des Kienzerlebaches ist eine mächtige Schichtfolge von fast 100 *m* zusammengefaltet, die wohl großteils dem unteren Mittellias angehört. Folgende Fossilien liegen in diesem Horizont:

Acanthopleuroceras cf. *stahli* OPP.
Acanthopleuroceras arietiforme OPP.
Acanthopleuroceras actaeon d'ORB.
Acanthopleuroceras sella SCHAFH.
Acanthopleuroceras maugnesti d'ORB.
Acanthopleuroceras binotatum OPP.
Acanthopleuroceras (Canavaria) haugi GEMM.

Mit diesen zusammen:

Grammoceras fieldingii REYN.
Phylloceras anonymum HAAS
Lytoceras sp. aff. *Ectocentrites nodostrictum* QUENST.
Arieticeras sp.
Belemnites tricanaliculatus ZIET.
Inoceramus falgeri MER.
Pecten textorius SCHLOTH.
Pecten cingulatus PHILL.
Lima punctata SOW.
Spiriferina sp. aff. *alpina* OPP.

Eine deutliche Grenze läßt sich auch nach oben hin nicht ziehen. Es erfolgt ein allmählicher Übergang, wobei *Acanthopleuroceras*-Arten teilweise noch zusammen mit *Amaltheus* vorkommen.

Die folgende Zone, in der *Amaltheus margaritatus* MONTF. vorherrscht, beträgt etwa 12—15 *m*. *Amaltheus margaritatus* tritt aber in etwas geringerer Individuenzahl auch noch im Bereich von *Arieticeras* auf, das seine Hauptverbreitung oberhalb des *Margaritatus* zu erlangen scheint, wenngleich beide aus dem oberen Mittellias stammen. Diese Tatsache läßt sich deshalb feststellen, da wirklich reichlich Fossilien aus dieser Zone vorliegen.

Die Margaritatus-Zone wird großteils gekennzeichnet durch

Amaltheus margaritatus MONTF. typ.
Amaltheus margaritatus var. *spinosus* QUENST.
Amaltheus margaritatus var. *gibbosus* QUENST.
Phylloceras anonymum HAAS
Rhacophyllites libertus GEMM.
Rhacophyllites cf. *nardii* MENEGH.
Rhacophyllites eximius HAU.

und verschiedene *Arieticeras*arten.

Die Arieticeras-Zone erreicht, soweit dies bei der undeutlichen Grenze gegen einen höheren Horizont zu vermuten möglich ist, eine Mächtigkeit bis zu 20 *m*.

Arieticeras algovianum OPP.
Arieticeras reynesianum FUC.
Arieticeras retrorsicosta OPP.
Arieticeras reynesi FUC.
Arieticeras geyeri DEL CAMP.
Arieticeras fucini DEL CAMP.
Arieticeras del campanai FUC.
Arieticeras di stephanoi GEMM.
Arieticeras lotti GEMM.
Fuciniceras meneghini HAAS
Fuciniceras sp.
Grammoceras sp.
Lytoceras sp.
Phylloceras anonymum HAAS
Phylloceras geyeri BON.
Rhacophyllites nardii MENEGH.
Rhacophyllites libertus GEMM.
Inoceramus falgeri MER.
Lima antiqua SOW.
Lima punctata SOW.
Oxytoma inaequivalvis SOW.
Pecten cf. *textorius* SCHLOTH.
Pecten cf. *lanularius* ROTHPL.
Terebratula cf. *aspasia* GEMM.

Über dieser Zone wurde ein *Harpoceras* sp. gefunden, der ja erst im oberen Lias ε auftritt.

Gegen den oberjurassischen Radiolarit hin wurden an einigen Stellen grünliche Mergel und Kalke, allerdings nicht anstehend, beobachtet — ein Zeichen dafür, daß sich der mittlere Lias noch mindestens in den oberen fortsetzt.

Die lithologischen Verhältnisse weichen im großen und ganzen nicht von denen des westlichen Bereiches ab, obwohl die Gebiete, wie gezeigt wurde, verschiedenen Meereseinflüssen ausgesetzt waren. Auffallend ist das Vorkommen von Manganmergeln im Amaltheushorizont. Kieselige Gesteine oder Hornstein wurde nicht beobachtet.

Wohl aber begegnen geringmächtige grobklastische Einschaltungen zwischen dem Acanthopleuroceras- und Amaltheus-Horizont. In der Größe, Zahl und Qualität entsprechen die Komponenten denen der klastischen Bildungen am Höhenbach, wo sie etwas auffälliger ausgeprägt sind.

Die mehrfach im Quellgebiet des Kienzerlebaches gefundenen Fallstücke von grünlichen Gesteinspartien weisen auf einen Zusammenhang mit ähnlichen Gesteinen im östlichen Bereich (Gschwender Bach, Log) hin. Überhaupt dürften die Fleckenmergel östlich des Kienzerlebaches — der Sockel der aufgeschobenen Einsteininsel —, ein zusammengehöriges Ganzes bilden, wenn auch die Aufschlüsse in diesem Gebiet sehr spärlich sind.

An einer Stelle am Bach bei St. Leonhard wurde im Amaltheushorizont Manganmergel beobachtet. In der Nähe stand auch eine Hornsteineinschaltung an, der zwar im Kienzerlebach nichts Vergleichbares angetroffen wurde, aber die doch für den mittleren Lias in diesem Bereich irgendwie kennzeichnend ist.

Horizonte	Mächtigkeit
Harpoceras	?
Cornucopiae	—
Arieticeras	20
Amaltheus	15
Acanthopleuroceras	50 ?
Vermiceras	—
Arnioceras	—

Mächtigkeit des Mittellias: zirka 80 *m*

2. Gschwender Bach

Im Zusammenhang mit diesem Gebiet steht wohl auch der Aufschluß am Gschwender Bach, wo der untere Dogger ausgebildet ist: *Posidonomya alpina* VOLTZ. Freilich läßt sich der unmittelbare Zusammenhang mit der darunterliegenden Schichtfolge nicht nachweisen. Jedoch scheinen gerade die grünlichen Gesteine in der oberen Region des Kienzerlebaches, wenn sie auch nicht anstehend gefunden wurden, und diejenigen am Gschwender Bach einen gleichen Bereich zu kennzeichnen.

Im Aufschluß an der Log führen diese grünlichen Mergelkalke neben schönen Fucoiden

Inoceramus dubius SOW. und
Posidonomya bronni VOLTZ.

II a. Der Bereich des Neunerkopfes und Hahnenkammes

1. Höhenbach und Lenzetal

Die Fleckenmergel im Bereich des Neunerkopfes nehmen deshalb auf den ersten Blick eine Sonderstellung ein, weil sie hier über dem Bunten Liaskalk liegen, der nach den dürftig erhaltenen Fossilien zu schließen, den ganzen unteren Lias vertritt. Besonders auffallend ist dieser rotgraue Kalk im Lenzetal bei der Ödenbachalpe aufgeschlossen und liefert dort verschiedene etwas unsicher bestimmbare Arieten und verhältnismäßig zahlreiche Belemniten. Diese treten auch noch in der tiefsten Lage der Fleckenmergel häufig auf.

Die konkordant aufgelagerten Fleckenmergel führen in ihrer tiefsten Lage Fossilien aus dem unteren Mittellias, nämlich *Acanthopleuroceras*. *Amaltheus* und *Arieticeras* folgen darüber. Vom Mittellias an also stimmt sowohl die faunistische wie auch die lithologische Ausbildung dieser Schichten mit der des Kienzerlebaches überein. Auch das gleichzeitige Auftreten und die gleichartige Beschaffenheit der klastischen Einschaltungen weisen auf diesen Zusammenhang hin. Die grünlich-braunen Mergelkalke vom Oberlauf des Schmieder Baches deuten ebenfalls die gemeinsame Entstehung an.

2. Waldsbach bei Nesselwängle

Da auch östlich von Nesselwängle die Fleckenmergel mit dem unteren Mittellias (Acanthopleuroceras-Horizont) über dem Bunten Liaskalk einsetzen, darf auch dieses Gebiet mit dem eben erwähnten in Zusammenhang gebracht werden.

Außerdem tritt dort im Mittellias ein Hornsteinstreifen auf, der sich ohne weiteres in die Schichtfolge der Kienzerlebachserie einordnen läßt, da dieser Hornstein ja im Bächlein bei St. Leonhard ansteht.

III. Das Gebiet nördlich des Einstein

1. Kotbach

Das Gebiet nördlich des Einstein, besonders der Aufschluß am Kotbach in der Wilden Bacht, ist im ganzen fossilärmer als die erwähnten beiden Gebiete. Schon aus diesem Grunde ist eine sichere Zuordnung zum einen oder anderen Faziesbereich erschwert.

Der untere Lias setzt über geringmächtigen Schattwalder Schichten mit verhältnismäßig mächtigen (20 *m*) dickbankigen festen Kalken ein, geht aber dann allmählich in dünn gebankte Lagen über, die nur selten genau so wie die Kalke brauchbare Fossilien liefern. Auffallend aber ist die deutliche Ausbildung von Spongienschiefern, die in den vorhin erwähnten Bereichen nicht angetroffen wurden, wenn dort auch bisweilen auf den Schichtflächen sandiger Partien mehr oder weniger zahlreich Spongiennadeln lagen. Bis zum Auftreten des durch Fossilien belegten Arnioceras-horizontes erreicht diese Partie eine Mächtigkeit von 60—70 *m*.

Der Arnioceras-Horizont mit derselben Fauna wie im Wiesler Bach dürfte etwa 40—50 *m* einnehmen, denn vermutlich gehört auch ein großes Exemplar von *Coroniceras bucklandi* SOW. und *Psiloceras extracostatum* WÄHN. in diesen Horizont. Schon dieser eine Fund des im Durchmesser 30 *cm* messenden Ammoniten würde die Annahme eines wenigstens zu dieser Zeit irgendwie selbständigen Sedimentationsbereiches rechtfertigen. Vor allem ist an einen Zusammenhang mit dem nördlichen Gebiet zu denken, wo ja bei der Fallmühle im Engetal mehrfach solche Riesenarieten gefunden wurden.

Die Vermiceras-Zone, in der ebenfalls wieder helle feste Kalke vorherrschen, erreicht vermutlich nur eine Mächtigkeit von 8—10 *m*.

Ein Microderoceras-Horizont wurde nicht beobachtet.

Die Mächtigkeit des gesamten unteren Lias würde sich also zu etwa 110—130 *m* ergeben.

Stimmt somit wohl die Mächtigkeit der Schichtfolge mit der am Wiesler Bach überein, so kann doch in der Ausbildung und Übereinanderfolge der einzelnen Teilstufen weitgehende Verschiedenheit und damit eine jeweilige eigenständige Entwicklung der beiden Gebiete festgestellt werden.

Der untere Mittellias, vertreten durch *Dumortieria jamesoni* SOW. und *Lytoceras fimbriatum* SOW., erreicht eine Mächtigkeit von nur 30 *m*. Der Capricornu-Horizont ist etwas weiter östlich im Engetal anzutreffen.

Amaltheus und *Arieticeras* treten spärlich auf, dagegen gewinnen *Grammoceras*arten des Mittellias an Bedeutung:

Grammoceras normannianum d'ORB.
Grammoceras curionii MENEGH.
Grammoceras cf. *celebratum* FUC.

Zusammen mit diesen lag

Harpoceras kurrianum GEYER.

Der obere Mittellias, der im Kienzerlebach hauptsächlich durch *Amaltheus* und *Arieticeras*, hier aber mehr durch *Grammoceras* vertreten ist, erreicht

eine Mächtigkeit von zirka 50—60 *m*. Wesentlich ist die Feststellung, daß in diesem Horizont bis im einzelnen 1 *m* mächtige Hornsteinlagen auftreten, denen im ganzen übrigen Gebiet nichts Vergleichbares entspricht. Im Verbande mit diesen liegen die klastischen Bildungen. In verschiedener Hinsicht unterscheiden sich diese klastischen Bildungen von denen im südlichen Bereich (Kienzerlebach und Höhenbach). Wohl sind die Komponenten großteils dieselben, auch die Rundung der Körner und die Mächtigkeiten zeigen keinen wesentlichen Unterschied. Das prozentuelle Verhältnis aber ist verschieden. Vor allem dominiert hier die oolithische Komponente (65%) gegenüber der dolomitischen (zirka 20%), die ja in Höhenbachstücken vorherrschend ist (80%). Außerdem setzen diese klastischen Elemente in den Stücken aus dem Kotbach plötzlich ein, ohne Übergang von feinem zu grobem Material, was für die klastischen Einschaltungen am Höhenbach neben der relativ größeren Ausbildung der Komponenten charakteristisch ist (vgl. hiezu die Ausführungen im lithologischen Teil!).

So verschieden diese klastischen Bildungen in mancher Hinsicht auch sind, sie lassen doch vermuten, daß der südliche und nördliche Bereich zu dieser Zeit einem irgendwie gemeinsamen Sedimentationsraum angehörten, da ja diese Gesteine jeweils im mittleren Lias auftreten. Vielleicht ist auch das Vorkommen von Hornsteinbänken letztlich nicht als isoliert anzusehen, da sie im Amaltheus-Horizont an verschiedenen Stellen, allerdings in geringerer Mächtigkeit, anstehen (Bach bei St. Leonhard, Waldsbach). Daß derartiger Hornstein im Kienzerlebach nicht gefunden wurde, beweist noch nicht das Gegenteil. In der aufgelagerten Scholle am Steinabach steht ja im Amaltheus-Horizont Hornstein an.

Diese Scholle überlagert auch die Gesteinsserie am Kotbach. In leicht diskordant aufliegenden Schichten über dem Amaltheushorizont, der hier durch *Grammoceras* vertreten wird, tritt nämlich *Acanthopleuroceras binotatum* OPP. auf und in einer höheren Lage, die die normale Schichtmächtigkeit des Mittellias weit übertreffen würde, begegnet *Arieticeras algovianum* OPP.

Horizonte	Mächtigkeit
Grammoceras-Amaltheus	50
Capricornu	?
Jamesoni-fimbriatum	30
Microderoceras	—
Vermiceras	10
Arnioceras	40—50
fossilleerer Unterlias	60—70

Gesamtmächtigkeit: zirka 200 *m*

In der Gesteinsserie des Kotbaches können wir also folgendes feststellen:

Der untere Lias zeigt eine isolierte Ausbildung, die Horizonte entsprechen nicht etwa denen am Wiesler Bach. Es ist an einen Zusammenhang mit dem nördlich gelegenen Fleckenmergelgebiet zu denken, was

vor allem der Fund eines Riesenarieten andeutet [1]). Wohl aber ergeben sich im unteren Mittellias durch das übereinstimmende Auftreten des Jamesoni-fimbriatumhorizontes (und vielleicht auch des Capricornuhorizontes) Anklänge an den westlichen Bereich. Das Fehlen der *Acanthopleuroceras*-Arten im unteren Mittellias schließt einen Zusammenhang mit der Sedimentationsfolge im Kienzerlebach zu dieser Zeit aus. Im oberen Mittellias scheint sich die Fauna am Kotbach aber mehr der des Kienzerlebaches anzugleichen (*Amaltheus* und *Arieticeras* treten auf). Auch die Hornsteinlagen und die klastischen Einschaltungen treten gleichzeitig in beiden Gebieten auf. Ursprünglich lagen aber diese Bereiche sicher nicht so nahe beisammen wie heute, was vor allem die Verschiedenheiten in den klastischen Zwischenschaltungen klar machen.

Die Gesteinsfolge am Kotbach ist nur bis zum oberen Mittellias erhalten und wird dann von der Schubscholle des Kienzerlebaches überlagert. Die Schichten in dem Aufschluß im Seewald dürften mit denen des Kotbaches zusammenhängen.

2. Die Aufschlüsse am Nordhang des Engetales

In einem Rinnsal nahe dem Zollamt Enge lag bei 1140 *m* ü. M. *Lytoceras fimbriatum* SOW. 15 *m* höher standen aber bereits die grünlichen Mergel an, knapp darüber folgt der Radiolarit. Es ist wenig wahrscheinlich, daß hier eine Schichtausquetschung innerhalb der Kotbachserie stattfand. Viel eher ist an den Zusammenhang dieser oberliassisch-oberjurassischen Gesteine mit jenen Ablagerungen zu denken, die südlich des Einstein aufgeschlossen sind. Dort begegneten die grünlichen Gesteine, die vermutlich für die Schubscholle vom Kienzerlebach bis zum Waldsbach bei Nesselwängle kennzeichnend sind. Die obersten Reste der Jurascholle des Kienzerlebaches überlagern also hier den unteren Mittellias des Kotbaches.

C. Bemerkungen zur Erklärung der lithologisch-faunistischen Unterschiede

Wollen wir die faunistischen und teils auch lithologischen Verschiedenheiten in der Gesteinsserie der Fleckenmergel auf diesem kleinen Raum (zirka 60 km^2) erklären, so müssen wir die geologischen Verhältnisse des Untergrundes und die Tektonik berücksichtigen.

Von Haldensee gegen Westen läßt sich ein oberrätisches Riff bis in das Hintersteinertal (von Hindelang gegen SO) verfolgen, das irgendwie eine Trennung zwischen einem nördlichen und südlichen Bereich darstellt.

Nördlich dieser Trennungslinie gehen die Kössener Schichten nach oben hin in die lettigen roten Schattwalder Schichten über, die an der Basis der Fleckenmergel von Schattwald in einem nach Norden konvexen Bogen bis in das Engetal anstehen. Stellenweise kommen die Flecken-

---

[1]) K. A. REISER beschreibt ein Vorkommen von grauen, blätterigen Posidonienschiefern des Lias ε aus dem nördlichen Engetal (Schönoib), das aber heute nicht mehr aufgeschlossen zu sein scheint. Dieses Vorkommen würde die Selbständigkeit eines nördlichen Sedimentationsbereiches unterstreichen.

SYNOPTISCHE TABELLE

DER VERSCHIEDENEN FAZIES-BEREICHE

STUFEN	HORIZONTE	1) WIESLER BACH 2) STEINABACH — LITH-AUSB. U.A BESONDERH.	MÄCHTIGKEIT 1)	MÄCHTIGKEIT 2)	KIENZERLEBACH — LITH-AUSBILDG. U.A.	M m	HÖHENBACH LENZETAL — LITH-AUSB. U.A.	M m	KOTBACH — LITH-AUSBILDUNG U.A-BESONDERHEIT.	M m
Dogger β α	HAMMATOC-LORTETI POSIDON-ALPINA			?	z.T. grünliche Mergel u. Kalke	?		?		
Lias ʒ	HARPOCERAS		?	?		?			nicht aufgeschlossen	
" ε	CORMUCOPIAE	Kieselkalke	30	30		—		—		
" δ	ARIETICERAS		—	—		20		?	GRAMMOCERAS grobklastische B.	50
	AMALTHEUS			(6?)	gelegentl. Manganm. grobklast. Bildung.	15	grobklast. B.	?		
" γ	CAPRICORNU		20?	15	x) ACANTHO= PLEUROCERAS	50 ?	x)	?		30
	x)		—	—						—
	JAMESONI — FIMBRIATUM		80	50						30
	MICRODEROCERAS		20	10?						—
" β	(b)ASTEROCERAS) a)VERMICERAS	helle tonarme Kalke	a) 30	b) 30	nicht aufgeschlossen		Bunter Lias= kalk	6?		10
" α	ARNIOCERAS	Mergel u. Manganmergel	100	(+ 100)					Mergel u. Manganmergel	40–50
			—	—					Spongienschiefer fossilleerer Unterlias	60–70
GESAMT=MÄCHTIGKEIT:			ca 280 m	ca 280 m	MITTELLIAS:	ca 80 m		?		ca 200 m
GEOLOGISCH. UNTERGRUND:		SCHATTWALDER SCH. – KÖSSENER SCHICHTEN			?		(RÄTRIFFKALK) KÖSSENER SCH.		SCHATTWALDER SCH. KÖSSENER SCHICHTEN	

mergel direkt auf die Kössener Schichten zu liegen. Zwei kleine Vorkommen der Schattwalder Schichten liegen noch innerhalb des Riffkalkes (Geister Berg, Wiesle bei Tannheim).

Südlich des Riffzuges treten wiederholt Riffkalke über den Kössener Schichten auf und stellenweise — dies gilt besonders für unser Gebiet — setzen über den Kössener Schichten die Bunten Liaskalke ein. Erst über diesen liegen die Fleckenmergel mit mittelliassischer Fauna (Einsattelung zwischen Gaishorn und Rauhhorn, Höhenbach, Lenzetal bei der Ödenbachalpe, Waldsbach am Fuß des Hahnenkammes bei Nesselwängle).

Ungefähr parallel zu diesem trennenden Riffkalkzug läßt sich im Süden eine Schichtaufwölbung mit der Achse W—E (Rhonenspitze—Haldensee) feststellen, der wiederum die Stirne der Lechtaldecke bzw. Gaishorndecke parallel läuft.

Da nun die Fleckenmergelfauna des Höhenbaches und Lenzetales mit der des Kienzerlebaches übereinstimmt, so ist ein Zusammenhang anzunehmen. In beiden Bereichen setzen die Fleckenmergel im unteren Mittellias ein (Acanthopleuroceras-Horizont), am Kienzerlebach fehlt aber der basale Bunte Liaskalk. Trotzdem aber ist zu vermuten, daß die Kienzerlebachscholle aus diesem südlichen Bereich ohne den basalen Liaskalk nach Norden hin verschoben ist und mit ihm natürlich die oberjurassischen Ablagerungen. In dieser Ausbildung erstreckt sich diese Schuppe vom oberen Steinabach bis zum Waldsbach.

Erst nachträglich wurde dann die Einsteininsel auf dieses Gebiet aufgeschoben in einer Ost—Westbewegung und hat damit die schüsselförmige Einsenkung sowie die Feintektonik (Faltungen und Überschiebungen) bewirkt. Bei dieser Überlagerung dürfte auch die Kienzerlebachscholle noch einmal bewegt worden sein, worauf eine deutliche Falte vom Kienzerlebach zum Steinabach hin schließen läßt.

Im nördlichen Bereich, zu dem auch die Aufschlüsse an der Südseite des Tannheimertales westlich von Zöblen zu rechnen sind, bilden die Schattwalder Schichten eine einheitliche Basis. Trotzdem aber treten wesentliche Unterschiede zwischen den westlichen (Wiesler Bach, Steinabach) und den östlichen Ablagerungen (Kotbach, Engetal) auf. Beide Gebiete dürften von Norden her beeinflußt worden sein und zwar ungefähr übereinstimmend im unteren Mittellias (Jamesoni-fimbriatum- und Capricornu-Horizont), verschieden aber im Unterlias, wo am Wiesler Bach nichts gefunden wurde, was den relativ mächtigen Kalken und Spongienschiefern am Kotbach entspräche. Im oberen Mittellias gelangt die Fauna am Kotbach sogar in den Einfluß der Kienzerlebachsedimente.

Die beiden verschiedenartigen Sedimentationsbereiche waren also schon in der obersten Trias vorgebildet. Vielleicht können wir gerade in dem Vorhandensein dieses oberrätischen Riffes die Ursache für die faunistischen Unterschiede in unserem Gebiet erblicken, die sich wenigstens teilweise im Verlauf des Mittellias ausgeglichen haben. Ob dieses Riff im Zusammenhang mit den spättriadisch-frühliassischen Bewegungen verlandet war, läßt sich nicht feststellen, da im untersuchten Gebiet nirgends Liassedimente primär auf diesem Riffkalk liegen. Ein nicht allzuweit entferntes Riff mag es aber wohl gewesen sein, daß das Material für die klastischen Bildungen in den Fleckenmergeln geliefert hat.

Literaturverzeichnis

BOESE, E.: „Über liassische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayrischen Alpen", Zschr. d. d. geol. Ges. Bd. 46. Berlin 1894.

BOESE, E.: „Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen", Geogn. Jahresh. Bd. 6. München 1893.

DACQUE, E.: Leitfossilien, Wirbellose d. Jura. Berlin 1934.

FUCINI, A.: „Cephalopodi liassici del Monte di Cetona", Palaeonto-graphia Italica, Vol. X u. XI. Pisa 1904/05.

GEYER, G.: „Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt", Abh. d. k. k. geol. RA, Bd. 12. Wien 1886.

GEYER, G.: „Die mittelliassische Cephalopodenfauna des Hinterschafberges", Abh. d. k. k. geol. RA, Bd. 15. Wien 1893.

GOLDFUSS, A.: Petrefacta Germaniae 1826—1833.

LEUCHS: Geologie von Bayern II, in Hdb. d. Geologie und Bodenschätze Deutschlands.

OPPEL, A.: „Der mittlere Lias Schwabens", Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkd. Jhg. X. Stuttgart 1854.

PIA, J.: „Über eine mittelliassische Cephalopodenfauna aus dem nordöstlichen Kleinasien", Ann. d. k. k. Naturh. Hofmuseum, Bd. 27. Wien 1913.

PIA, J.: „Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras", Abh. d. k. k. geol. RA., Bd. 23, Heft 1. Wien 1914.

POMPECKJ, J. F.: „Revision der Ammoniten d. schwäbischen Jura", Liefg. I und II. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkd. Bd. 49. Stuttgart 1893, Bd. 52. 1896.

QUENSTEDT, F. A.: Petrefaktenkunde Deutschlands, I. Cephalopoden. Thübingen 1846—1849.

QUENSTEDT, F. A.: Der Jura. Thübingen 1858.

QUENSTEDT, F. A.: Die Ammoniten des schwäbischen Jura, I. u. II. Stuttgart 1883—1887.

REISER, K. A.: „Geologie der Hindelanger und Pfrontner Berge im Allgäu", Geogn. Jahresh., Bd. 33, 35, 36. München 1920—1923.

ROTHPLETZ, A.: „Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilser Alpen", Palaeontographica, Bd. 33. München 1886.

ROTHPLETZ, A.: „Über die Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liassische, diatomeenführende Hornschwämme", Ztschr. d. d. geol. Ges. Bd. 48. Berlin 1896.

SCHRÖDER, J.: „Die Ammoniten der Jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen", Palaeontographica, Bd. 68/69. München 1927.

SCHRÖDER, J.: „Die jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen", NJ. Beil. Bd. 52 B, 1925.

TAUSCH, L.: „Zur Kenntnis der Fauna der ‚Grauen Kalke' der Südalpen", Abh. d. k. k. geol. RA., Bd. 15, Heft 2. Wien 1890.

TRAUTH, F.: „Die Grestener Schichten der öst. Voralpen und ihre Fauna", Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ungarns u. d. Vord. Orients, Bd. 12/13. Wien 1909—1910.

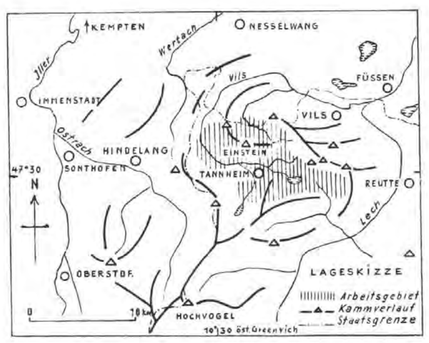
VACEK, M.: „Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio", Abh. d. k. k. geol. RA., Bd. 12. Wien 1886.

WÄHNER, Fr.: „Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen", Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ungarns u. d. Vord. Orients, Bd. 2—9, 11. Wien u. Leipzig 1882—1895, 1898.

ZIETEN, C. H.: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830.

ZITTEL, K. A.-BROILI: Grundzüge der Paläontologie. München-Berlin 1921.

DIE FLECKENMERGEL DES TANNHEIMERTALES, AUSSERFERN, TIROL, von **W. BESLER** 1959



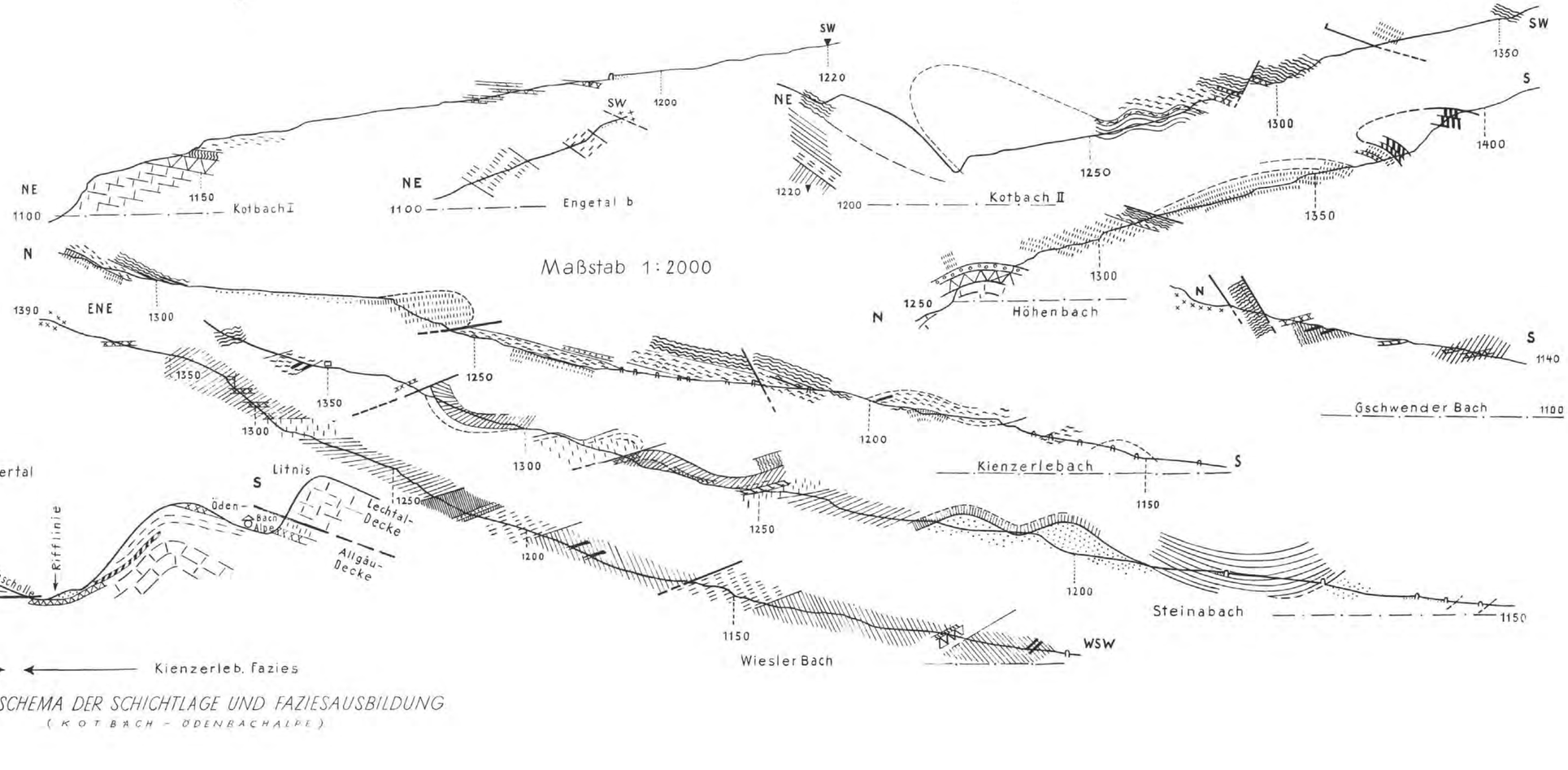
Maßstab 1:25.000

FAUNISTISCHE ZONEN:

- Hammatoc lorreti Posidonomya alpina
- Lytoceras cornucopiae u. grüne Mergel-zone
- Arieticeras
- Amalth. margaritatus
- Acanthopleuroceras
- Capricornu
- Jamesoni-fimbriatum
- Microderoceras
- Asteroceras
- Vermiceras
- Arnioceras

STRATIGRAPHISCH-LEITENDE SCHICHTEN:

- helle feste Kalke
- weiße fleckenlose K.
- Manganmergel
- Spongienschiefer
- grobklast. Lagen
- Hornsteinlagen, Hornsteinkalk
- Radiolarit
- Bunter Liask.
- Schattwalder S.
- Rät. Riffkalk
- Kössener S.
- Hauptdolomit



SCHEMA DER SCHICHTLAGE UND FAZIESAUSBILDUNG
(KOTBACH – ÖDENBACHALPE)

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 3. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei. 5900 59

Geologische Beschreibung des Breitspitzstollens (Montafon)

Von OTTO REITHOFER *)

Mit Tafel XV

Vorwort

Für die Unterstützung meiner Arbeit und für die Genehmigung zu ihrer Veröffentlichung danke ich der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft ergebenst.

Den Herren Ingenieuren der Projektierungsabteilung, der Hauptbauleitung und der örtlichen Bauleitungen der Vorarlberger Illwerke und den Herren Ingenieuren der Baufirmen danke ich für die zahlreichen Hilfeleistungen herzlich.

Einleitung

Der Breitspitzstollen, der ursprünglich die Bezeichnung „Druckstollen Kops—Vallüla" hatte, liegt im hintersten Teil des Montafontales, östlich von Partenen (siehe Karte i. M. 1 : 25.000, Blatt 170/I, Galtür und Lageplan). Dieser zirka 100 *m* südöstlich vom Gipfel des Breiter Spitz durchziehende Stollen schließt nach SW an den Zavernastollen (früher „Druckstollen Vallüla—Vermunt") an. Das Portal des Zugangsstollens liegt am oberen Ende der Schlucht des Zeinis-Baches nördlich unter P. 1801. Das Portal des Stichstollens liegt rund 200 *m* OSO davon. Bei der Einmündung dieses Stichstollens in den Hauptstollen liegt die Stollensohle in 1717,13 *m* Seehöhe. Das Südwestportal des Druckstollens befindet sich etwa 250 *m* nordöstlich der Unteren Vallüla Alpe (Stollensohle in 1712,79 *m* Seehöhe). Der Stichstollen verläuft annähernd von ONO gegen WSW. Der Zugangsstollen und der nördlichste Teil des Druckstollens hat einen etwa N 5 ° O gerichteten Verlauf. Südlich von P. 1811 schwenkt dieser Stollen allmählich gegen SW ab und behält dann diese Richtung bis zum Südwestportal auf einer Strecke von zirka 1,9 *km* Länge bei.

Die geologische Aufnahme des Stollens erfolgte in der Zeit vom 29. November 1949 bis 28. September 1950 in gleicher Weise wie die des Zaverna-, Bergler- und Predigstollens (REITHOFER, 1951, 1955), wobei jeweils nur die frisch gewaschenen Stollenstrecken untersucht wurden. In der folgenden Beschreibung beziehen sich alle Zahlenangaben, falls nichts anderes ange-

*) Adresse des Verfassers: Wien, III., Geologische Bundesanstalt.

führt wird, auf die nördliche Ulme (im Stichstollen) und auf die westliche bzw. nordwestliche Ulme (im Druckstollen) an der Sohle. Die geologischen Verhältnisse sind stellenweise so kompliziert, daß sich bei ihrer Darstellung im Stollenprofil mitunter eine Vereinfachung als notwendig erwies, worauf in der Stollenbeschreibung jeweils hingewiesen wird. Auf zwei kürzeren Strecken (im Stichstollen zwischen 30 und 80 *m* und im Hauptstollen zwischen 1190 und 1220 *m*) waren die geologischen Verhältnisse so kompliziert, daß die Stollenaufnahme nicht mehr verkleinert wurde (siehe Tafel XV, Abb. 1 und 2!).

Der Stichstollen

Am Stollenausgang tritt auf der Südostseite unter dem Humus Würm-Grundmoräne (1, siehe Stollenprofil, Tafel XV) zutage, während auf der NW-Seite die Grundmoräne von ± 1 *m* mächtigen sandreichen Schottern überlagert wird. Der rostbraune Anwitterungshorizont reicht hier bis etwa 1 *m* unter die Geländeoberfläche hinab. Durch den hohen Eisengehalt ist es zu einer geringen Verfestigung der Schotter gekommen.

Die Würm-Grundmoräne wird von Amphibolit (2) unterlagert, der nahe der Oberfläche stark gestört und z. T. etwas zertrümmert ist. Von Stollenmeter 25 an wird der Fels gegen WSW allmählich fester und ist ab 33 *m* fest (standfest schon ab 17 *m*). Im äußersten Teil des Stollens ist die Bankung nicht erkennbar. Der Fels ist hier bis etwa 5 *m* tief stark verwittert. Verwitterungsspuren zeigen sich auf einzelnen Klüften bis Stollenmeter 25. Zwischen 32,8 und 83 *m* sind dem Amphibolit dünne bis stärkere Aplitgneislagen (3) zwischengeschaltet, die teils recht unregelmäßig umgrenzt und teils mit dem Amphibolit verzahnt sind. Die ganz dünnen Aplitgneislagen konnten nicht eingezeichnet werden. Der ein paar Meter mächtige Aplitgneis (4) ist um 54 *m* etwas zertrümmert (Kopfschutz von 52,9 bis 58,9 *m*) und um 49 *m* stark zerklüftet. Außerhalb von Stollenmeter 52 sind die Gesteine entlang einzelner Störungen etwas zertrümmert aber fest.

Von 83 bis 88,3 *m* wurde hellgrauer, dünn bis dickgebankter, fester Aplitgneis mit zwei dünnen Amphibolitlagen (5) durchörtert. Darunter folgen: Amphibolit, der mit dünnen weißen und hellgrauen Aplitgneis- und Quarzitlagen wechsellagert (6), Amphibolit (7), dünne bis stärkere hellgraue Aplitgneis- und Quarzitlagen mit einigen dünnen bis 10 *cm* starken Amphibolitlagen gebändert (8), dünn- bis dickgebankter Amphibolit mit dünnen Zwischenlagen von Aplitgneis, Quarzit und Schiefergneis (9) und ganz dünn- bis dickgebankter weißer und hellgrauer Quarzit (10). Bei 93 *m* ist das Gestein stärker gestört, aber noch fest.

Zwischen 103,8 und 119 *m* steht überwiegend Amphibolit an mit vier stärkeren Aplitgneis- und einzelnen Schiefergneislagen (11). Dem darunterliegenden Aplitgneis (12) ist Amphibolit mit ± 1 *dm* starken Lagen (13) zwischengeschaltet. Bis 137,2 *m* Amphibolit mit Aplitgneislagen wechselnd (14), wobei im östlichen Teil der Amphibolit vorherrscht. Nach W schließt bis 140,3 *m* Schiefergneis mit ± 1 *dm* starken Amphibolitlagen (15) an. Die östlichen Lagen dieser Zone sind am First und an der südlichen Ulme stark gefaltet und gehen im Streichen in Amphibolit (16) über. Anschließend an diesen Amphibolit tritt auf der südlichen Ulme bis 132,5 *m* fast nur

Amphibolit auf, während sich WSW davon auch Schiefergneislagen einschalten. Die Amphibolitlagen keilen bei 136 und 137 *m* (südl. Ulme am First) nach NW z. T. in den Schiefergneis aus.

Von 140,3 bis 146,6 *m* wurde Schiefergneis mit einzelnen Glimmerschieferlagen (17) und einem schmalen Mylonitstreifen durchfahren, an den meist dünngebankter Amphibolit grenzt, der mit ebensolchen hellgrauen Aplitgneislagen und einzelnen Glimmerschiefer- und Schiefergneislagen wechsellagert (18), die teilweise intensiv gefaltet sind. Im unteren Teil der südlichen Ulme grenzt der Schiefergneis an sattelförmig gefalteten Aplitgneis mit einer dünnen Amphibolitzwischenlage (19), während er im oberen Teil der Ulme um 147 *m* mit dem Amphibolit verzahnt ist. Um 157 *m* auftretender Glimmerschiefer (20) konnte im Stollenprofil ausgeschieden werden. Dem zwischen 180,8 und 216,4 *m* anstehenden dünn- bis dickgebankten Aplitgneis mit einigen meist dünnen Amphibolitzwischenlagen ist auf der nördlichen Ulme dünngebankter Amphibolit mit Zwischenlagen von Aplitgneis und einzelnen Glimmerschiefer- und Schiefergneislagen eingefaltet. Um 214 *m* schmaler Gang von derbem weißem Quarz (21). Auf der südlichen Ulme tritt unter dem Aplitgneis zwischen 184,4 und 192,2 *m* dünn- bis dickgebankter Amphibolit auf, der mit ebensolchen Aplitgneislagen wechsellagert (22). Bei 216,4 *m* steht derselbe Amphibolit an, dem hier aber nur einige dünnere Aplitgneislagen zwischengeschaltet sind. Bei 223,5 *m* Einmündung des Stichstollens in den Hauptstollen.

Die Gesteine des Stichstollens sind größtenteils stark gefaltet, aber verhältnismäßig wenig gestört und durchwegs fest. Der Amphibolit zeigt stellenweise auch eine deutliche Kleinfältelung. Spuren von Schwefelkies finden sich ziemlich reichlich.

Der Zugangsstollen

Unter der Humusdecke ist der rostbraun angewitterte Amphibolit zerklüftet und nicht ganz standfest. Das Stollenportal liegt rund 7 *m* südlich der alten Geländeoberfläche (Einbau bis 9,4 *m*). Der dünngebankte (1 *cm* bis $\pm$1 *dm*) Amphibolit (23) mit einzelnen weißen Quarzitlagen (24) ist von Stollenmeter 17 an frisch. Nur auf Kluft- und Bankungsfugen macht sich die Verwitterung noch weiter bergein etwas bemerkbar. Bei 31, 41 und 43/44 *m* sind die dünnen bis 1 *dm* starken Amphibolitlagen mit ebensolchen hellgrauen Aplitgneislagen gebändert (25). Bis 32,3 *m* ist das Gestein fest, bis 50 *m* mäßig stark gestört, entlang einzelner Störungen etwas zertrümmert, besonders um 28 *m*, und nicht ganz standfest (Kopfschutz von 32,2 bis 60,4 *m*). Bis 62 *m* ist das Gestein stark gestört, z. T. grob bis fein zertrümmert und die Bankung daher größtenteils nicht mehr recht erkennbar. Zwischen 52 und 67 *m* fehlen die weißen Quarzitlagen ganz.

Zwischen 78,8 und 85,8 *m* wechsellagern ganz dünne bis ein paar Dezimeter starke Amphibolitlagen mit ebensolchen hellgrauen Aplitgneislagen (26) und überlagern dünn- bis dickgebankten Amphibolit (27) mit drei dünnen und drei stärkeren Aplitgneislagen. Bei 88 *m* findet sich eine teilweise etwas offene Spalte. Nach S schließen dünne bis über 2 *dm* starke Amphibolitlagen an, die mit ebensolchen Aplitgneislagen wechsellagern (28) und denen stärkerer Aplitgneis (29) mit einer Amphibolitzwischenlage

auf der westlichen Ulme eingelagert ist. Darunter folgen bei 104,1 *m* dünne bis stärkere Lagen von feinkörnigem Amphibolit, die mit ganz dünnen bis über 10 *cm* starken und drei stärkeren Aplitgneislagen wechsellagern (30). Daran anschließend Amphibolit mit ein paar bis 10 *cm* starken und einer mächtigeren Aplitgneislage (31), hellgrauer Aplitgneis mit einzelnen dünneren Amphibolitlagen und ein paar dünnen Schiefergneislagen (32), Amphibolit mit einigen dünnen Aplitgneislagen (33), dem um 132 *m* Aplitgneis mit ein paar dünnen Amphibolitlagen (34) zwischengeschaltet ist.

Bei 135 *m* zieht geringmächtiger weißer Quarzit mit ± 1 *cm* dicken Lagen (35) und ebensowenig mächtiger Schiefergneis (36) durch, der von festem Amphibolit (37) begleitet wird, dem über 1 *m* mächtiger Aplitgneis mit einigen dünnen Amphibolitlagen (38) eingelagert ist. Von 142,6 bis 155,7 *m* steht mäßig gefalteter, fester Glimmerschiefer (39) an, der zwischen 144,4 und 147,2 *m* mit Amphibolit- und Aplitgneislagen wechsellagert (40). Nach S schließt dickgebankter Aplitgneis mit zwei dünnen bis 10 *cm* starken, sehr biotitreichen Zwischenlagen und einer Amphibolitlage (41), Amphibolit mit ein paar dünneren und einer bis über 1 *dm* starken Aplitgneislage (42) und über 2 *m* mächtiger Aplitgneis an. Zwischen 161 und 169 *m* mündet der Stichstollen in den Hauptstollen ein. Von 88 bis 180 *m* ist das Gestein wenig gestört und recht fest.

Der Hauptstollen

Zwischen 173,5 und 243,7 *m* steht dünngebankter Amphibolit mit dünnen und stärkeren Zwischenlagen von Aplitgneis, Glimmerschiefer, Quarzit und Schiefergneis (43) an, die z. T. stärker gefaltet sind. Um Stollenmeter 195 ist der Glimmerschiefer (44) stark gestört und verknetet, aber noch standfest. Bei 203 *m* zieht eine stärkere Ruschelzone durch. Von 220 *m* an wird der Amphibolit gegen S etwas dicker gebankt und die Glimmerschiefer-, Quarzit- und Schiefergneislagen treten fast ganz zurück. Darunter folgt ein dünngebanktes, meist stark geschiefertes Gestein, das teils an zweiglimmerigen Granitgneis, teils an Schiefergneis erinnert mit einigen dünnen Amphibolit- und Quarzitlagen (45). Nahe der Hangendgrenze tritt eine stärkere Zwischenlage von Amphibolit und eine solche von hellgrauem Quarzit auf, die auf ihrer Unterseite von einem schmäleren mylonitischen und weichen (= m. u. w.) Zerrüttungsstreifen begleitet wird (von 247,3 bis 248,3 *m* nicht ganz standfest).

Bei 262 *m* tritt stark kleingefältelter, flaseriger zweiglimmeriger Schiefergneis mit einer dünnen Amphibolitlage an der Hangendgrenze (46) auf, der von Muskowitgranitgneis (47), demselben Gestein wie zwischen 243,7 und 262 *m* (45) und stark kleingefälteltem Schiefergneis (46) unterlagert wird. Bei dem von 267,9 bis 273 *m* auftretenden Gestein handelt es sich teils um dieselben Lagen wie zwischen 243,7 und 262 *m* (45) und teils um etwas biotithaltigen Quarzit mit einigen bis ein paar Dezimeter starken ganz flaserigen Schiefergneislagen (48). Bis 339,9 *m* wurde Glimmerschiefer bis Schiefergneis mit vereinzelten dünneren Quarzitlagen (49) aufgefahren, die teilweise etwas biotithaltig sind. Das Gestein ist teils stärker gefältelt, teils etwas verknetet, aber fest. Um 280 *m* Zwischenschaltung von mehreren weißen Aplitgneislagen und bei 298 *m* von mehreren ganz dünnen weißen Quarzitlagen. Gegen S treten die glimmerreichen Lagen zugunsten der

quarzitischen mehr zurück. Wegen mehrerer Lettenklüfte von 315 bis 318,6 *m* nicht standfest (Kopfschutz).

Bei 339,9 *m* liegt die Nordgrenze des feinkörnigen zweiglimmerigen Granitgneises (50) mit dünnen bis stärkeren Aplitgneislagen, in dem bei 343,3 *m* im oberen Teil der östlichen Ulme große Feldspataugen auftreten, unterlagert von typischem zweiglimmerigem Augengneis mit großen Feldspataugen (51), dem bis über 2 *m* mächtiger Glimmerschiefer bis Schiefergneis (52) zwischengeschaltet ist. Von 353,1 bis 357,4 *m* stehen ganz dünne (1 *mm* bis über 1 *cm*) weiße Lagen an, die mit dünnen bis stärkeren dunklen Lagen wechsellagern (53). In diesem Gestein treten stärkere Lagen von weißem Aplitgneis und von eigenartigem weißen Aplitgneis mit bis mehrere Zentimeter langen, dünnen, dunklen Biotitstreifen (54) und Quarzit mit etwas Biotit auf.

Bei diesen ganz dünnen, meist nur ein paar Millimeter bis ein paar Zentimeter dicken weißen Lagen handelt es sich um Quarzfeldspatgesteine, die in allen Abstufungen von reinen Quarzlagen, Quarziten bis zu Aplitgneisen und Muskowitgranitgneisen vorkommen. Oft läßt sich wegen ihrer zu geringen Stärke nicht gleich feststellen, welche dieser Bezeichnungen zutrifft. Diese verschiedenen und auch durch alle Übergänge verbundenen Gesteine kommen oft nebeneinander vor oder wechsellagern miteinander. Da nicht jede dieser Lagen eigens ausgeschieden und angeführt werden kann, werden sie der Einfachheit halber im folgenden als weiße Lagen zusammengefaßt. Bei den dunklen Lagen handelt es sich um Biotitaugengneis und um Biotitgranitgneis.

Die dünnen bis über 10 *cm* dicken, stark gefalteten, weißen Aplitgneislagen, die mit ebensolchen dunklen Lagen wechseln (55), werden bei 359 *m* von feinkörnigem zweiglimmerigem Granitgneis mit einzelnen dünnen und einer bis 1 *dm* starken weißen Lage (56), dünnen Aplitgneis- und stärkeren Muskowitgranitgneislagen mit dünnen dunklen Lagen gebändert (57), stark gefalteten dünnen weißen Lagen mit ebensolchen dunklen wechselnd (58) und Muskowitgranitgneis (59), der an der Hangendgrenze etwas gebändert ist, unterlagert. Von 368,8 bis 389,4 *m* wurde feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis mit einzelnen ganz dünnen weißen Lagen (60) aufgeschlossen mit einer stärkeren Muskowitgranitgneislage knapp unter der Hangendgrenze und einem mächtigeren weißen Aplitgneis mit einer bis 2 *dm* starken, feinkörnigen, dunklen Zwischenlage (61), unterlagert von teils schwärzlichem, nicht ganz standfestem und teils weichem Mylonit. Eine weitere Störungszone zieht um 376 *m* durch (Kopfschutz von 375,5 bis 378,5 *m*). Um 379 *m* (O-Ulme) ist der Granitgneis als zweiglimmeriger Augengneis (62) ausgebildet.

Bis Stollenmeter 395,3 reicht zweiglimmeriger Augengneis mit einigen dünnen bis ein paar Zentimeter starken weißen Aplitgneislagen an der Hangendgrenze (63), unterlagert von weißem Aplitgneis (64), der den Störungen entlang z. T. etwas zertrümmert, sonst aber fest ist. Nach S schließt stärker gestörter feinkörniger, zweiglimmeriger Granitgneis (65) mit einer bis ½ *m* breiten Quetschzone (Kopfschutz von 400 bis 406,5 *m*) an, dem zwischen 413,4 und 423,2 *m* teils Muskowitgranitgneis, teils Aplitgneis (66) eingeschaltet ist. In diesen beiden stärker gefalteten Gesteinen tritt an der Hangendgrenze ein schmaler Keil von zweiglimmerigem Granitgneis auf. Wegen durchziehender Störungen ist der Fels hier zwischen

412 und 415,5 *m* nicht ganz standfest (Nachbrüche), z. T. auch etwas zertrümmert. Bei 420 *m* zieht ein Zerrüttungsstreifen mit einer z. T. etwas offenen Kluft durch, die vermutlich bis zur Geländeoberfläche hinaufreicht (Kopfschutz von 420 bis 423,5 *m*). Es ist dies die Stelle mit der geringsten Überlagerung.

Um 429 *m* steht Biotitaugengneis an, der im Hangenden und Liegenden von Muskowitgranitgneis begleitet wird (67). Darunter folgt Biotitaugengneis (68), welcher von Muskowitgranitgneis mit dünnen weißen Lagen im Hangenden von dem darunterliegenden feinkörnigen zweiglimmerigen Granitgneis getrennt wird, der mit dünnen weißen Lagen wechsellagert (69), die besonders an der Basis sehr zahlreich sind. Der zwischen 445 und 448 *m* anstehende Biotitaugengneis reicht nicht ganz bis zum First empor und überlagert feinkörnigen zweiglimmerigen Granitgneis (70) mit einer teils dünnen, teils stärkeren weißen Lage (71) bei 449,2 *m*. An der Liegendgrenze wechsellagert der Granitgneis innerhalb einer über 0,5 *m* starken Zone mit zahlreichen dünnen weißen Lagen. Der zwischen 451,9 und 460 *m* durchziehende Biotitaugengneis geht gegen die Hangendgrenze in feinkörnigen zweiglimmerigen Granitgneis (72) über und grenzt gegen S an Muskowitgranitgneis, dem vorwiegend am First typischer Biotitaugengneis zwischengeschaltet ist. Bis 519,6 *m* folgt ziemlich feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis mit einzelnen dünnen weißen Lagen (73), die z. T. sehr stark gefaltet sind und nur teilweise ausgeschieden werden konnten. Diese können bis über 10 *cm* Mächtigkeit erreichen. Bei 494,5 *m* handelt es sich um mehrere zusammen bis 2 *dm* starke solche Lagen. Der mehrere Meter über der Liegendgrenze auftretende Muskowitgranitgneis ist stellenweise stark gefaltet.

Zwischen 519,6 und 545,3 *m* wurde typischer grobkörniger Biotitaugengneis mit vereinzelten großen Feldspataugen und einzelnen dünnen weißen Lagen durchörtert (74). Bei Stollenmeter 529 sind mehrere dünne weiße Lagen mit dünnen dunklen biotitreichen Lagen gebändert (75). An eine schmälere Zone von mehr feinkörnigem, zweiglimmerigem aber biotitarmem Granitgneis (76) mit einzelnen weißen Lagen (nur die stärkeren wurden ausgeschieden) schließt eine breitere Zone von typischem Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspataugen an, die von einer breiteren Ruschelzone bei 589 *m* durchsetzt wird. Zwischen den beiden weißen Lagen bei 558 *m* ist der Biotitaugengneis ziemlich feinkörnig und ebenso innerhalb einer einige Dezimeter breiten Zone im Liegenden und Hangenden dieser Lagen. Der von 565 bis 577 *m* (SO-Ulme) zwischengeschaltete Muskowitgranitgneis läßt die starke Faltung der beiden Gesteine erkennen.

Bis Stollenmeter 608 reicht mehr feinkörniger, stärker gestörter, aber fester, zweiglimmeriger Granitgneis (77) mit einzelnen großen Feldspataugen zwischen 604 und 605,6 *m* und mehreren dünnen weißen Lagen bei 603 *m*. Dem Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspataugen ist zwischen 624,6 und 630,2 *m* feinkörniger, zweiglimmeriger, aber biotitarmer Granitgneis (78) zwischengelagert, der stärker gefaltet ist. In den nördlichen Partien der südlichen Biotitaugengneiszone treten stärkere Muskowitgranitgneislagen auf, die z. T. mit dem Biotitaugengneis verzahnt sind und nahe der Liegendgrenze dieser Zone zieht eine quarzitische Lage (79) durch. Bei 663,4 *m* beginnt feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis (80), der vielfach stärker gestört ist. Abgesehen von einer schmäleren

Quetschzone bei 676 *m* und einer breiteren bei 722 *m*, in der auch der dort anstehende Muskowitgranitgneis stark gestört wurde (Kopfschutz von 720,8 bis 724 *m*), ist das Gestein fest. Bei 740 *m* handelt es sich um eine sehr feinkörnige, stark quarzitische Lage (81) und bei 760,8 *m* um eine dünne bis 10 *cm* starke, sehr feinkörnige, helle Lage mit reichlich Biotit (82).

Bei 762,9 *m* steht mehr feinkörniger Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspataugen (83) an, der an seiner Südgrenze von dünnen bis stärkeren weißen Lagen, die mit ebensolchen mehr feinkörnigen dunklen Lagen wechsellagern (84), von mehr feinkörnigem Biotitaugengneis (85) und sehr stark gestörtem und zerklüftetem aber festem Muskowitgranitgneis (86) begleitet wird. Der südlich davon folgende mehr feinkörnige Biotitaugengneis (87) wird außer durch stärkere Muskowitgranitgneislagen noch durch mehrere dünne bis 5 *cm* starke ebensolche Lagen, die nicht ausgeschieden wurden, gebändert und ist auch mit dem darüberliegenden, ziemlich massigen, fast ungebankten Muskowitgranitgneis (88) verzahnt. Bei 813,6 *m* durchsetzt eine bis ein paar Zentimeter breite, mit weißem Quarz verheilte Kluft (89) die beiden Gesteine. Im Muskowitgranitgneis, dessen unterste Partien stark zerklüftet sind, tritt eine stärkere Lage von feinkörnigem zweiglimmerigem Granitgneis (90) auf. Die darüber folgenden obersten Partien des Muskowitgranitgneises sind durch einige dünne bis ein paar Dezimeter starke, mehr feinkörnige, dunkle Lagen gebändert (91).

Von 854 bis 868,5 *m* wurde ziemlich feinkörniger Biotitaugengneis (92) mit einer stärkeren Zwischenlage von Muskowitgranitgneis aufgefahren, unterlagert von Muskowitgranitgneis mit zwei stärkeren und mehreren dünnen dunklen Lagen. Zwischen 871,6 und 889,6 *m* (SO-Ulme am First) zieht eine dünne bis 2 *dm* breite mit derbem Quarz verheilte Kluft mit einem bis über 1 *cm* starkem Gang von Magnetkies durch. Der um 882 *m* auftretende mehr feinkörnige Biotitaugengneis wird von Muskowitgranitgneis, Biotitaugengneis und ziemlich massigem Muskowitgranitgneis unterlagert, dessen Bankung nur selten erkennbar ist. Auf der Südseite des Zerrüttungsstreifens bei 925 *m* ist das Gestein stärker zertrümmert (Kopfschutz von 924,4 bis 927 *m*). Hier treten innerhalb des hellen Granitgneises zwei dünne bis über 5 *cm* starke, biotitreiche, dunkle Lagen (93) auf. Sowohl die Liegend- als auch die Hangendgrenze des südlich davon anschließenden Biotitaugengneises mit einer stärkeren Zwischenlage von Muskowitgranitgneis um 964 *m* hat infolge der Faltung dieser Gesteine, deren Klüfte z. T. mit Chlorit verheilt sind, einen eigenartigen Verlauf.

Zwischen 982 und 995,8 *m* herrscht, abgesehen von zwei größeren Einschaltungen von Biotitaugengneis, mehr massiger Muskowitgranitgneis vor, der mit einzelnen meist dünnen dunklen Lagen verfaltet, z. T. sogar wirr verknetet ist (94) und der an seiner Südgrenze von teilweise stark gefaltetem Biotitaugengneis mit großen Feldspataugen, ziemlich massigem Muskowitgranitgneis und mächtigerem Biotitaugengneis mit mehreren dünnen weißen Lagen bei 1040 *m* (SO-Ulme) begleitet wird. Bis 1189,6 *m* steht der Stollen im ziemlich massigen Muskowitgranitgneis, dessen Bankung meist nicht recht erkennbar ist. Dem daran angrenzenden mehr feinkörnigen Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspataugen sind bis 1219,3 *m*, wie Abb. 2 gut erkennen läßt, teils dünne Lagen, teils mächtigere, ganz unregelmäßig umgrenzte Partien von meist stark gefaltetem Muskowit-

granitgneis zwischengelagert, der stellenweise etwas Biotit führt (95). Bei 1228,7 *m* beginnt wenig mächtiger Muskowitgranitgneis mit einer dünnen Zwischenlage von Biotitaugengneis, unterlagert von grobkörnigem Biotitaugengneis, dessen oberste Lagen mehr feinkörnig sind. Innerhalb dieses grobkörnigen Gesteins tritt um 1286 und um 1308 *m* stark gefalteter Muskowitgranitgneis auf, der mit dunklen Lagen gebändert ist (96), während es sich zwischen 1290 und 1296, um 1313 und zwischen 1316,2 und 1333,6 *m* um Muskowitgranitgneis allein handelt. Der letztere ist deutlich gebankt und sehr fest. Bei 1342 und um 1347 *m* steckt dieses Gestein z. T. fast gangförmig im grobkörnigen Biotitaugengneis.

Bei 1357,7 *m* wird der stark gefaltete Muskowitgranitgneis nochmals von grobkörnigem Biotitaugengneis überlagert, dessen nördlichste Lagen mehr feinkörnig sind, mit zwei stärkeren Partien und mehreren dünnen, z. T. gefalteten Lagen von Muskowitgranitgneis. An den nach S anschließenden, ziemlich massigen, fast ungebankten Muskowitgranitgneis mit recht undeutlicher Schieferung und zahlreichen Klüften (97) und einer Einschaltung von Biotitaugengneis grenzt ziemlich stark gestörter, aber sehr fester, feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis (98). Dieses Gestein ist sehr arm an Biotit, abgesehen von einer 10 *m* langen Strecke zwischen 1476 und 1486 *m*. Bei 1501,7 *m* findet sich ein besonders schöner Harnisch, in dessen Hangenden der Granitgneis in einer einige Zentimeter breiten Zone in schwach grünlichen Mylonit umgewandelt wurde, dessen Farbe sich aber von der der häufig auftretenden ganz dünnen Kluftbeläge unterscheidet. Innerhalb dieses Mylonits tritt ein ganz dünner Schwefelkiesgang auf. Zwischen 1514,3 und 1518,7 *m* ziehen einzelne stark gefaltete, dünne weiße Lagen (nur eine stärkere nicht gefaltete wurde ausgeschieden) durch, daran anschließend über 1 *m* mächtiger Muskowitgranitgneis mit einer biotitreichen dunklen Zwischenlage (99). Nahe der Südgrenze des zweiglimmerigen Granitgneises tritt noch eine stark gefaltete Muskowitgranitgneislage auf.

Von 1523,8 bis 1532,5 und von 1556,7 bis 1561,4 *m* wurde sehr fester Muskowitgranitgneis durchörtert mit unregelmäßig umgrenzten Partien von zweiglimmerigem Granitgneis (100) innerhalb desselben. Zwischen diesen beiden Muskowitgranitgneiszonen steht feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis mit zahlreichen dünnen bis stärkeren, z. T. intensiv gefalteten Muskowitgranitgneislagen an (bei 1534,5 nur eine und um 1550 *m* nur wenige ausgeschieden). Dem bei 1561,4 *m* nach S anschließenden feinkörnigen zweiglimmerigen Granitgneis ist eine über 1 *m* mächtige Zone von sehr stark gefalteten dünnen bis über 1 *dm* starken Muskowitgranitgneislagen, die mit ebensolchen biotitreichen dunklen Lagen wechsellagern (101), zwischengeschaltet. Eine mächtigere Zone desselben Gesteins zieht zwischen 1576 und 1585,3 *m* durch, auf ihrer Nordseite von mehr massigem Muskowitgranitgneis begleitet.

Bei 1585,3 *m* wurde feinkörniger zweiglimmeriger Granitgneis, teils feinkörniger Augengneis (102) aufgefahren, der durch das Auftreten von Muskowit und das stärkere Zurücktreten des Biotits allmählich aus dem weiter südlich anstehenden Biotitaugengneis hervorgegangen ist (Einbau von 1604,7 bis 1608,1 *m*, da nicht ganz standfest). Innerhalb dieser Zone treten dünne (meist stark gefaltet) bis stärkere helle Granitgneislagen und vorwiegend dünne bis stärkere ebensolche Lagen auf, die mit biotitreichen,

dunklen Lagen gebändert sind (103). Um 1640 *m* traten stärkere Quellen auf. Es wurde versucht, diese Wässer mit Hilfe eines Dichtungsringes, der sich von 1631,7 bis 1646,7 *m* erstreckt, in den Berg zurückzudrängen. Die Wässer suchten sich z. T. neue Wege und drangen außerhalb des Dichtungsringes in den Stollen ein. Auf der Südseite dieses Ringes steht mehr feinkörniger Biotitaugengneis mit vereinzelten großen Feldspataugen mit einzelnen ganz dünnen und stärkeren, meist stark gefalteten Muskowitgranitgneislagen an. Um 1668 *m* vorherrschend Muskowitgranitgneis mit einzelnen meist dünnen dunklen Lagen (104). Bei 1664 *m* geht dieses Gestein am SO-Rande des Firsts und im obersten Teil der SO-Ulme im Streichen gegen NO in den Biotitaugengneis über.

Innerhalb des mehr feinkörnigen Biotitaugengneises treten immer wieder Zonen von hellem Granitgneis auf: Um 1670 *m* mächtigere Muskowitgranitgneislagen, die gegen die Liegend- und Hangendgrenze dünn werden und mit dünnen dunklen Lagen wechsellagern (105). Um 1680 *m* vorherrschend Muskowitgranitgneis (106). Bei 1690 *m* dünne bis starke Muskowitgranitgneislagen mit dunklen Lagen wechsellagernd, sehr stark kleingefältelt (107), bei 1693 *m* Muskowitgranitgneis, um 1697 *m* dünn- bis dickgebankter Muskowitgranitgneis mit dünnen bis 2 *cm* starken dunklen Zwischenlagen (108), um 1709 *m* massiger Muskowitgranitgneis, um 1715 *m* dünn- bis dickgebankter (± 1 *dm* bis einige Dezimeter) Muskowitgranitgneis mit dünnen Biotitaugengneislagen wechsellagernd (109), um 1722 *m* ganz dünne bis dicke Muskowitgranitgneislagen mit dünnen bis 1 *dm* starken Biotitaugengneislagen gebändert (110). Außerdem sind noch mehrere dünne bis 2 *cm* dicke weiße Lagen bei 1685 und 1694 *m* (nur je eine eingezeichnet) und dünne und stärkere solche Lagen um 1703, 1730 und 1760 *m* anzuführen.

Zwischen 1739,7 und 1782,5 *m* herrscht dünn- bis dickgebankter Muskowitgranitgneis mit dünnen und stärkeren dunklen Zwischenlagen (111) vor, der um 1760 *m* etwas gewölbeförmig aufgebogen ist, sodaß an den beiden Ulmen der darunter folgende Biotitaugengneis erscheint, der bei 1782,5 *m* muldenförmig gegen S untertaucht um bei 1804,6 *m* wieder aufzutauchen. In dem um 1800 *m* darüberliegenden Biotitaugengneis treten mehrere dünne Muskowitgranitgneislagen auf, die gegen S im Streichen in die vorwiegend aus demselben Granitgneis bestehende Masse übergehen, der um 1818 und um 1827 *m* Biotitaugengneis mit je einer dünnen Muskowitgranitgneislage zwischengelagert ist. Der Muskowitgranitgneis geht bei 1884 *m* durch Wechsellagerung mit dunklen Lagen gegen S in (vorwiegend) Biotitaugengneis über.

Bei 1829,6 *m* beginnt Muskowitgranitgneis, der mit dunklen, meist feinkörnigen Biotitaugengneislagen wechsellagert (112). Das Gestein ist meist stark, teilweise auch wirr gefaltet, aber sehr fest. An einigen Stellen findet sich auch feinkörniger weißer Aplitgneis. Meist herrschen die weißen Lagen gegenüber den dunklen vor, stellenweise überwiegen aber die dunklen gegenüber den hellen wie zwischen 1883 und 1895 und zwischen 1936 und 1946 *m*. Diese beiden Gesteine lassen sich teils wegen der häufigen Wechsellagerung, teils wegen der unregelmäßigen Faltung meist nicht recht gegeneinander abgrenzen, weshalb nur einige deutlicher hervortretende Partien ausgeschieden werden konnten, und zwar um 1840 *m* vier kleine Aplitgneisvorkommen, Biotitaugengneis bei 1836 und um 1915 *m*, vorwiegend

Biotitaugengneis (113) um 1845 und bei 1850 *m*, mehr feinkörniger, weniger typischer Biotitaugengneis um 1858 und um 1875 *m* und schließlich mehr feinkörniger Biotitaugengneis mit einigen dünnen bis einige Zentimeter dicken, weißen, stark gefalteten Lagen (nur einige eingetragen) um 1960 *m*.

Von 1985,7 bis 1993,2 *m* steht dunkler Biotitaugengneis mit einzelnen dünnen weißen Lagen (114) an, dem Muskowitgranitgneis mit einzelnen dünneren dunklen Lagen (115) zwischengeschaltet ist und der auch im Liegenden des Biotitaugengneises auftritt. Daran schließen nach S weniger stark gefaltete, miteinander wechsellagernde, einige Millimeter bis Dezimeter starke, weiße und dunkle Lagen (116) an. Zwischen 2005,7 und 2239,7 *m* handelt es sich um weniger gestörten, z. T. aber sehr stark gefalteten, mehr feinkörnigen Biotitaugengneis (92) mit zahlreichen dünnen weißen Lagen und auch mächtigere Partien von Muskowitgranitgneis allein (47) oder mit einzelnen dünnen dunklen Lagen (117). Bei den weißen Lagen handelt es sich meist um Muskowitgranitgneis, nur bei den dünneren ab und zu auch um Aplitgneis. Ab 2124 *m* treten die dünnen weißen Lagen, von denen nur ganz wenige eingezeichnet werden konnten, gegen SW stark zurück. In der Nähe der Störungen sind die Gesteine mitunter stärker verschiefert.

Von 2239,7 bis 2420 *m* wurde ziemlich typischer, mehr grobkörniger. wenig gestörter Biotitaugengneis mit einzelnen dünnen weißen Lagen und auch ± mächtigen Einschaltungen von Muskowitgranitgneis durchörtert. Der Biotitaugengneis ist an der Grenze gegen den hellen Granitgneis um 2240 *m* stärker gefaltet und auch um 2255 *m* mit dem zwischengeschalteten Muskowitgranitgneis etwas verfaltet. Im Biotitaugengneis treten von 2306 *m* an gegen SW einzelne große Feldspataugen auf und von 2323 *m* an finden sich vereinzelt bis über handgroße schwarze, basische Schlieren. Innerhalb dieser letzteren Strecke ist die Bankung und Schieferung ziemlich undeutlich. Die südlichste Zwischenlage von Muskowitgranitgneis bei 2419 *m* wittert etwas rostbraun an. Es macht sich hier bereits die Nähe der Felsoberfläche bemerkbar. Bei 2420 *m* beginnt Muskowitgranitgneis, dessen südliche Partien infolge ihrer oberflächennahen Lage stärker gestört, z. T. auch etwas verwittert und nicht mehr standfest sind (Einbau von 2427,3 *m* bis zum Südwestportal). Der Muskowitgranitgneis wird von jungem, lehmigem Blockmoränenschutt (118) überlagert, auf dem eckiges Blockwerk (119) liegt, das oberflächlich ganz locker gelagert ist. Eine Abgrenzung gegen den Moränenschutt war wegen des Einbaues nicht möglich. Eine Würm-Grundmoräne wurde hier nicht angetroffen.

Die Beschaffenheit der Stollen und die Lage der Gesteine

Im Stichstollen war der Amphibolit nahe der Oberfläche nicht standfest, teils infolge stärkerer tektonischer Beanspruchung, teils wegen zu geringer Überlagerung und tiefer reichender Verwitterung. Es wurde ein tieferer Einschnitt gemacht, wodurch das Stollenmundloch auf Stollenmeter 17,5 (Firstmitte) zu liegen kam. Von hier bis Stollenmeter 33 ist der Amphibolit gerade noch standfest. Bis 52,9 *m* ist der Aplitgneis und der Amphibolit trotz der starken Zerklüftung des ersteren um 49 *m* fest, während daran anschließend bis 58,9 *m* Kopfschutz erforderlich war. Die Gesteine des Stichstollens sind großenteils stark gefaltet, aber verhältnis-

mäßig wenig stark gestört und obwohl auch Schiefergneis- und Glimmerschieferlagen auftreten, durchaus fest, so daß innerhalb der 226 *m* langen Felsstrecke 206,5 *m* ohne Einbau bzw. Kopfschutz blieben (= 91,4%).

Auch im Zugangsstollen war der Amphibolit nahe der Oberfläche nicht ganz standfest. An den 6,5 *m* langen Einschnitt anschließend ist das Gestein bis Stollenmeter 9,4 nicht genügend standfest. Zwischen 32,2 und 60,4 *m* ist der Amphibolit teils nur entlang einzelner Störungen etwas zertrümmert, z. T. aber auch grob bis fein zertrümmert. Von 110 *m* bis etwa 10 *m* südlich der Einmündung des Stichstollens sind die Gesteine recht wenig gestört und großenteils sehr fest.

Im Hauptstollen wurde zwischen der Einmündung des Stichstollens und Stollenmeter 339,9 eine bunte Folge von Schiefergneisen, Quarziten, Glimmerschiefern, Aplitgneisen und Amphiboliten durchörtert. Nach S schließt eine mächtige Serie von Granitgneisen an, wobei es sich um dünne Lagen bis breite Zonen von Muskowitgranitgneisen, Aplitgneisen, zweiglimmerigen Granitgneisen, Biotitgranitgneisen und Biotitaugengneisen handelt, die wiederholt miteinander wechsellagern. Diese Gesteine werden von messerscharfen Verwerfungen bis ein paar Dezimeter starken Lettenklüften und noch mächtigeren, vielfach weichen Mylonitzonen durchsetzt. Fast alle in den Stollen auftretenden Mylonitzonen ergeben infolge Auswaschung oder Abbröckeln an sich ein größeres Profil. Solche Zerrüttungszonen ziehen bei 203, 246,5, 377, 389, 407, 420, 429,2 (O-Ulme), 436,2 (O-Ulme), 528,5, 589, 598,5, 676, 722, 925, 1468,3, 1523,5 (SO-Ulme), 1543, 1912, 2111,8 und 2228,9 *m* durch. Diese Zonen blieben vielfach ohne Einbau. Dagegen erforderte das Auftreten mehrerer Lettenklüfte auf engem Raum um 317, 403 und 422 *m* die Anbringung eines Kopfschutzes. Die Länge der Felsstrecke beträgt im Zugangs- und Hauptstollen zusammen 2429,6 *m*. Innerhalb dieser Strecke blieben 2365,3 *m* (= 97,4%) ohne Einbau bzw. Kopfschutz.

Wenn auch in dieser 2365,3 *m* langen Strecke einzelne schmale, nicht ganz standfeste Zonen auftraten, wie dies auch in allen übrigen Stollen der Fall war, muß die geologische Beschaffenheit des Breitspitzstollens als besonders günstig bezeichnet werden, da hier der Anteil der Strecken mit Holzeinbau bzw. Kopfschutz (nur 2,6%) außerordentlich gering war. Dazu kommt noch der Umstand, daß das Gebirge nirgends druckhaft war.

Einen ungefähren Überblick über das Verhalten der durchörterten Gesteine vermittelt auch die Art der Auskleidung des Druckstollens. Der Stichstollen wurde auf seiner ganzen Länge gepanzert. Die Panzerung reicht auch noch im Hauptstollen bis Stollenmeter 174,44. Daran anschließend Auskleidungsprofil-Type I (= Kernringauskleidung) bis 561,83 *m*. Panzerung und Kernringauskleidung waren wegen der zu geringen Felsüberlagerung des Druckstollens erforderlich. Bis 583,00 Type II (Wandstärke 15 *cm*), bis 590,00 Type III (Wandstärke 25 *cm*), bis 597,00 Type II, bis 606,00 Type III, bis 718,00 Type II, bis 726,00 Type IV (Wandstärke 30 *cm*), bis 924,00 Type II, bis 928,00 Type IV, bis 1089,849 Type II (einschließlich des 11 *m* langen Dichtungsringes), bis 1244,849 Type II b (Wandstärke 5—6 *cm*), bis 1435,68 Type II a (Wandstärke 10 *cm*), bis 1603,68 Type II, bis 1608,68 Type IV, bis 1910,849 Type II einschließlich des 14,8 *m* langen Dichtungsringes), bis 1912,849 Type III, bis 2139,849 Type II, bis 2144,849 Type III, bis 2224,849 Type II, bis 2228,849 Type III,

bis 2375,680 Type II, bis 2427,280 Type V (Panzerung und Felsverkleidung), bis 2495,680 Type VI (Panzerung und Beton mit mindestens 33 *cm* Wandstärke). Type V war wegen zu geringer Felsüberlagerung erforderlich und Type VI gelangte in der Schuttstrecke zur Ausführung.

Die Felsstrecke zwischen dem Südende der Kernringausbildung und dem Nordende der südlichen gepanzerten Stollenstrecke hat eine Länge von 1813,850 *m*. Innerhalb dieser Felsstrecke gelangte die Auskleidungsprofil-Type II auf einer Gesamtlänge von 1424,019 *m* = 78,5%
Type II a auf einer Gesamtlänge von 190,831 *m* = 10,5%
Type II b auf einer Gesamtlänge von 155,000 *m* = 8,5%
Type III auf einer Gesamtlänge von 27,000 *m* = 1,5%
Type IV auf einer Gesamtlänge von 17,000 *m* = 1,0%
zur Ausführung. Auch diese Zahlen verweisen sehr eindrucksvoll auf die gute Beschaffenheit der durchörterten Gesteine.

Die Lage der Gesteine kann unter Berücksichtigung der früher gemachten Einschränkungen (REITHOFER, 1951, S. 117) den Stollenaufnahmen entnommen werden. Außer der Eintragung der Gesteinsgrenzen, der Gesteinsbankung und der Verschiebungsflächen in die Stollenprofile wurde auch die Lage der Bankung (s-Flächen) und der B-Achsen, soweit es möglich war, in kürzeren Abständen mittels des Kompasses eingemessen. Das Hauptstreichen der s-Flächen verläuft N 52—91° O wobei das Einfallen mit 38 bis 57° gegen NNW erfolgt. Das um WSW—ONO pendelnde Streichen verläuft vielfach ganz spitzwinklig zu der großenteils SW—NO gerichteten Achse des Breitspitzstollens. Eine ausführlichere Beschreibung der Lage der Gesteine mit zwei Diagrammen findet sich im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (REITHOFER, 1954, S. 157 u. 158 und Tafel XII).

Vergleich mit den geologischen Verhältnissen ober Tag

Während die Stollenaufnahme i. M. 1 : 200 ausgeführt wurde, stand für die Begehung ober Tag nur eine sehr unzulängliche Karte i. M. 1 : 10.000 zur Verfügung. Während das Stollenprofil lückenlos ist, sind ober Tag vielfach kürzere bis längere Strecken mit Moränen- oder Gehängeschutt überdeckt oder auch durch Vegetation der Beobachtung entzogen. Dazu kommt noch, daß sich die z. T. nur geringen Unterschiede zwischen den Granitgneisen ober Tag viel schlechter feststellen lassen als im frisch gewaschenen Stollen. Die geologischen Verhältnisse im Druckstollen sind teilweise sehr kompliziert, da stellenweise intensive Verfaltungen, Verknetungen und Ausquetschungen auftreten. Zusätzlich wurden die Gesteine noch von einem dichten Netz von Bewegungsflächen durchsetzt.

Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen ist die Lagerung der Gesteine an der Oberfläche eine viel ruhigere. Die meist dickgebankten Granitgneise fallen ziemlich gleichmäßig geneigt mit durchschnittlich etwa 35° gegen N ein, wobei gelegentlich auch eine flachere Neigung bis 26° oder eine steilere bis 46° zu beobachten ist. Soweit die Aufschlüsse erkennen lassen, herrschen ober Tag innerhalb der Granitgneiszone die zweiglimmerigen Augengneise und Biotitaugengneise gegenüber den Muskowitgranit- und Aplitgneisen bei weitem vor. Aus den hier angeführten Gründen ist es auch beim Breitspitzstollen ebenso wie bei Zavernastollen unmöglich, die im Stollen ausgeschiedenen Gesteinszonen mit den entsprechenden

Zonen auf der Oberfläche zu verbinden, obwohl die Überlagerung maximal nicht ganz 500 *m* beträgt, da verschiedene dieser Zonen gar nicht bis zur Geländeoberfläche emporreichen. Es müßte nun angenommen werden, daß die z. T. überaus komplizierten geologischen Verhältnisse des Breitspitzstollens auf der Westseite dieses Berges, auf der die Gesteinsbänke gegen W in die Luft ausstreichen, unterhalb und oberhalb des Stollenniveaus beobachtet werden könnten. Auf dieser Seite reicht der Gehängeschutt vom Stollenportal bis 300 *m* nördlich von Punkt 1820 bis über 1800 *m* empor. Aber auch weiter nördlich, wo die Granitgneise z. T. bis auf 1600 *m* hinab offen zutage treten, ist nichts von diesen Komplikationen zu bemerken. Da auch auf der Nordwestseite des Kresperspitz und auf der Westseite des Zaverna einfache Lagerungsverhältnisse herrschen, wird die Vermutung nahegelegt, daß die in den Stollen angetroffenen so komplizierten geologischen Verhältnisse, die so stark von denen ober Tag abweichen, nur in tieferen Teilen im Innern der Granitgneismasse auftreten und ohne den Stollenbau unbekannt geblieben wären.

Der geologische Bau der Umgebung des Breitspitzstollen wurde schon früher beschrieben (REITHOFER, 1951, S. 120).

Die geologische Vorhersage für den Druckstollen hat sich, soweit es sich um die Beschaffenheit der Gesteine, die Gesteinszonen über der Granitgneismasse und die Schuttüberdeckung handelt, als richtig erwiesen. Nur innerhalb der Granitgneismasse waren die geologischen Verhältnisse viel verwickelter als angenommen wurde, ohne daß sich dies für den Stollenbau irgendwie nachteilig erwiesen hat.

Die Wasserverhältnisse

In den Stollenprofilen sind nur die sehr deutlichen Tropfstellen und alle schwachen und stärkeren Quellen zur Darstellung gebracht. Die trockenen und feuchten Stollenstrecken erreichten im Zugangs- und Hauptstollen eine Gesamtlänge von 293,5 *m* (= 11,7% der Stollenlänge). Am bedeutendsten war die Länge der trockenen bis feuchten Strecken mit stellenweisen schwachen Tropfstellen (1781 *m* = 71,4%). Die Gesamtlänge der mittelstarken Tropfstellen betrug 275 *m* (= 11%), die der mittelstarken bis starken 19 *m* (= 0,8%), die der starken 91,2 *m* (= 3,7%) und die der sehr starken 11 *m* (= 0,4%). Außerdem sind noch sehr stark tropfende bis rinnende Strecken mit zusammen 25 *m* Länge (= 1%) zu erwähnen. Verschiedene auf engsten Raum beschränkte Tropfstellen und alle Quellen sind in der obigen Aufzählung nicht angeführt, wohl aber in den Stollenprofilen i. M. 1 : 400 verzeichnet.

Im Stichstollen erreichten die trockenen bis feuchten Strecken mit ganz vereinzelten schwachen Tropfstellen eine Länge von 207 *m* (= 90%). Außerdem sind noch zwei ganz schwache Tropfstellen mit einer Länge von zusammen 4 *m* (= 1,7%) und zwei schwache Tropfstellen mit einer solchen von 19 *m* (= 8,3%) anzuführen. Die Hauptmenge des Wassers trat in diesem Stollen an der Sohle zutage.

In der beiliegenden Tabelle sind die Untersuchungen von Stollenwässern zusammengestellt, die in der Materialprüfungsanstalt der Vorarlberger Illwerke unter Leitung von Dipl.-Ing. G. HENTSCHEL ausgeführt wurden. Sie vermittelt einen Überblick über den Chemismus der Stollen-

Stollen-meter	Tag d. Probeent-nahme	Härte in deutschen Graden			Sulfat-Jon SO_4	Nitrit-Jon NO_2	Nitrat-Jon NO_3	Chlor-Jon Cl	Freie Kohlen-säure CO_2	pH-Wert	Prüfung mit Lack-mus	Anmerkungen *)
		Kar-bonat	Mine-ral	Ge-samt								
57	5. 1. 49	10,1	0,8	10,9	—	nicht vorhanden	Spur vorhanden	vorhanden	—	—	—	
60	19. 8. 49	2,1	1,3	3,4	—	—	—	—	—	—	—	First
60	Anfang Oktober	2,8	—	—	keine	—	—	keine	—	6—7	neutral	First
208	5. 1. 49	4,5	0,8	5,3	—	nicht vorhanden	Spur vorhanden	vorhanden	—	—	—	
227	5. 1. 49	5,3	0,9	6,2	—	nicht vorhanden	Spur vorhanden	vorhanden	—	—	—	
261	5. 1. 49	4,8	0,2	5,0	—	nicht vorhanden	Spur vorhanden	vorhanden	—	—	—	
261	29. 6. 49	—	—	—	keine	—	—	keine	keine	—	neutral	rechte Ulme
316	5. 2. 49	3,6	0,3	3,9	—	Spur vorhanden	Spur vorhanden	Spur vorhanden	—	—	—	
316	29. 6. 49	—	—	—	keine	—	—	keine	keine	—	neutral	First
347	29. 6. 49	—	—	—	Spuren	—	—	keine	keine	—	neutral	linke Ulme
356	5. 2. 49	3,9	1,1	5,0	—	nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	—	—	—	
356	29. 6. 49	—	—	—	Spuren	—	—	keine	keine	—	neutral	linke Ulme
421	29. 6. 49	—	—	—	keine	—	—	keine	keine	—	neutral	First
428	5. 2. 49	1,4	0,3	1,7	—	keine	Spur vorhanden	Spur vorhanden	—	—	—	
428	29. 6. 49	—	—	—	Spuren	—	—	keine	keine	—	neutral	linke Ulme
435	5. 2. 49	2,5	0,3	2,8	—	keine	Spur vorhanden	Spur vorhanden	—	—	—	
435	29. 6. 49	—	—	—	Spuren vorhanden	—	—	keine	keine	—	neutral	rechte Ulme
456	5. 2. 49	2,0	0,2	2,2	—	keine	keine	Spur vorhanden	—	—	—	
456	29. 6. 49	—	—	—	keine	—	—	keine	keine	—	neutral	First
496	5. 2. 49	2,0	0,2	2,2	—	keine	Spur vorhanden	Spur vorhanden	—	—	—	
496—500	29. 6. 49	—	—	—	keine	—	—	keine	keine	—	neutral	First
500	2. 3. 50	2,5	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	linke Ulme
502	29. 6. 49	—	—	—	Spuren vorhanden	—	—	keine	keine	—	neutral	linke Ulme
504	5. 2. 49	2,2	0,6	2,8	—	Spur vorhanden	keine	Spur vorhanden	—	—	—	
545	5. 2. 49	3,2	0,7	3,9	—	Spur vorhanden	keine	Spur vorhanden	—	—	—	
599	5. 2. 49	3,2	0,7	3,9	—	keine	keine	Spur vorhanden	—	—	—	
719	2. 3. 50	3,4	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	linke Ulme
802	16. 10. 50	1,1	—	—	keine	—	—	keine	keine	5	—	linke Ulme
1000	2. 3. 50	3,6	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	rechte Ulme
1143	2. 3. 50	3,4	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	rechte Ulme
1286	10. 3. 49	3,2	0,2	3,4	wenig vorhanden	nicht vorhanden	keine	—	—	—	—	
1286	16. 10. 50	0,8	—	—	Spuren vorhanden	—	—	keine	keine	5	—	rechte Ulme
1301	2. 3. 50	3,4	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	First
1306	10. 3. 49	3,4	0,2	3,6	wenig vorhanden	keine	keine	keine	—	—	—	
1596	10. 3. 49	2,9	0,2	3,1	wenig vorhanden	keine	keine	keine	—	—	—	
1606	2. 3. 50	3,4	—	—	keine	—	—	keine	keine	6	—	rechte Ulme
1636	10. 3. 49	3,4	0,2	3,6	wenig vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	keine	keine	—	—	
1670	16. 10. 50	5,3	—	—	Spuren vorhanden	—	—	keine	keine	9	—	
2262	10. 3. 49	1,3	0,1	1,4	wenig vorhanden	minimale Spuren	nicht vorhanden	nicht vorhanden	—	—	—	

*) Die Bezeichnungen linke, bzw. rechte Ulme beziehen sich auf die Fließrichtung im Stollen.

wässer, soweit dies für die Zwecke der Bauleitung von Interesse war. Die untersuchten Wässer sind größtenteils sehr weich. Von den 29 untersuchten Wässern waren nur 5 härter als in den benachbarten Stollen. Die härtesten Wässer im Berglerstollen hatten eine Karbonathärte von 2,80 deutschen Graden, die im Predigstollen von 3,92 und die im Zavernastollen eine solche von 3,80. Die Wässer bei Stollenmeter 57, 208 und 227 treten aus dem Amphibolit in den Stollen, die bei 261 *m* aus dem Schiefergneis mit Amphibolitzwischenlagen und die bei 1670 *m* kommen aus dem Muskowitgranit- und Biotitaugengneis.

Literatur

REITHOFER, O.: Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallüla-Vermunt (Zaverna-Stollen). Jb. Geol. B.-A., 1949—1951, *94*, Wien 1951.

REITHOFER, O.: Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen der Silvrettagruppe. Jb. Geol. B.-A., *97*, Wien 1954.

REITHOFER, O.: Der Berglerstollen am Westrande des Unterengadiner Fensters (Paznaun). Jb. Geol. B.-A., *98*, Wien 1955.

REITHOFER, O.: Geologische Beschreibung des Predigstollens (Paznaun, Tirol). Mitt. Geol. Ges. Wien (Klebelsberg-Festschrift), *48*, 1955, Wien 1957.

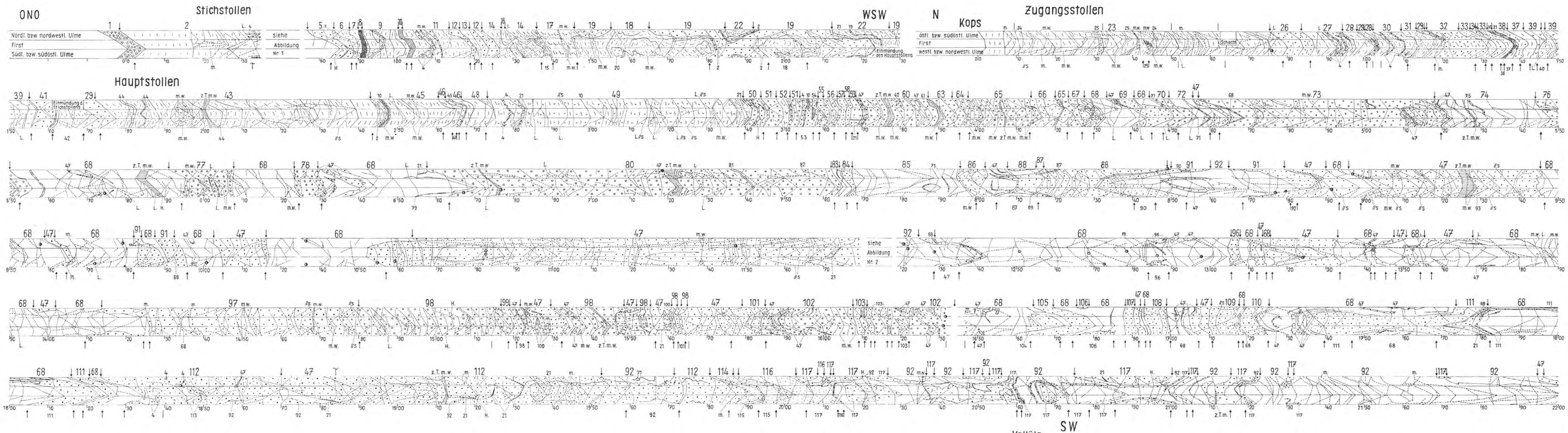


Abbildung Nr. 1

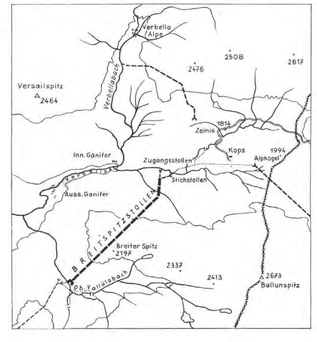
Abbildung Nr. 2

Legende:

- Schiefergneis
- Schiefergneis mit Glimmerschieferlagen
- Schiefergneis mit Amphibolitlagen
- Quarzit und derber Quarz
- Quarzit mit Aplitgneis-und Amphibolitlagen
- dünne Quarzitlagen schmale Quarzgänge
- Glimmerschiefer
- Muskowitgranitgneis, Aplitgneis
- dünne Muskowitgranitgneis- und Aplitgneislagen
- Muskowitgranitgneis- oder Aplitgneislagen (vorherrschend) mit biotitführenden Granitgneislagen wechsellagernd
- Muskowitgranitgneis- oder Aplitgneislagen (vorherrschend) mit Amphibolitlagen wechsellagernd
- zweiglimmeriger Granitgneis
- zweiglimmeriger Granitgneis (vorherrschend) mit Muskowitgranitgneis- oder Aplitgneislagen wechsellagernd
- dünne biotitreiche Granitgneislagen
- Biotitaugengneis
- Biotitaugengneis (vorherrschend) mit Muskowitgranitgneis- oder Aplitgneislagen wechsellagernd
- Amphibolit
- Amphibolit (vorherrschend) mit Muskowitgranitgneis- oder Aplitgneislagen wechsellagernd
- Würm-Grundmoräne
- Moränenschutt der Schlußvereisung
- Bergsturzschutt
- Gesteinsgrenzen, Bankung der Gesteine
- Bewegungsflächen
- tektonisch stark beanspruchte Gesteinspartien
- Tropfstellen
- schwache Quellen
- stärkere Quellen
- scharfe } Gesteinsgrenzen
- mit Übergang }
- Grenzen einer bestimmten Gesteinsbeschaffenheit
- //S = parallel zur Bankung oder Schieferung
- L. = Lettenklüfte, Schmierlassen
- m. = mylonitisch
- w. = weich

Lageplan des Breitspitzstollens
(Ausschnitt aus Sektion 5244/1 u. 2)

0 1 2 km



BREITSPITZSTOLLEN *GEOLOGISCHE STOLLENAUFNAHME von* **O. REITHOFER** *1958*

Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen

Von GEORG ROSENBERG*)

Mit Tafel XVI, XVII, XVIII

Triassic-Tables of the Northern and Southern Alps

(Resumee by H. KÜPPER)

After 100 years of ardous investigations into the possibilities of stratigraphical allocation and subdivision of large amount of local varieties merging into regional units of what our ancestors called "Alpenkalk", it becomes more and more urgent to have available an up to date summary of all essential facts relating to the Triassic of the Northern and Southern Alps, especially to stratigraphy, sedimentology, nomenclature and palaeontology.

The tables prepared by G. ROSENBERG answer that purpose. Being intended as basis for future work the amount of details incorporated had to be enlarged above the textbook stile to such an extend, that practically all important features of the classic areas with their countless major and minor type localities between Switzerland and Hungary, from N-Italy to S-Germany were considered. On the other hand the literature attached to this text is reduced to the indispensable. Selection and evaluation of localities bases on 40 years field work by G. ROSENBERG.

The tables are designed in such a way that the first one covers those palaeontological data which enter into the definitions of stratigraphical terms; the second covers the Triassic of the Northern Alps, subdivided by the main facies units; the third in a similar arrangement the Triassic of the Southern Alps. A summary of conventional stratigraphic terms is added as slip to the left side of each table for reference.

Looking ahead we believe that micropalaeontology, both foraminifera and palynology, soon might cover by its encouraging advances more and more of the triassic section, thus furnishing additional independent evidence. This development of course involves careful reference to given localities and established conceptions. The tables serving this purpose might open in the future an outlook from aspects of scientific, even into those of economic geology.

Im Jahre 1952 gelangte in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien eine Schichtennamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen des Verfassers zur Vorlage.

Obwohl schon damals eine gleichartige Fassung der gesamten Trias dieses Raumes bestand und in Privatvervielfältigungen einzelnen Fachgenossen zugänglich gemacht gewesen war, entschloß man sich innerhalb der Schriftleitung der „Mitteilungen" doch nur den Mitteltrias-Anteil zu drucken, weil man sich bewußt war, insonderheit mit der Wiedergabe der Norischen Hauptstufe einem breiteren Forum im wesentlichen keine Überschau über eigentliches Neuland bieten zu können; das heißt, in dieser Sparte über MOJSISOVICS, ARTHABER und DIENER kaum hinaus-

*) Adresse des Verfassers: Wien XIX, Hauptstraße 43.

gekommen zu sein. Mehr noch: eine Gliederung wiedergeben zu müssen, deren Wahrheitsgehalt als ungesichert empfunden und auch zwischenzeitlich nicht verifiziert worden ist.

Diese „norische Situation" etwas eingehender darzulegen, hatte Verfasser anläßlich des fünfzigsten Jubiläums der Geologischen Gesellschaft in Wien Gelegenheit, das mit dem fünfzigjährigen Todestage Edmund von MOJSISOVICS', des Erblassers dieses an sich ja wertvollen Gutes „imponderablen Feingefühlgehaltes" zusammengefallen war (1958, S. 305 bis 308).

Die Nachfrage nach der Gesamtausgabe der Triastabelle war aber so stark, daß sich zunächst die Geologische Lehrkanzel der Wiener Universität (Prof. Dr. E. CLAR) zur Vervielfältigung für den Lehrbetrieb und zum Versand an einen etwas breiteren Kreis veranlaßt gesehen hat, und stieg anläßlich der Jubiläumsveranstaltungen der Geologischen Gesellschaft in Wien im Herbst 1958 infolge der regen Ausländerteilnahme neuerlich an.

Da sich nun die Untersuchungen nach Foraminiferen und Sporen durch die Geologische Bundesanstalt in Wien auch auf die Alpine Permotrias in ihrer Gesamtheit zu erstrecken beginnt, und sich damit neuerdings instrumentale Verwendung ergibt, entschloß sich die Direktion der Anstalt, die komplette Triastabelle in ihrem Jahrbuch nun zur Wiedergabe zu bringen. Da die Zusammenstellung, so gut es ging, auf dem laufenden gehalten war, ergaben sich nicht die wesentlichen Schwierigkeiten einer Neufassung.

Die Publikation geschieht im Bewußtsein, daß sie gewiß kein Ersatz für die längst fällige, ja schon von PIA angestrebte, Neubearbeitung des Alpinen Trias-Bandes der „Lethaea" sein kann, und ist auch nicht als Vertretung einer bestimmten Lehrmeinung, sondern als referierender Arbeitsbehelf für den im kalkalpinen Felde und am Mikroskop arbeitenden Geologen gedacht, der einen dem gegenwärtigen Stande entsprechenden Horizontierungsbehelf zur Hand haben muß.

In diesem Sinne sind auch die, schon gelegentlich der Veröffentlichung des Mitteltrias-Anteiles gemachten, und gebotenen Einschränkungen hier kurz noch einmal anzuziehen.

Wenn auch bis zu einem gewissen Grade jede tabellarische Zusammenstellung von Schichtennamen zu einer Art von Faziestabelle werden muß, so ist hier doch das Prinzip lokaler Fazies- oder gar von Deckenfaziessäulen grundsätzlich vermieden worden. Es mußte die Gefahr der Überlastung durch Namenswiederholungen vermieden werden. Wer also etwa in „seiner Spalte" nicht alles aus anderen findet, was auch herüber gehörte, muß auf dessen hauptwörtliche Anführung verwiesen werden. Schichtennamen oder arbeitswichtige charakteristische Bezeichnungen dürften nicht fehlen. Mehr als dies sonst üblich ist, wurden auch gesteinstechnische Namen gebracht (Marmore). Das Bild, das sie darbieten, ist auch stratigraphisch-arbeitstechnisch von leitendem Interesse.

Das Nebeneinander der Tabelle ist, wie schon 1952 (S. 236) gesagt, ein Kompromiß. Fassen wir es, im Hinblick auf das Vorstehende, schärfer als damals: Ein Kompromiß zwischen der Anordnung nach Groß-Faziesbezirken und faziellen Säulenprofilen stratigraphischer Grundlage (Schwellen-Becken).

Was es mit den unvermeidbaren Trennungsstrichen auf sich hat, wurde auch schon 1952 gestreift (S. 235 und 236). Weder von einem „simplen Übereinander", noch von einem simplen Nebeneinander kann die Rede sein. Die Natur kennt keine Quer- und keine Horizontalstriche. Man muß sich bewußt sein, ihr mit diesen „(anscheinend) wohlgeordneten Positionen" Gewalt anzutun.

Die Zusammenstellung beruht, abgesehen von der nötigen Übersicht über eine „unübersehbare" Literatur, nicht in letzter Linie auf einer lebenslangen Erfahrung im kalkalpinen Raum von Wien bis Südtirol, wobei zahlreiche klassische Lokalitäten besucht und wiedergefunden wurden.

Bei der Literaturauswahl wurde so vorgegangen, daß unter Weglassung historischen Ballastes, aber unter Wahrung der geschichtlichen Entwicklungslinie, vornehmlich jene Publikationen aufscheinen, die jeweils arbeitspraktischen Wert erreicht haben. An sie schließt nun diese Tabelle mit dem gegenwärtigen Stand an.

Literatur

1871 STUR, D.: Geologie der Steiermark; Graz, 1871.

1873 MOJSISOVICS, E. v.: Zur Unterscheidung und Parallelisierung der zwei alpinen Muschelkalk-Etagen; Verh. Geol. R.-Anst., 1873, S. 296.

1874 MOJSISOVICS, E. v.: Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen; Jahrb. Geol. R.-Anst., 1874, S. 81.

1879 MOJSISOVICS, E. v.: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien, Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen, Wien, 1879.

1892 MOJSISOVICS, E. v.: Die Hallstätter Entwicklung der Trias; Sitzber. Ak. d. Wiss., Wien, Math.-natw. Cl., Bd. CI., Abth. I., 1892.

1895 MOJSISOVICS, E. v., Waagen, W., u. Diener, C.: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems; Sitzber. Ak. d. Wiss., Wien, Math.-natw. Cl., Bd. 104, Abth. I., 1895, S. 1271.

1906 ARTHABER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes; Lethaea geognostica, II. Teil, Das Mesozoikum, 1. Bd., Stuttgart, 1906.

1925 DIENER, C.: Leitfossilien der Trias, Wirbellose Tiere und Kalkalgen; G. Gürich, Leitfossilien, Berlin, Liefg. 4, 1925.

1930 PIA, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. Leipzig u. Wien, 1930.

1938 LEONARDI, P.: Geologia dei Monti di Zoldo e territori circostanti (Dolomiti orientali); Mem. Ist. Geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. XII, Padova, 1938.

1951 SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone; in: Schaffer, Geologie von Österreich, Wien, 1951, S. 302.

1952 ROSENBERG, G.: Vorlage einer Schichtennamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen; Mttlg. Geol. Ges. Wien, 42.—43. Bd., 1950, Wien. 1952.

1954 BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie, II. Bd.; Stuttgart, 1954.

1955 LEONARDI, P.: Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali; LVIII Riunione Estiva della Soc. Geol. It., Rom, 1955.

1958 ROSENBERG, G.: 50 Jahre nach Mojsisovics; Mttlg. Geol. Ges. Wien, 50. Bd., 1957, Wien, 1958, S. 293.

1959 KÜPPER H.: Österreichs Beiträge zur Entwicklung der Mikropalaeontologie, Erdöl-Zeitschr., 1959, H. 5, S. 114.

ÄRA : MESOZOIKUM ; FORMATION, PERIODE : TRIAS

SERIE	HAUPTSTUFE	STUFE	UNTERSTUFE	PP„ZONE" DER ÄLTEREN AUTOREN, „LEITEREIGNIS" PIAS	FAUNEN- UND FLORENGRUPPIERUNG „NEBENEREIGNIS" PIAS	EINSTELLUNG STRATIGRAPHISCHER FIXPUNKTE UND NIVEAUS
OBERTRIAS	RHÄT	OBERRHÄT		PTERIA CONTORTA „ZONE VON KÖSSEN"	MONOPHYLLITES PLANORBITOIDES CHORISTOCERAS MARSHI; CONCHODUS INFRALIASICUS; CONCHODUS PRAELIASICUS; PARAMEGALODUS INCISUS; PARAMEGALODUS EUPALLIATUS; CHORISTOCERAS HAUERI; MEGALODUS MOJSVARI; MEGALODUS AMPEZZANUS; DICEROCARDIUM RAGAZZONII; MEGALODUS SCUTATUS; AVICULA ESCHERI; RHYNCHONELLA FISSICOSTATA; SPIRIGERA OXYCOLPOS; TEREBRATULA PIRIFORMIS; ASTRAEOMORPHA CONFUSA VAR. MINOR; THECOSMILIA CLATHRATA UDOTEA ? ADNETENSIS; STYLOPHYLLOPSIS RUDIS CHEILOSPORITES TYROLENSIS; STEFANOCOENIA SCHAFHAEUTLI; ALECTRYONIA HAIDINGERIANA; DIMYOPSIS INTUSSTRIATA; GERVILLEIA INFLATA - MODIOLA MINUTA; PLACUNOPSIS ALPINA; RHÄTINA GREGARIA; PENTACRINUS BAVARICUS; RISSOA ? ALPINA; TRACHYDOMIA ORNATA; RHYNCHONELLINA JUVAVICA	FAUNA VON KÖSSEN FAUNA DES KITZBERGES, VON KAISERSTEFFEL (WALDEGG), BRAND BEI PEISCHING (PIESTINGTAL) UND SCHÖNEBEN (TONION) FAUNA DES PLACKLES FAUNA DER FISCHERWIESE, DES GROSSEN ZLAMBACHGRABENS UND DES STAMBACHGRABENS, FAUNA DES KENDELBACHGRABENS FAUNA UND FLORA DER RÖTELWAND (LASSWAND) (HALLEIN) FAUNA DES EIBENBERGES („GSCHLIFF") (EBENSEE) BONEBED VON PEISCHING UND DER WALDEGGER MÜHLE (PIESTINGTAL), VON ALLAND, DER KÜNZELSPITZE ETC.
		MITTELRHÄT				
		UNTERRHÄT				
	NOR NORIUM	OBERNOR SEVAT		SIRENITES ARGONAUTAE „ZONE DER PÖTSCHEN"		FAUNA DER PÖTSCHEN
				PINACOCERAS METTERNICHI „ZONE DES STEINBERGKOGELS"	STENARCESTES SUB-UMBILICATUS; PARACOCHLOCERAS SUESSI; MEGALODUS TOFANAE; MONOTIS DIGONA; MONOTIS HOERNESI; HALORELLA PEDATA; DIMERELLA GUEMBELLI; GYROPORELLA VESICULIFERA	FAUNA DES STEINBERGKOGELS, DES SIRIUSKOGELS VON ROSSMOOS, HÜTTENECK UND DES SALZBERGES VON ALT-AUSSEE; FAUNA DES KOHLERWALDES (STAMBACH); FAUNA DER TEUFELSMÜHLE (PÖTSCHEN O-SEITE)
		ALAUN		CYRTOPLEURITES BICRENATUS „ZONE DES SOMMERAUKOGELS"	MEGALODUS BOECKHI	FAUNA DES SOMMERAUKOGELS UND VON BARMSTEINLEHEN
				WORTHENIA CONTABULATA	MEGALODUS TRIQUETER ACUMINATUS; HALOBIA HALORICA; PECTEN EGIDII - VENANTII; MONOTIS SALINARIA; GERVILLEIA EXILIS; STYLOPHYLLOPSIS ZITTELI; STYLOPHYLLOPSIS MOJSVARI; THECOSMILIA NORICA (FRECH); ASTRAEOMORPHA CRASSISEPTA	
		UNTERNOR		CLADISCITES RUBER „ZONE DES RÖTHELSTEINS"	GLYPHIDITES DOCENS	FAUNA DER VORDERSANDLINGALPE, FAUNA DES RÖTHELSTEINS
					MEGALODUS LACZKOI; HALOBIA DISTINCTA; PECTEN LAVAREDANUS	
		LAC		SAGENITES GIEBELI „ZONE DES LEISLINGS"	HALORELLA PEDATA [1]; HALORELLA AMPHITOMA; HALORELLA RECTIFRONS; HALORELLA CURVIFRONS	FAUNA DES LEISLINGS UND VON GFÖHL
					MEGALODUS BOECKHI VAR. AEQUIVALVIS; MEGALODUS TRIQUETER DOLOMITICUS	
				HEINRICHITES PAULCKEI „ZONE DES FEUERKOGELS"	DISCOPHYLLITES PATENS; MEGALODUS COMPLANATUS; MEGALODUS GUEMBELI; RHYNCHONELLA NUX; GRIPHOPORELLA CURVATA; HALOBIA FALLAX; HALOBIA NORICA	FAUNA DES SOMMERAUKOGELS FAUNA DER KARLRIEDELN FAUNA DES FEUERKOGELS FAUNA VON BARMSTEINLEHEN
	KARINTH KARNIUM KARN	OBERKARINTH TUVAL		TROPITES SUBBULLATUS „ZONE DES TORERSATTELS"	THISBITES AGRICOLAE; KONINCKINA TELLERI; TEREBRATULA JULICA; MEGALODUS TRIQUETER; CIDARIS DORSATA; CIDARIS DECORATISSIMA; AVICULA ASPERA; ALECTRYONIA MONTIS CAPRILIS; HALOBIA AUSTRIACA; HALOBIA SALINARUM; HALOBIA FLUXA; RHYNCHONELLA LONGICOLLIS; ? AMUSSIUM ODER ENTOLIUM INCOGNITUM; SPHAEROCODIUM BORNEMANNI; DIORISTELLA INDISTINCTA; GYROPORELLA VERTICILATA	FAUNA DES MILLIBRUNNKOGELS FAUNA DES RIO MEZZODI UND DES DIGOLASATTELS (SAN STEFANO) FAUNA DER TORSÄULE (HOCHKÖNIG) FAUNA DES FEUERKOGELS, FAUNA DES TÖRER- UND DES WERSCHETZSATTELS (RAIBL), FAUNA DES DRAXLEHNER ⎍ (HALLEIN); FAUNA DES RAPPOLTSTEINES, DER AIGLKÖPFE UND VON BARMSTEINLEHEN FAUNA DES MILLIBRUNNKOGELS UND DES RASCHBERGES
					MEGALODUS C.F. RIMOSUS; MEGALODUS CARINTHIACUS; ENTOLIUM FILOSUS (HAUER); GONODON MELLINGI; CARDITA GUEMBELI; MYOPHORIA KEFERSTEINI; DIELASMA BITTNERI; ACILULELLA NOV. SP.; ENCRINUS CASSIANUS; AMPHICLINA HABERFELNERI; SPHAEROCODIUM BORNEMANNI	
		UNTERKARINTH JUL	OBERJUL	TRACHYCERAS AONOIDES „ZONE VON LUNZ"	LOBITES ELLIPTICUS; CIDARIS DORSATA; HALOBIA STYRIACA; HALOBIA CHARLYANA	FAUNA DES FEUERKOGELS; FAUNA DES SCHLERNPLATEAUS FAUNA DES ALBELKOPFS (RAIBLERSCHARTE) FLORA VON LUNZ FAUNA DES FEUERKOGELS, DES MILLIBRUNNKOGELS UND DES RASCHBERGES, FAUNA VON WALLBRUNN (HALLEIN)
			UNTERJUL		CARNITES FLORIDUS; TRACHYCERAS AUSTRIACUM; TRACHYCERAS TRIADICUM, PROTRACHYCERAS BACONICUM, PARATRACHYCERAS HABERFELNERI; HALOBIA RUGOSA; ANOPLOPHORA MUENSTERI; LINGULA TENUISSIMA; ISOCRINUS TIROLENSIS; SPIRIFERINA GREGARIA; ENTOLIUM HALLENSIS; PENTACRINUS PROPINQUUS	FAUNA DES FEUERKOGELS, FAUNA DES PETZ, FAUNA VON HEILIGENKREUZ, FAUNA UND FLORA DES RINNENGRABENS (RAIBL)
	LADIN	CORDEVOL LADINICO SUPERIORE S.STR. LADINICO SUPERIORE S.L.	OBERCORDEVOL M	PACHYCARDIA RUGOSA „ZONE DER SEISERALPE"	JOANNITES KLIPSTEINI; ISOCRINUS TIROLENSIS; POIKILOPORELLA DUPLICATA; DIPLOPORA PHILOSOPHI EXUBERANS; GYROPORELLA EX. AFF. AMPLEFORATA; OLIGOPORELLA DUPLICATA	FAUNA DER SEISERALPE UND DES SCHLERNS FAUNA DER SEELANDALPE UND VON FALZAREGO
			UNTERCORDEVOL λ	TRACHYCERAS AON „ZONE DER STUORESWIESE"	PROTRACHYCERAS RUTORANUM; BADIOTITES ERYX; CARDITA CRENATA; HALOBIA INTERMEDIA; HALOBIA RICHTHOFENI; AMPHICLINA AMOENA; CRURATULA EUDORA; KONINCKINA LEONHARDI; ENCRINUS CASSIANUS; THECOSMILIA SUBLAEVIS; THECOSMILIA SUBDICHOTOMA; GRIPHOPORELLA SPINOSA	FLORA DES OBEREN WETTERSTEINKALKES FAUNA VON STUORES FAUNA VON SELO (TOLMEIN)
		LANGOBARD LADINICO MEDIO	X	HALOBIA(DAONELLA) LOMMELI „ZONE VON WENGEN UND CORVARA"	PROTRACHYCERAS LADINUM; PROTRACHYCERAS ARCHELAUS; PROTRACHYCERAS MUNDEVILLAE; COELOSTILINA (GRADIELLA) GRADATA; MEGALODUS CF. COLUMBELLA; HALOBIA VIXAURITA; DAONELLA ESINENSIS; DAONELLA PHASEOLINA; TEREBRATULA PRAEPUNCTATA; RHYNCHONELLA LINGULIGERA; OMPHALOPTYCHA TUMIDA; THECOSMILIA LADINICA; THECOSMILIA OPPELI; THECOSMILIA BADIOTICA; TEUTLOPORELLA HERCULEA	FAUNA DES MONTE CLAPSAVONS; FAUNA DES LATEMARS (OSTGIPFEL) UND DER VIEZZENA, VON GHEGNA (VALSECCA) U. DEZZO FAUNA DER VALDEPENA; FAUNA DER VAL DEL MONTE (LOMBARDEI) DES PIZ CAINALLO, VON COSTA DI PRATO - MONTE CROCE, FAUNA UND FLORA VON CORVARA; FAUNA VON PREZZO (JUDICARIEN) DER LIERNAALPE UND DES VAL MOLINERA (ESINO) FAUNA UND FLORA VON WENGEN; FLORA DES ESINOKALKES
		FASSAN LADINICO INFERIORE	OBERFASSAN Ω	PROTRACHYCERAS RECUBARIENSE „ZONEN VON BUCHENSTEIN"	PROTRACHICERAS LONGOBARDICUM; PROTRACHICERAS CURIONI; DINARITES AVISIANUS; JOANNITES TRIDENTINUS; CERATITES MUENSTERI; ARPADITES ARPADIS; ARPADITES SINENSIS; DAONELLA PICHLERI; SPIRIFERINA PENECKEI; OMPHALOPTYCHA TUMIDA; TEUTLOPORELLA AEQUALIS; TEUTLOPORELLA VICENTINA; TEUTLOPORELLA VICENTINA NANA; TEUTLOPORELLA NODOSUS; MACROPORELLA BENECKEI; GRIPHOPORELLA GUEMBELI; DIPLOPORA ANNULATA DOLOMITICA; DIPLOPORA ANNULATA SEPTEMTRIONALIS	FAUNA DES CISLONS, FAUNA VON GRANVILLA (RIO SERPA) (SAPPADA) FLORA DES CISLONS, FLORA DER MARMOLATA FAUNA VON SAN ULDERICO (TRETTO); FAUNA VON FORNO, VON ISAGUDOI UND DER FORZELLA FAUNA VON SAN ROCCO (TRETTO); FAUNA DER MARMOLATA (VAL DI ROSALIA UND NORDSEITE) FLORA DES UNTEREN WETTERSTEINKALKES FLORA DES MONTE ROVE (VICENTIN)
			UNTERFASSAN ?	DIPLOPORA ANNULATA	PROTRACHYCERAS REITZI; DAONELLA TARAMELLII; DAONELLA TYROLENSIS; RHYNCHONELLA PROTRACTIFRONS; RHYNCHONELLA SUBACUTA; THECOSMILIA SPIZZENSIS	FAUNA VON EHRWALD; FAUNA VON ALENO (VAL TROMPIA) FAUNA DER SOLSTEINKETTE; FLORA VON J STRENTSCH UND DES COL DA MESDI (LANGKOFEL) FLORA DES PIZ DA PERES; FLORA DER RODELLA UND DES COL DE STRAVERTIE (LANGKOFEL) FLORA DES MONTE OSO (NONSBERG) FLORA DES TRETTOKALKES; FLORA VON PONTAFEL, FLORA VON ARONA (LAGO MAGGIORE), FLORA VON GUTENSTEIN U. WEICHSELBODEN
MITTELTRIAS	ANIS MEDIOTIRIEN EINARIEN	OBERER ALPINER MUSCHELKALK	OBERANIS	ILLYR	OBERILLYR ε	DIPLOPORA ANNULATISSIMA („KANTIA J.v. PIAE") „ZONE VON PONTAFEL"	ARPADITES TRETTENSIS; DAONELLA ELONGATA; DIPLOPORA PHILOSOPHI; GYROPORELLA AMPLEFORATA; TEUTLOPORELLA TRIASINA; PHYSOPORELLA PAUCIFORATA SIMPLEX
ANISO-LADINISCHER ALPINER MUSCHELKALK S.L.					UNTERILLYR ε	FAUNENGRUPPIERUNG UM DIE REIHE: PARACERATITES TRINODOSUS — RHYNCHONELLA TRINODOSI, DAONELLA STURI „ZONE DES SCHREYERALPE"; CERATITES SUBNODOSUS; STURIA SANSOVINI; BALATONITES BALATONICUS; PTYCHITES STUDERI; PTYCHITES DOMATUS; SEMIORNITES CIMEGANUS; ACROCHORDICERAS PUSTERICUM; DAONELLA MOUSSONI; ENTROCHUS SILESIACUS; MACROPORELLA PERFORATISSIMA (GRYPHOPORELLA) NOV. SP.; OLIGOPORELLA SERRIPORA; GRIPHOPORELLA; DIPLOPORA CADORICA	FLORA DES SARLKOFELS; FAUNA DER SCHREYERALM, DER SCHIECHLINGHÖHE UND DES LÄRCHECKS FAUNA VON REUTTE, KERSCHBUCHHOF UND WILDANGER; FAUNA DER FRICCASCHLUCHT, DER VAL DI GOLA UND VON RAVINA, FAUNA DES ÖFENBACHGRABENS, DES SCHUSTERBERGES UND DES KAMINSPITZEN, FAUNA DES MONTE RITE, DES CRÉP DI DONT UND DES DOSSO ALTO FAUNA DES TIEFENGRABENS; FAUNA VON CERBARO (TRETTO), VON PREZZO UND DES DOSS DEI MORTI (JUDICARIEN) [2] FAUNA DES RAHNBAUERNKOGELS; FAUNA VON NEUPRAGS; FAUNA VON DONT, DES MONTE CUCCO UND DES MONTE TERZADIO GASTROPODENFAUNA VON RUAZ; FLORA VON SCHWARZENBACH (A.D. PIELACH) U. TÜRNITZ N.Ö.; FAUNA VON VAL INFERNA FAUNA DES BADMEISTERKOFELS UND DES KÜHWIESENKOFFS; FAUNA VON PONTE DI CIMEGO UND DER CAPELLA ROTONDA * FAUNA DER SCORTESCHLUCHT UND VON SCOLPESE (VICENTIN); FAUNA VON MARCHENO (VALTROMPIA) * JUDICARIEN BRACHIOPODENHORIZONT DES KARWENDELS UND DES KASBERGES, ENCRINUS-DADOCRINUSLAGEN DES KASBERGES
		MITTLERER ALPINER MUSCHELK.	MITTELANIS	PELSON	δ	PARACERATITES BINODOSUS — RHYNCHONELLA DECURTATA „ZONE VON CIMEGO"	ENTERO-PLEURA BITTNERI; COENOTHYRIS VULGARIS; MENTZELIA MENTZELI; TETRACTINELLA TRIGONELLA; ACULEATUS AUIACOTHYRIS ANGUSTA; ENCRINUS AFF. ENCRINUS SP.; DADOCRINUS GRACILIS S.L. GASCHE; ENCRINUS CF. ROBUSTUS; THECOSMILIA CF. SUBLAEVIS; PHYSOPORELLA PAUCIFORATA UNDULATA; OLIGOPORELLA PRISCA; OLIGOPORELLA PILOSA INTUSANNULATA; OLIGOPORELLA PILOSA VARICANS; DIPLOPORA PRAECURSOR; MACROPORELLA ALBINA; PHYSOPORELLA VARICANS; PHYSOPORELLA DISSITA; ACILULELLA NOV. SP.; DIPLOPORA HEXASTER	
		UNTERER ALPINER MUSCHELKALK ANISICO INFERIORE	UNTERANIS	HYDASP	OBERHYDASP γ	VOLTZIA RECUBARIENSIS	EQUISETITES COLUMNARIUS; OLIGOPORELLA PILOSA TYPICA; MACRORELLA AFF. DINARICA	FLORA DES SCHADEBACHGRABENS (NEUPRAGS), FLORA DER SCORTESCHLUCHT (VICENTIN) FLORA VON STAMENT (INNERPRAGS)
					UNTERHYDASP β	ZONEN VON RECOARO: PHYSOPORELLA PAUCIFORATA CF. VAR. SIMPLEX, NOV. VAR. ? DADOCRINUS GRACILIS GRACILIS		GASTROPODENHORIZONT DES KARWENDELS FLORA DES UNTEREN SARLDOLOMITS NIVEAU VON MONDONUOVO (ROVEGLIANA) (VICTENTIN) UND DES KASBERGES FAUNA DER SCORTESCHLUCHT (VICENTIN) GASTROPODENHORIZONT DES STANSERJOCHS UND VON GUTENSTEIN
					α	NATICA STANENSIS — „STANENSISZONE"; MYOPHORIA COSTATA	GERVILLEIA MYTILOIDES; MODIOLA ? BOEHMI	
UNTERTRIAS	SKYTH WERFENIEN WERFENIAN	WERFEN SUPERIORE				TIROLITES CASSIANUS	GERVILLEIA MODIOLA; PECTEN VAJOLETTENSIS; PECTEN SOJALIS; OPHIODERMA SQUAMOSUM; NATICELLA COSTATA; HOMOMYA ISOCARDIOIDES MYOPHORIA CYMBULA COELOSTILINA WERFENENSIS	FAUNA DES GRONESHOFES, VON ST. JOHANN (BUCHENSTEIN), CENCENIGHE UND AGORDO FAUNA VON COLLIO (VAL TROMPIA)
						CLARAIA CLARAI	CLARAIA AURITA; LOXONEMA (POLYGRINA) (HOLOPELLA) GRACILIOR	
		WERFEN INFERIORE					ANODONTOPHORA FASSAENSIS; VOLTZIA HETEROPHYLLA	FAUNA VON MERENDAORE (VICENTIN)

ANMERKUNGEN: 1) „DIE GROSSEN HALORELLEN" NACH PIA VIELLEICHT AUCH IM KARINTH
2) HIERHER NOCH : FAUNA VON PIAZZA (VAL BREMBANA), FAUNA DES COL DI SALERA (ZOLDO), FAUNA DER VAL AMBATA (AURONZO) UND VOM BURGSTALL BEI SEXTEN

STAND v. 31./12./1958

ÄRA : MESOZOIKUM ; FORMATION, PERIODE : TRIAS

NÖRDLICHE OSTALPEN

SERIE	HAUPTSTUFE	STUFE	UNTERSTUFE
OBERTRIAS	RHÄT	OBERRHÄT	
		MITTELRHÄT	
		UNTERRHÄT	
	NOR (NORIUM)	OBERNOR SEVAT	
		ALAUN	
		UNTERNOR LAC	
	KARINTH (KARNIUM KAUEN)	OBERKARINTH TUVAL	
		UNTERKARINTH JUL	OBERJUL
			UNTERJUL
MITTELTRIAS	LADIN	CORDEVOL (LADINICO SUPERIORE S.STR.; ADINICO SUPERIORE S.L.)	OBERCORDEVOL (M)
			UNTERCORDEVOL (λ)
		LANGOBARD (LADINICO MEDIO)	(X)
		FASSAN (LADINICO INFERIORE)	OBERFASSAN (Ɔ)
			UNTERFASSAN (?)
ANISO-LADINISCHER ALPINER MUSCHELKALK S.L.	ANIS (VIRGLOR.-TIENT DINARIEN) ALPINER MUSCHELKALK S.STR.	OBERER ALPINER MUSCHELK. (OBERANIS / ILLYR)	OBERILLYR (ʒ)
			UNTERILLYR (ε)
		MITTLERER ALPINER MUSCHELK. (MITTEL-ANIS / PELSON)	(δ)
		UNTERER ALPINER MUSCHELKALK (ANISICO-INFERIORE) (UNTERANIS / HYDASP)	OBERHYDASP (ϑ)
			UNTERHYDASP (β / α)
UNTERTRIAS	SKYTH (WERFENIEN WERDENAND)	WERFEN SUPERIORE	
		WERFEN INFERIORE	

BAYRISCHE FAZIES — HAUPTDOLOMITFAZIES — VORARLBERGER-NORDTIROLER-LUNZER FAZIES

RHÄTISCHER KIESELKALK — RHÄTISCHER PLATTENKALK — NORISCHER KIESELKALK (EINGESCHALTETES HAUPTDOLOMIT)

SALZBURGER FAZIES

KÖSSENER SCHICHTEN S.STR. — KÖSSENER FAZIES — KORALLENKALKE u. OBERRHÄT-BANKKALK (GRENZLEITENFAZIES, KAMMDOLOMIT, LINDERHOFFAZIES)

KÖSSENER-SCHICHTEN S.L. (RHÄTMERGEL) — HAUPTLITHODENDRONKALK — SCHATTWALDERSCHICHTEN — KARPATHISCHE FAZIES — SCHATTWALDERLETTENSCHIEFER

(BACTRYLLIENMERGEL) — SCHWÄBISCHE FAZIES — RIFFBASIS

BASALSCHICHTEN (IN DIESEM / PFLANZENHAGEN VON RINNBACH, LEBENBERG, KANDELBACHGRABEN, ETC.) — POLYGENE KALKSANDSTEINE — UNTERE RIFFPLATTE

GLANZSCHIEFER VON ALLAND

PLATTENKALK (PLATTENDOLOMIT, SINTERKALK, BITUMINÖSE MERGEL, BITUMENMERGEL)

FISCHMERGEL (ASPHALTSCHIEFER) VON WIESTAL (HALLEIN)

ZIEGSPITZSCHICHTEN

HAUPTDOLOMIT (R.P. OBERER DOLOMIT)

BUNTER KEUPER (BITUMINÖSE MERGEL, BITUMENMERGEL, SINTERKALK)

SEEFELDERDOLOMIT (STINKDOLOMIT)

SEEFELDERSCHIEFER — ASPHALTSCHIEFER (DUODEZIMER, FISCHSCHIEFER, ICHTYOSKI-EFER, BRANDSCHIEFER)

OPPONITZER RAUHWACKE (RAIBLER RAUHWACKE)

OPPONITZERMERGEL (RAIBLERMERGEL) — OPPONITZERDOLOMIT — OPPONITZERKALK (TUVALISCHER „RAIBLERKALK“, TUVALISCHE CIDARITENSCHICHTEN, TUVALISCHER GASTROPODENOOLITH) — OPPONITZERSCHICHTEN — UNTERE OPPONITZERSCHICHTEN

HANGENDKALK (AUCH AN DER BASIS) (BRACHIOPODENHORIZONT)

OBERKARNISCHER HAUPTDOLOMIT — KARNISCHER ? HAUPTDOLOMIT

NORDALPINE RAIBLERSCHICHTEN — CARDITASCHICHTEN S.L. („LUNZERSCHICHTEN“ S.L.) — LUNZER ENTWICKLUNG

HANGEND SANDSTEIN (CORNTHALERSCHICHT, PÖTZBERGERSCHICHT, PÖTZBERGERKALK) — KALK, MERGELKALK (BRACHIOPODEN-NEMATA, SPHAEROCODIENBANK) — CARDITAOOLITH (GRAUSILIKATREICHER MUSCHELMARMOR DES GÖSSLINGGRABENS (HALLEINERBERG) NIVEAU I CARDITAOOLITH)

LUNZERSCHICHTEN — SANDSTEIN (S.STR. RAIBLER SANDSTEIN) — FLÖTZREGION

HAUPTSANDSTEIN

WANDAUKALK (MITTELKARBONSANDSTEIN)

REINGRABENERSCHICHTEN, REINGRABENERSCHIEFER, HALOBIA RUGOSA-SCHIEFER (RAIBLERSCHIEFER, RAIBLER TONSCHIEFER)

LIEGEND-SANDSTEIN — AVICULENSCHIEFER (ISOCRINUSBRECCIE ? JULISCHE CIDARITENSCHICHTEN ? TIEFERES NIVEAU ? UNTERJULISCHE CIDARITENSCHICHTEN, BASISKALK DER TRACHYCERASSCHICHTEN) — CRINOIDEN-WANDAUKALK

AONOIDESSCHICHTEN, TRACHYCERAS-„AON“-SCHIEFER (KARNISCHE REIFLINGER, LOSTLINGER SCHICHTEN)

GÖSTLINGERSCHICHTEN (OBERSTE REIFLINGERSCHICHTEN)

JÄGERHAUSKALK — COLOSPONGIENSCHICHTEN — COLOSPONGIENKALK — ARLBERGSCHICHTEN — ARLBERGKALK — ARLBERGDOLOMIT (STEINBRUCKKALK, ALTER SCHLOSSENMARMOR, MELAPHYRTUFFE UND LAVEN VON LECH)

OBERE REIFLINGERSCHICHTEN

REIFLINGERSCHICHTEN — REIFLINGERKALK (REIFLINGERDOLOMIT (IM SINNE VON DOLOMITISCHEN REIFLINGERSCHICHTEN))

PARTNACHSCHICHTEN (HELLER PARTNACHKALK) — PARTNACHKALK S.STR. — PARTNACHMERGEL — PARTNACHDOLOMIT (HELLER EINER DER FOSSILIENMARMORE)

OBERE GRÜNE SCHICHT — KRISTALLTUFF, ASCHENTUFFE UND TUFFITE DES WETTERSTEINGEBIRGES — TUFFE

DUNKLER PLATTENKALK (HOCHENWAB)

ANISISCHE PARTNACHSCHICHTEN

VIRGLORIAKALK S.STR.

VIRGLORIAKALK S.L.

PIETRA VERDE — ANISISCHER PLATTENKALK, ASCHAUER MARMOR

UNTERE REIFLINGERSCHICHTEN — SCHUSTERBERGKALK (AMMONITENHORIZONT DES KARNIVORELLI) — PTYCHITENKALK DES GAMSSTEINS — BALATONITENSCHICHTEN

GUTENSTEINERKALK — GUTENSTEINER PLATTENKALK, GUTENSTEINER MASSENKALK, KUGELKALK, UNDOGLIER MARMOR

CIDARISBÄNKE, BRACHIOPODEN- UND CRINOIDENBANK — HYDASPISCHE ? REIFLINGERSCHICHTEN

GUTENSTEINERSCHICHTEN — GUTENSTEINERDOLOMIT (R.P. MUSCHELKALKDOLOMIT) — BLUDENZER MARMOR, UND DER MARMOR DES PRIVATBERGES BEI HEILIGENKREUZ (NÖ.)

GUTENSTEINER PLATTENDOLOMIT — UNTERE GRÜNE SCHICHT — DADOCRINUS GRACILISBAUCHSTÜCKLAGEN

KIEL- UND KNOLLENKALKE — OBERER UNTERHYDASPISCHER GASTROPODENHORIZONT — WURSTELBANK, WURSTELKALKE

GUTENSTEINER BASISSCHICHTEN — BUNTE SCHICHTFUGEN

EISENDOLOMIT — UNTERER, UNTERHYDASPISCHER GASTROPODENHORIZONT — MEDIENBANK

SKYTHISCHE ? GUTENSTEINERSCHICHTEN

REICHENHALLERSCHICHTEN — REICHENHALLERKALK — REICHENHALLERDOLOMIT

SCHICHTEN MIT NATICA STANENSIS (MARMOR VON TÖRNITZ) — SAALFELDENER RAUHWACKE — REICHENHALLER, GUTENSTEINER RAUHWACKE

RAUHWACKEN (WERFENER RAUHWACKEN, KALKE UND MERGEL)

WERFENERSCHICHTEN (IN DER LUNZER FAZIES)

P.P. BUNTSANDSTEINENTWICKLUNG

BASALES KONGLOMERAT

QUARZITE — WERFENER QUARZITE, SCHATTSEITENERSCHIEFER, „GRÜNE SCHIEFER“

HOCHSCHWABFAZIES

OBERRHÄTKALK (GRIESSELSTEINFAZIES, KÜNDERHOFFAZIES) — OBERER DACHSTEINKALK S.STR. — OBERRHÄTISCHER DOLOMIT

STARHEMBERGERSCHICHTEN (WEISSE STARHEMBERGERKALKE)

RHÄTISCHER RIFFKALK, LITHODENDRONKALK — RHÄTISCHER RETTENBACHKALK

(HIERHER DIE „TROPF-ITROPFEN“) MARMORE VON ADNETH R.P. SALZBURGER MARMOR

NORISCH-RHÄTISCHE GRENZBANK — RAUHWACKE FRÄSITZER RAUHWACKE

MERKENSTEINER MARMOR

MITTLERER DACHSTEINKALK

DOLOMITISCHE GITTERKALKE

HAUPTDOLOMIT „DACHSTEINDOLOMIT“ (R.P. OBERER DOLOMIT)

UNTERER DACHSTEINKALK

TIERBERGKALK

MEGALODUSDOLOMIT VON VÖSLAU

BERCHTESGADENER FAZIES — DACHSTEINKALKFAZIES — GESÄUSE- UND RIFFAZIES

O B E R E R D A C H S T E I N K A L K S . L .

RHÄTISCHER DACHSTEINRIFFKALK

GELBER KONGLOMERATISCHER od. SCHIEFERIGER DACHSTEINKALK

BUNTES RHÄT

BUNTE GRENZKALKE

LERCHKOGELKALK

DACHSTEINKALK (WATZMANNKALK)

DACHSTEINDOLOMIT (SALZBURGER LOFERMARMOR, SALZBURGER BRÖCCELENMARMOR, R.P. OBERER DOLOMIT, HASL LUEGMARMOR)

DACHSTEINRIFFKALK — HOCHGEBIRGSKORALLENKALK (HOCHGEBIRGSRIFFKALK)

REITERALMKALK — GOLLKALK (GOLLMARMOR)

ZAIM-KALK — UNTERSBERGKALK

OBERER RAMSAUDOLOMIT (R.P. OBERER DOLOMIT ?)

RAIBLER DOLOMIT S.STR. — RAIBLER DOLOMIT S.L. — OBERER RAMSAUDOLOMIT — KARNISCHER DACHSTEINKALK

OBERJULISCH-TUVALISCHER HAUPTDOLOMIT

JULISCHE CIDARITENSCHICHTEN (HÖHERES NIVEAU) / OBERJULISCHE CIDARITENSCHICHTEN — ERDPFEILERDORFER ZEMENTMERGEL — JULISCHER ? GASTROPODENOOLITH „GASTROPODENKALKBÄNKE“, GASTROPODENBANK

HALLSTÄTTER FAZIES — SALZBERGFAZIES

RHÄTISCHER HALLSTÄTTERKALK — KORALLENMERGEL — CHORISTOCERASMERGEL — ZLAMBACHSCHICHTEN (ZLAMBACHMERGEL, ZLAMBACHSCHIEFER)

POTSCHENKALK (POTSCHENSTEINKALKBÄNKE ? POTSCHENMARMOR) — POTSCHENDOLOMIT (STEINBERGKOGELMARMOR) — COCHLOCERASMERGEL

PEDATAKALK (SOMMERAUKOGELMARMOR)

NORISCHER HALLSTÄTTERKALK — HALORELLENKALK (ENDELSBERGER MARMOR, WILDENSTEINER MARMOR) — NORISCHER HALLSTÄTTERDOLOMIT (GASTROPODENMARMOR)

UNTERNORISCHER ? PEDATAKALK — KIESELBÄNDERKALK

LICHTER HALLSTÄTTER (RIFFHALDEN ?) KALK (BRECCIENKALK, GASTROPODENMARMOR ?) — DÜRRNBERGER MARMOR

NORISCHER DRAXLEHNERKALK

DRAXLEHNERKALK (SUBBULLATUSSCHICHTEN) — SANDLINGSCHICHTEN — OPPONITZER SCHLIERENKALK — FASSELSCHICHTEN — HÜPFLINGERFAZIES HÜPFLINGERKALK (REIFLINGER FAZIES IN DER KARNISCHEN HAUPTSTUFE)

KARNISCHER HALLSTÄTTERKALK SPIRIFERINADOLOMIT (DOSE RASCHBERG-LEISSLING-GEBIRGE) — PLATTENSTEIN (RASCHBERGMARMOR)

CIDARISKALK — AONOIDESSCHICHTEN — HALOBIENSCHIEFER

AFLENZERFAZIES MÜRZTALER FAZIES

AFLENZERKALK

MÜRZTALERMERGEL — MÜRZTALERKALK — MÜRZTALERSCHICHTEN — AVICULENSCHIEFER

OBERES SCHIEFERBAND — ZWISCHENKALK MITTL. SCHIEFERBAND — ZWISCHENKALK — UNT. SCHIEFERBAND

MANDLINGDOLOMIT

OBERER WETTERSTEINKALK, GAMSSTEINKALK

WETTERSTEINRIFFKALK — WETTERSTEINKALK (LADINISCHER RAMSAUKALK) — WETTERSTEINDOLOMIT (P.P. MUSCHELKALKDOLOMIT)

DER KOMPLEX: PARTNACHKALK-WETTERSTEINKALK (WETTERSTEINSCHICHTEN)

PARTNACHKALK, UNTERER WETTERSTEINKALK — UNTERER WETTERSTEINKALK — PARTNACHSCHIEFER

STEINALM-WETTERSTEINKALK — WETTERSTEINKALK (S.L.) — OBERE GRÜNE SCHICHT

RAMSAUDOLOMIT S.STR. — WETTERSTEINDOLOMIT

RAMSAUDOLOMIT S.L. — STEINALM-RAMSAUDOLOMIT — STEINALM-WETTERSTEIN-DOLOMIT — UNTERER RAMSAUDOLOMIT — BRECCIENDOLOMIT — UNTERER DOLOMIT (P.P. MUSCHELKALKDOLOMIT)

LADINISCHER ? HALLSTÄTTERKALK (HELENA MARMOR)

„ZILLERKALK“

SCHREYERALMSCHICHTEN, SCHREYERALMKALK (TRINODOSUSSCHICHTEN) — LARCHECKKALK

SCHREYERALMRIFFKALK

STEINALMKALK (ANISISCHER RAMSAUKALK) — STEINALMDOLOMIT

ANISISCHER HALLSTÄTTERDOLOMIT

REICHENHALLERDOLOMIT

ERZFÜHRENDER MUSCHELKALK — GRÜNER MOCK — GRAUER MOCK

ERZDOLOMIT

MUSCHELSANDSTEIN ? GERVILLEIA-REICHE OBERE WERFENERSCHICHTEN — OBERE GRENZSCHICHTEN — LINGULA-„QUARZIT“ — OOLITHKALKE — NATICELLA COSTATA-BANK — COELOSTILINABANK

OBERE WERFENERSCHICHTEN

WERFENERSCHICHTEN — WERFENERSCHIEFER

UNTERE WERFENERSCHICHTEN — BASISCHE ERUPTIVA

HASELGEBIRGE — ROTES HASELGEBIRGE, ROTER SALZTON — BUNTSANDSTEIN-HASELGEBIRGE — GRAUGRÜNES HASELGEBIRGE — GLANZSCHIEFER, AUSGELAUGTES LEBERGEBIRGE — ROTSALZTONGEBIRGE

GRÜNES HASELGEBIRGE, GRÜNER SALZTON — MELAPHYR-TUFFITE — BUNTES SALZTONGEBIRGE — ETINNODOLOMITISCHES KERNGEBIRGE

WERFENERSCHICHTEN

BASISCHE EINDECKUNG — ? PREBICHLSCHICHTEN — PLESCHBERGQUARZIT

ANMERKUNG 1) (BÜRS BEI BLUDENZ), DER MARMOR VON EGG (BREGENZERWALD), DER (SCHWARZE !) MARMOR VON SPITAL AM PYHRN

STAND v. 31./12./1958

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 3. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei. 5900 50

G. ROSENBERG : TABELLE DER SÜDALPINEN TRIAS DER OSTALPEN

Tafel XVIII

ÄRA : MESOZOIKUM ; FORMATION, PERIODE : TRIAS

SÜDLICHE OSTALPEN

SERIE	HAUPTSTUFE	STUFE	UNTERSTUFE
OBERTRIAS	RHAT	OBERRHÄT	
		MITTELRHÄT	
		UNTERRHÄT	
	NOR (NORIUM)	OBERNOR SEVAT	
		ALAUN	
		UNTERNOR	
		LAC	
	KARINTH (KARNIUM KARN)	OBERKARINTH TUVAL	
		UNTERKARINTH JUL	OBERJUL
			UNTERJUL
MITTELTRIAS	LADIN	CORDEVOL (LADINICO SUPERIORE S.STR. ADINICO SUPERIORE S.L.)	OBERCORDEVOL c^M
			UNTERCORDEVOL λ
		LANGOBARD (LADINICO MEDIO)	X
		FASSAN (LADINICO INFERIORE)	OBERFASSAN Ω
			UNTERFASSAN ?
ANISO-LADINISCHER ALPINER MUSCHELKALK S.L.	ANIS (VIRGLOR-TIENT) DINARIEN	OBERER ALPINER MUSCHELKALK (OBERANIS / ILLYR)	OBERILLYR ε
			UNTERILLYR ε
		MITTLERER ALPINER MUSCHELK. (MITTELANIS / PELSON)	δ
		ALPINER MUSCHELKALK S.STR. — UNTERER ALPINER MUSCHELKALK (ANISICO INFERIORE / UNTERANIS / HYDASP)	OBERHYDASP γ^x
			UNTERHYDASP β / α
UNTERTRIAS	SKYTH (WERFENIEN WERFENIANO)	WERFEN SUPERIORE	
		WERFEN INFERIORE	

SCHICHTENNAMEN ALLGEMEINER ART

- OBERER HAUPTDOLOMIT
- GASTROPODENHORIZONT
- UNTERER HAUPTDOLOMIT
- RAIBLERSCHICHTEN S.L. / STRATI DI RAIBL / RAIBLIANO
- ROTE RAIBLERSCHICHTEN (DER DOLOMITEN)
- GONODON MELLINGISCHICHTEN
- SCHLERNPLATEAUSCHICHTEN
- ROTE SCHLERNPLATEAUSCHICHTEN
- HEILIGENKREUZSCHICHTEN
- ANOPLOPHORASCHICHTEN
- CASSIANERSCHICHTEN / STRATI DI SAN CASSIANO
- OBERE CASSIANERSCHICHTEN
- UNTERE CASSIANERSCHICHTEN
- SEISERALPSCHICHTEN / PACHYCARDIENTUFFE
- FALZAREGOSCHICHTEN
- SEELANDSCHICHTEN
- HEIMWALDSCHICHTEN
- STUORESSCHICHTEN
- TUFFSANDSTEIN
- TUFFKONGLOMERAT
- TUFFSCHIEFER
- TUFFIT
- DAONELLA-LOMMELISCHICHTEN
- WENGENERSCHICHTEN, STRATI DI LA VALLE
- WENGENER TUFFITKALK
- WENGENER TUFFITSCHICHTEN
- WENGENER ERUPTIVA
- WENGENERLAVEN
- ERUPTIVSCHICHTEN
- ERUPTIVDECKEN
- NODOSUSSCHICHTEN
- OBERE BUCHENSTEINERSCHICHTEN
- BÄNDER- U. PLATTENKALKE
- BUCHENSTEINERSCHICHTEN, STRATI DI LIVINALLONGO
- REITZISCHICHTEN / STRATI A REITZI
- MITTLERE BUCHENSTEINERSCHICHTEN
- KNOLLENKALKSCHICHTEN
- KNOLLENKALKSTUFE
- PIETRA VERDE
- TUFFSANDSTEIN
- DER BUCHENSTEINERSCHICHTEN
- ANNULLATISSIMASCHICHTEN
- BITUMINÖSE GRENZZONE
- UNTERE BUCHENSTEINERSCHICHTEN
- BÄNDERKALKE
- GRENZZONENKALK
- BÄNDERKALKSTUFE
- OBERE PERESSCHICHTEN
- TRINODOSUSSCHICHTEN
- FAHRTENSCHIEFER
- MERGEL VON AURONZO
- DONTKALK
- KOTE SANDSTEINE
- PRAGSERSCHICHTEN
- PRAGSER KALK
- PRAGSER SANDSTEIN
- WELLENKALK
- BINODOSUSSCHICHTEN
- RECOAROSCHICHTEN (BRACHIOPODEN-SCHICHTEN)
- TRIGONELLENSCHICHTEN
- PLATTENKALK VON STAHLEIT
- DONTSCHICHTEN (ÄLTERER FASSUNG)
- UNTERE PERESSCHICHTEN
- RICHTHOFEN'SCHES KONGLOMERAT
- MUSCHELKALKKONGLOMERAT MUSCHELKALKBRECCIE
- FELSITMARMORMARMOR VON TSCHEGGLES
- GRACILISSCHICHTEN
- LIEGENDES DES PRAGSER KOMPLEXES = UNTERER SARLDOLOMIT
- ZELLENDOLOMIT, RAUHWACKE
- SERIE DI TRANSIZIONE (OBERSTE WERFENERSCHICHTEN)
- MYOPHORIENOOLITH (MYOPHORIENBÄNKE)
- ROTE SANDSTEINE
- CAMPILERSCHICHTEN
- STRATI DI LONGARIU
- LOXONEMA (HOLOPELLA) GRACILIOROLITH
- KOKEN'SCHES KONGLOMERAT
- NATICELLA-COSTATASCHICHTEN
- „POSIDONIA"- CLARAI-SCHICHTEN
- UNTERSTE WERFENERSCHICHTEN
- SEISERSCHICHTEN / STRATI DI SIUSI
- SEISERKALK, MYOPHORIENKALK

FAZIESEINTEILUNG IN DER MITTELTRIAS: SCHIEFERIGE, KALKIGE (P.P. DOLOMITISCHE) UND ERUPTIVE FAZIES (P.P. BECKENFAZIES)

FAZIESBEZIRKE IM RHÄT: VENEZIANISCHE FAZIES

(AUSSER DEN DOLOMITEN, ALPEN UND DEN KARNISCHEN ALPEN)

- ? RHÄTISCHE GRENZBILDUNGEN / KLASTISCHER HORIZONT
- DACHSTEIN-VERENAKALK / RHÄTISCHER DACHSTEINKALK
- BRACHIOPODENKALK
- GAILTALER ENTWICKLUNG / CALCARE CON DIMYOPIS INTUSSTRIATA
- KARPATHISCHE FAZIES
- SCHWÄBISCHE FAZIES
- PLATTENKALK BONEBED
- DACHSTEINKALK / CALCARE DEL DACHSTEIN
- HAUPTDOLOMIT / DOLOMIA PRINCIPALE / DACHSTEINDOLOMIT
- DACHSTEINRIFFKALK
- PORPHYRITE
- ÖLSCHIEFER VON BLEIBERG
- HAUPTDOLOMIT
- HAUPTDOLOMIT / DACHSTEINDOLOMIT
- STINKDOLOMIT (SCHWARZE FLAMMEN)
- BOGHEAD (WIRD AUCH AUS DER KARNISCHEN HAUPTSTUFE ANGEGEBEN)
- LÖBSEREN / STREIFENDOLOMIT
- HAUPTDOLOMITBASIS-BRECCIE
- PLÄTZWIESSSCHICHTEN
- SUBBULATUSSCHICHTEN VON SAN STEFANO
- MEGALODUS TRIQUETER-MERGELKALK
- STRATI DI VIDALI
- TORERSCHICHTEN, STRATI DI TOR
- FAZIES GESSIFERA / GIPSFAZIES DES VALDI RESIA
- 3. CARDITASCHIEFER
- GROBOOLITHBANK
- CARDITAPLATTENKALK
- 2. CARDITASCHIEFER, SCHIEFERTEN
- RAIBLERSCHICHTEN CORBICULAKALK VON RAIBL
- RAIBLER-SCHICHTEN 3. STR.
- ZWISCHENDOLOMIT-MEGALODUS CARINTHIACUS DOLOMIT
- UNTERER CARDITADOLOMIT
- 1. CARDITASCHIEFER, MUSCHELMARMOR VON BLEIBERG
- MYOPHORIA KEFERSTEINIMERGELKALK
- LAGERSCHIEFER, HAUPTSCHIEFER
- BLEIBERGER SCHICHTEN
- DARIN DER MARZIPANDOLOMIT (UNTERER STREIFENDOLOMIT)
- TAUBE SCHIEFER, SCISTI STERILI
- [FISCHSCHIEFER VON RAIBL, SCISTI ITTIOLITICI DI RAIBL
- RIESOOLITHBANK
- 3 KARNISCHER DOLOMIT
- HAUPTDOLOMIT

FAZIESBEZIRKE IM RHÄT: LOMBARDISCHE FAZIES (LUGANER SCHWELLENFAZIES)

(BRENTAGRUPPE)

- CONCHODUSDOLOMIT / DOLOMIA A CONCHODUS
- GRENZDOLOMIT, RHÄTISCHE GRENZKALKE, P.P. CORNA
- KALKE UND DOLOMITE
- BACTRYLLIENSCHIEFER (HÖHERE LAGE) / LITHODENDRONKALK / CEPHALOPODENSCHIEFER
- AZZAROLASCHICHTEN (HIERHER? DER MARMOR VON RIVA DI SOLTO (ISEOSEE))
- KARPATHISCHE FAZIES
- SCHWÄBISCHE FAZIES
- PLATTENKALK / BACTRYLLIENSCHIEFER (TIEFERE LAGE)
- CONTORTAMERGEL
- GRENZBRECCIE
- HIERHER? DIE BRECCIEN VON LIGOMENO (LUGANO)
- HAUPTDOLOMIT / FISCHSCHIEFER VON LUMEZZANE
- PLÄTZWIESSSCHICHTEN (DES HOHEBURGPASSES)
- PLÄTZWIESSSCHICHTEN
- TUFFSANDSTEINENTWICKLUNG:
- SCHICHTEN VON GORNO UND DOSSENA (RAIBLERSCHICHTEN DER LOMBARDEI)
- ROTE SABBIASCHICHTEN (VALBRUNBANKSCHICHTEN)
- KALKIGE ENTWICKLUNG
- MYOPHORIENMERGEL (PFLANZENRESTE VON SAN CASSIAN (SÜDTIROL))
- KALK VON ORNICO
- MYOCONCHENMERGEL (PFLANZENRESTE DES VAL BREMBANA)
- SANDSTEIN
- TUFFSANDSTEIN
- JULISCHER METALLIFERO DOLOMIT
- KONGLOMERATLAGEN
- PLATTENKALK

FAZIESBEZIRKE IM RHÄT: RIFFAZIES UND DOLOMITISCHE FAZIES (P.P. SCHWELLENFAZIES)

- RHÄTISCHE ÄQUIVALENTE IN VENEZIANISCHER FAZIES UND IN DER FAZIES DER BRENTAGRUPPE
- HAUPTDOLOMIT - DACHSTEINDOLOMIT
- GESCHICHTETE DOLOMITE I. A.
- DÜRRENSTEINDOLOMIT / MEGALODUSDOLOMIT
- SARL- SCHLERNDOLOMIT / DOLOMIA INFRARAIBLIANA / DOLOMIA MEDIA
- OBERSTER SARLDOLOMIT / DOLOMIT VON LUGANO / OBERER SARLDOLOMIT (TIEFSTER SARLDOLOMIT) / „MENDOLADOLOMIT" / DOLOMIA DELLA MENDOLA
- SARLDOLOMIT DOLOMIA DEL SERLA
- UNTERER SARLDOLOMIT (HYDASPISCHER SARLDOLOMIT)
- GASTROPODENFÜHRENDE HANGENDPLATTEN
- PERAVUDADOLOMIT / OBERER SCHLERNDOLOMIT / CASSIANER DOLOMIT* / CORDEVOLISCHER SCHLERNDOLOMIT
- MITTLERER SCHLERNDOLOMIT
- SCHLERNDOLOMIT „WENGENER DOLOMIT"
- DOLOMIA DELLO SCILIAR (GESCHICHTETE DOLOMITE) LANGOBARDISCHER SCHLERNDOLOMIT
- CISLONDOLOMIT
- UNTERER SCHLERNDOLOMIT / FASSANISCHER SCHLERNDOLOMIT / NONSBERGDOLOMIT „BUCHENSTEINER-DOLOMIT"
- ESINOKALK / ESINODOLOMIT / ESINOSCHICHTEN / CALIMERO (-KALK)
- VARENNA-PERLEDOKALK / KALKE VON VARENNA, FISCHSCHIEFER VON PERLEDO (HERZ DI GOMO)
- GEBANKTE DOLOMITE
- GEBANKTE KALKE
- CAMPILERSCHICHTEN
- SEISERSCHICHTEN

LITHOLOGISCHE SIGNATUREN

- Kalk
- Dolomit
- Mergel
- Tonschiefer
- Sandstein
- Konglomerat
- Breccie
- Oolith
- Tuff
- Porphyrit
- Gips
- Steinsalz

ANMERKUNG: SCHICHTENNAMEN UND NIVEAUS VERSTREUTER VORKOMMEN:

PSEUDOGAILTALERSCHICHTEN : LADIN
GURKFELDERSCHICHTEN : FASSAN-LANGOBARD
GROSSDORNERSCHICHTEN : KARINTH

SKONZASCHICHTEN : LANGOBARD
AMPHICLINENSCHICHTEN : ? LADIN - ? KARINTH
GRIFFENERSCHICHTEN : SKYTH

STAND v. 31./12./1958

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 3. Heft, 1959. — Österreichische Staatsdruckerei, 5000/59