

Der Nordrand des Tauernfensters  
zwischen dem  
Stubach- und Dietlsbachtal

von Dr.H. Holzer Wien

Inhaltsverzeichnis:

1. Einleitung
2. Das Baumaterial (Petrographie und Stratigraphie)
  - a. Granatspitzkern
  - b. Schneiderraumulde
  - c. Scharkogellappen
  - d. Alpine Schieferhülle
  - e. Variszische Schieferhülle
  - f. Unterostalpine Schuppenzone
  - g. Wildschönauer Serie

Bemerkungen zur Metamorphose
3. Tektonik
  - a. Autochtthones Penninikum
  - b. Penninisches Deckengebiet
  - c. Lungaurider Ring
  - d. Oberostalpin
4. Zusammenfassung
- Anhang: Literaturverzeichnis, Karte und Profile

## E i n l e i t u n g.

Die vorliegende Arbeit enthält in gedrängter Form die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahmen im Bereiche des Tauernnordrandes, die die Grundlage meiner an der philosophischen Fakultät der Universität Wien eingereichten Dissertation bilden. Die technischen Schwierigkeiten bei der Wiedergabe der Karten und Profile machten es notwendig, die im Maßstab 1 : 25.000 vorhandene Karte auf den Maßstab 1 : 50.000 zu verkleinern. Aus ähnlichen Gründen mußte auch auf ein vollständiges Literaturverzeichnis verzichtet werden. Das Aufnahmegebiet erstreckt sich zwischen dem Stubachtal im W und dem Dietlsbachtal süd Hummersdorf im E; die südliche Grenze erschien durch den nördlichen Rand der geologischen Karte des Großglocknergebietes von C o r n e l i u s und C l a r (die mir in petrographischer Hinsicht ein nachstrebenswertes, jedoch kaum erreichbares Vorbild war) gegeben. Jener Teil des oberen Stubachtales, der durch die Glocknerkarte nicht mehr erfaßt wird, wurde hinzukartiert. Die Grauwackenzone der Kitzbüheler Schieferalpen N der Salzach wurde in einem etwa 2 km breiten Streifen kartenmäßig erfaßt. Die Feldaufnahmen im Maßstab 1 : 25.000 erfolgten in den Sommermonaten der Jahre 1947 und 1948 und umfassen eine Fläche von rund 90 Quadratkilometern. Als topographische Unterlagen dienten die - zum Teil recht ungenauen - Blätter 5049/3 und 4 der alten österr. Landesaufnahme 1 : 25.000 sowie Teile der Blätter 152/3 und 153/1 u. 2 der österr. Karte 1 : 25.000. An geologischen Karten existieren im Aufnahmegebiet nur Blatt Kitzbühel-Zell/See 1 : 75.000 und kleinere unveröffentlichte Aufnahmen im Maßstab 1 : 25.000 von H.P. C o r n e l i u s und Th. O h n e s o r g e. Die Einsichtnahme in letztere wurde mir von Herrn Hofrat Direktor Dr.G. G ö t z i n g e r in liebenswürdiger Weise gestattet. Herr Prof.Dr.L. K o b e r förderte meine Arbeiten jederzeit in selbstloser Weise. Es ist mir eine Ehre, meinem Lehrer an dieser Stelle danken zu dürfen.

Um die Problemstellung klar herauszuarbeiten, ist es notwendig, in kurzen Zügen die für den Bereich dieser Arbeit vorliegenden Deutungen der einzelnen Forscher zu behandeln. Die Hohen Tauern sind seit P. T e r m i e r s Synthese des Deckenbaues der Ostalpen immer wieder zum Ausgangspunkt grundlegender Untersuchungen tektonischer und petrographischer Natur geworden. Die Fensteratur der Tauern fungiert im Gebäude der Deckenlehre als tragender Pfeiler. Die Angriffe der Gegner der Deckenlehre gegen das Tauernfenster gründen sich nun in erster Linie auf die Schwierigkeit, die penninischen Serien des Fensters im Norden klar und eindeutig von den aufliegenden oberostalpinen Grauwackengesteinen zu trennen. Die Frage nach dem Nordrand des Tauernfensters ist somit für die regionaltektonische Deutung der Zentralalpen von entscheidender Bedeutung. Nach K o b e r folgt im Norden des Fensters über den Gesteinen der oberen Schieferhülle die "ostalpin-pennine Mischungszone". Der im Osten, Süden und Westen geschlossene "lungauride Ring" ist vom Stubachtal bis in das Fuschertal in Schollen- und Schuppenform zu verfolgen. (1938). W. S c h m i d t spricht von einem "Tauernsofa mit Rücken und Armlöhne", das heißt, der Nordrand des Fensters sei von untergeordneter Bedeutung, da die Pinzgauphyllite (im Norden der geschlossenen oberen Schieferhülle) von der Grauwacke kaum zu trennen seien. Die Pinzgauphyllite seien der Schieferhülle nahe verwandt. Th. O h n e s o r g e hält die Phyllite süd der Salzach (S c h m i d t s Pinzgauphyllite) für eine höher metamorphe Grauwackenserie, der Grauwackenkomplex um Paß Thurn (N von Mittersill)

entspräche völlig der unteren Schieferhülle. Von weitreichender Bedeutung waren L. K ö l b l s Untersuchungen im Bereiche der Venedigerzungen. Er gibt der Überzeugung Ausdruck, daß ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das Pennin hinein-streiche. Eine tektonische Grenzlinie von der Bedeutung einer Fenster-grenze besteht nach K ö l b l nicht. C o r n e l i u s legt den Nordrand des Penninikums an die Nordgrenze der geschlossenen oberen Schieferhülle. Darüber folgt die "Nordrahmenzone", ihrer tektonischen Stellung nach unterostalpin. Obwohl C o r n e l i u s an der Fensternatur der Tauern festhält, geht aus seinen Arbeiten nicht klar hervor, wo der Nordrand des Fensters zu suchen sei, wenn die obere Schieferhülle nicht mehr vorhanden ist (wie dies westlich des Stubachtales der Fall ist).

Das Hauptproblem für meine Untersuchungen lag - wie aus dem Vorhergegangenen ersichtlich - vor allem darin, die tektonische und stratigraphische Stellung der zwischen den Wildschönauer Grauwackengesteinen und der oberen Schieferhülle auftretenden Serien zu klären und damit zu einer Entscheidung zu kommen, ob die Ansicht von einem Hereinstreichen der Grauwacke in das Pennin berechtigt, oder das Fenster im Sinne der Deckenlehre geschlossen ist.

## 2. Das Baumaterial (Petrographie und Stratigraphie)

Der Übersichtlichkeit halber sei dem petrographisch-stratigraphischen Teil eine kurze tektonische Gliederung vorausgeschickt, die sich aus den Aufnahmen im Maßstab 1 : 25.000 ergaben. Es gelang, im Aufnahmegebiet 7 petrographisch und tektonisch wohl trennbare Serien auszuscheiden, die es erlauben, den Nordrand des Tauernfensters mit aller Klarheit festzulegen.

a. Die tiefste penninische Einheit des Arbeitsfeldes bilden die Zweiglimmergranitgneise des G r a n a t s p i t z k e r n e s in Form einer Flach gegen N und E abfallenden Kuppel.

b. Darüber liegt in der Hauptsache konkordant eine Serie von injizierten Amphiboliten, Serpentin, Mischgneisen und Glimmerschiefern, die von mir als S c h n e i d e r a u m u l d e bezeichnet wird. Die Gesteine der Schneiderräumulde stehen in primärem Verband mit dem Zentralgneis des Granatspitzkernes. Sie bilden dessen zentrale Hülle, im Sinne K o b e r s das "alte Dach". Beide Einheiten sind relativ autochthon.

c. Als erste penninische Deckeneinheit folgt gegen N der S c h a r k o g e l l a p p e n . Er besteht aus Zweiglimmerparagneisen, Aplitgneisen und Glimmerschiefern. Ein Charakteristikum dieser Zone ist die überaus starke aplitische Durchtränkung.

d. Der Scharkogellappen trägt die großen Massen der Kalkglimmerschiefer und Prasinite, deren Entstehung in der alpidischen Geosynklinale als gesichert gelten kann und die ich deshalb - einer Anregung Prof. Dr. K o b e r s folgend - als a l p i n e S c h i e f e r h ü l l e zusammenfasse. Tektonisch zeigt die alpine Schieferhülle Gleitschuppenbau. Sie taucht westlich des Stubachtales (wie schon von C o r n e l i u s erkannt wurde) mit axialem Gefälle gegen Westen unter.

e. Im Hangenden der alpinen Schieferhülle folgt eine Serie von verschiedenen Grungesteinen, phyllitischen Glimmerschiefern und

Phylliten mit Einschaltungen von Graphitquarziten. Der Serienbestand, die Ausbildungsform der Gesteine und Analogieschlüsse lassen ein paläozoisches Alter höchstwahrscheinlich erscheinen. Ich bezeichne deshalb diese Serie als *v a r i s z i s c h e S c h i e f e r - h ü l l e*. Sie bildet die höchste penninische Deckeneinheit des Aufnahmegebietes.

f. Der lungauride Ring *K o b e r s* wird im begangenen Bereich durch eine etwa 1.200 m mächtige Schuppenzone von vorwiegend schwach metamorphen kohligen Phylliten mit Einschaltungen von Quarziten, *Dolomiten*, Kalken und Dolomitbreccien vertreten. Das Alter dieser Gesteine ist - soweit man ohne Fossilfunde sichere Altersangaben machen kann - mesozoisch. Die auffallende Mächtigkeit der dunklen Phyllite ist durch enorme Verschuppung und Zusammenstau zu erklären, weshalb die Serienbezeichnung *u n t e r o s t a l p i n e S c h u p p e n z o n e* gewählt wurde.

g. Im Norden der Salzach folgt die durch ihre eintönige Ausbildungs- und Lagerungsform gekennzeichnete *W i l d s c h ö n a u e r S e r i e* der oberostalpinen Grauwackenzone.

Hervorzuheben ist, daß eine Trennung zwischen den Gesteinen der Wildschönauer Serie und der unterostalpinen Schuppenzone durchzuführen war. Ein Hereinstreichen der Grauwacke in das Tauernfenster war im Aufnahmebereich nicht festzustellen. Der Nordrand des Pennins, des Tauernfensters, liegt an der Basis der unterostalpinen Schuppenzone.

#### a. Granatspitzkern.

Da die Lösung des Hauptproblems dieser Arbeit vor allem in den Phyllitgebieten beiderseits der Salzach zu suchen war, wurde das Zentralgneisgebiet des Granatspitzkernes nur auf Übersichtsbegehungen studiert. Es wurden ausschließlich helle Zweiglimmergranitgneise von feinem Korn angetroffen. Die Schieferung ist grob, jedoch deutlich ausgeprägt. Das Quarz-Feldspatgemenge der Grundmasse läßt sich mit freiem Auge nicht auflösen. Dagegen erreichen einzelne Kalifeldspatpaltflächen häufig eine Größe um 10 mm. Der lichte Glimmer überwiegt mengenmäßig etwas den Biotit und bildet gewellte Häutchen von lebhaftem Glanz. Selten finden sich in der Grundmasse lichterote Granaten von höchstens 1 mm Korngröße. Rein granitische Typen fehlen in den von mir begangenen Teilen vollkommen. Irgendwelche Beweise für ein bestimmtes Alter der Gneisbildung konnten nicht erbracht werden. Die Grenze gegen die konkordant aufliegenden Amphibolite der Schneiderraumulde zeigt keine Kontaktbildungen im Sinne einer Diapirplutonnatur; jedoch ist aplitische Durchtränkung der hangenden Amphibolite ab und zu zu beobachten. Betreffs einer detaillierten Schlibfbeschreibung sowie betreffs des Kontaktes zwischen Zentralgneis und Amphibolit bzw. Serpentin im Profil der Bocksperrklamm östlich über Enzingerboden verweise ich auf *C o r n e l i u s* (1939).

#### b. Schneiderraumulde.

Wie bereits erwähnt, werden die über den Zentralgneisen des Granatspitzkernes liegende Serie von Amphiboliten, Serpentin, Mischgneisen und Glimmerschiefern als Schneiderraumulde bezeichnet. Sie steht in normalem Kontakt mit dem Zentralgneis und bildet dessen

basale Hüllschieferereinheit. Da sämtliche Gesteine dieser Mulden-  
serie eine sorgfältige mikroskopische Bearbeitung durch C o r -  
n e l i u s (1939) erfahren haben, wurde auf die Neuanfertigung  
von Schliffen verzichtet. Ebenso werden die aus dieser Zone bereits  
seit langem bekannten Mineralfunde (Apatit, Olivin, Titanit etc.)  
nicht behandelt.

#### Amphibolite.

Das Hangende des Zentralgneises wird im Bereich der Karte  
überall von einem Amphibolitzug gebildet. Die Grenze gegen den Gneis  
ist stets scharf. Migmatitbildungen, wie sie aus anderen Gebieten  
der Tauern bekannt geworden sind, fehlen. Die Amphibolite sind  
dunkelgrüne, zähe Gesteine mit deutlicher Schieferung. Die Korn-  
größe liegt bei 1 mm. Mit freiem Auge erkennt man dunkelgrüne  
Hornblenden, die mengenmäßig die lichten Feldspatpartien überwiegen.  
Selten tritt braunschwarzer Biotit in kleinen Schüppchen auf.  
Aplitische Durchtränkung ist an einigen Stellen zu beobachten. Über  
die Altersstellung läßt sich nur aussagen, daß der Zentralgneis  
sicher jünger ist.

#### Serpentin.

Die in den basalen Amphiboliten der Schneiderräumulde als große  
Linse eingeschalteten Serpentine gehören zu den petrographisch am  
besten bearbeiteten Gesteinen des Aufnahmegebietes. Den umfassenden  
Arbeiten B e c k e s und W e i n s c h e n k s läßt sich kaum  
Neues hinzufügen. Das Verbreitungsgebiet der Serpentine liegt im  
Bereich Wiegenböden-Brettelkopf. Die Lagerungsform ist tektonisch  
bedingt. Es sind in der Hauptmasse massige dunkle blaugrüne Gesteine  
von feinem Korn. Es läßt sich jedoch in den wenigsten Fällen sagen,  
ob diese Gesteine noch als Peridotite bzw. Pyroxenite oder bereits  
als Serpentine anzusprechen sind. Manche Typen mit fleckiggrüner  
Schattierung scheinen mit W e i n s c h e n k s "Stubachiten"  
ident zu sein. Gute Aufschlüsse finden sich an der Straße Schneiderrau-  
Enzingerboden, wo die Serpentine als Schottergut für den Bau des  
Stubachkraftwerkes gebrochen werden. - Infolge der engen Verknüpfung  
mit den basalen Amphiboliten der Muldenzone trete ich für ein hohes,  
auf alle Fälle voralpidisches Alter der beschriebenen Gesteine ein.

#### Granatglimmerschiefer, Glimmerschiefer.

Unter dieser Bezeichnung wurden auf der Karte eine Reihe von  
im Einzelnen recht verschieden ausgebildeten Glimmerschiefern zu-  
sammengefaßt. Ein hervorstechender Typus sind Granatglimmerschiefer  
mit lebhaft gewellten s-Flächen. Dichte Muskowit- und Chloritflat-  
schen geben dem Gestein ihr Gepräge. Der Querbruch zeigt feinkörnige  
Quarzlagen. Granatporphyroblasten, bis zu 20 mm groß, sind in recht  
guter Rhombendodekaederform ausgebildet. Ebenflächige Glimmerschiefer  
weisen am Hauptbruch dichte Lagen von lichtem Glimmer und in ge-  
ringeren Mengen Chloritschuppen auf, am Querbruch reichlich ankeri-  
tisches Karbonat, einzelne Feldspatpaltflächen und lokal größere  
Quarzknauern. Eine weitere Ausbildungsform tritt durch die reich-  
liche Albitführung hervor. Die bis zu 3 mm großen Albite geben dem  
Gestein eine deutliche weiße Tüpfelung. Daneben findet sich wieder  
Quarz, reichlich Muskowit und Chlorit.

### Biotitreiche Mischgneise.

Es sind gut geschieferte Gesteine. Am Querbruch reichlich Feldspatpaltflächen (Albit), auf der s-Fläche vor allem Biotit-schuppen, daneben Chlorit und Hellglimmer. Obwohl "typische" Handstücke leicht von den oben erwähnten Glimmerschiefern auseinandergehalten werden können, gibt es im Felde alle Übergänge. Die Eintragungen auf der Karte sind in diesem Falle schematisch.

### Grünschiefer.

In den obersten Zonen der Schneideraumulde treten eine Reihe von Grünschiefern auf, die gewisse Ähnlichkeiten zu den Prasiniten der alpinen Schieferhülle aufweisen. Mit freiem Auge sind nur Chlorit, etwas schuppiger Serizit, einzelnen Albitrundlinge und selten braunschwarzer Biotit zu erkennen. Die Schieferung ist wieder deutlich.

### c. Scharkogellappen.

Unter diesem Namen wird das über der Schneideraumulde und unter der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe liegende, zur Gänze aplitisch durchtränkte Kristallin zusammengefaßt. Der Name wurde in Anlehnung an den Sprachgebrauch von C o r n e l i u s , der den für die östliche Fortsetzung dieser Zone typischen Zweiglimmergneis als "Scharkogelgneis" bezeichnete, gewählt. Charakteristisch für den Scharkogellappen ist die starke aplitische Durchtränkung, die ohne weiteres eine Abgrenzung gegen die Gesteine der Schneideraumulde gestattet.

### Zweiglimmergneis.

U.d.M.: Albit mit unter 10% liegendem An-Gehalt mit Einfachverzwillingung nach dem Albitgesetz (S a n d e r s Ab 1), xenomorph mit Siebstruktur. Als Einschlüsse im Albit: Quarz, Biotit, Muskowit, Titanit und etwas Calcit. Ferner: Biotit mit starkem Pleochroismus von blaßgelb bis dunkelbraun, z.T. mit Chlorit parallelverwachsen. Muskowit zeigt keinen Pleochroismus, Beide Glimmer sind idiomorph und verbogen. Quarz undulös, Calcit mit Druckverzwillingung als Lückenbüßer nicht allzu häufig. Übergangenteile: Leicht getrübler Klinozoisit, spärlich schwarzes Erz. Normale Korngröße unter 1 mm. Das Schlibbild wird nicht durch Zerpressung, sondern durch Kristallblastese bestimmt. Nach der Kristallisation hat keine wesentliche Durchbewegung mehr stattgefunden. Auf Grund des vollkommenen Fehlens von K(Na)-Feldspaten ist die Paranaatur des Gesteins kaum zu bestreiten.

### Aplitisch durchtränkte Mischgneise und Glimmerschiefer.

Diese Gesteinsgruppe wurde auf der Karte nicht eigens ausgeschieden, da sie nur in gering mächtigen Zügen mit den weiter unten zu erwähnenden Aplitgneisen wechsellagert.

Mischgneise: Makroskopisch reichlich Serizit, Biotit und Quarz-Feldspatgemenge von feinem Korn. Schieferung deutlich. Die konkordante aplitische Durchtränkung schwankt von cm zu dm Mächtigkeit. Die Aplitite erscheinen randlich durch dichte Lagen von hellgrünem Glimmer geschiefert. Der ganze Komplex ist meist auf engstem

Raume lebhaft verfaltet. Die Glimmerschiefer haben je nach der Menge des auftretenden Biotits dunklen bis grünlichen Farbton; m.f.A. lassen sich ferner Quarz und einzelne Feldspatpaltflächen (Albit) erkennen. Die Glimmerschiefer gehen ohne weiteres in die gneisigen Typen über. Die aplitische Durchtränkung ist oft so stark, daß die Glimmerschiefer nur mehr als dünne Zwischenlagen zwischen den Apliten vorhanden sind.

#### Aplitgneise.

Es sind dies helle, in frischem Zustand schneeweiße Gesteine, die m.f.A. nur ein Quarz-Feldspatgemenge sowie reichlich Hellglimmer erkennen lassen. U.d.M.: 1 - 2 mm große scharf gegitterte, leicht getrübe Mikrokline; manche Individuen deutlich zerbrochen. Als Einschlüsse Albit und Quarz; Daneben reichlich Muskowit, ohne eine bestimmte Richtung anzuzeigen. Quarz löscht undulös aus und ist mit nicht lamellierten Albiten verzahnt. Das Quarz-Albitpflaster erreicht bis 0,5 mm Durchmesser. Die Albite besitzen nur spärliche Füllung. Als Übergangsteil Leukoxen in zerschlissenen Aggregaten, Calcit füllt als Lückenbüßer die Zwickel. Das Gestein ist postkristallin schwach deformiert; das feinkörnige granitische Gefüge jedoch wurde durch die Durchbewegung kaum mehr gestört.

#### d. Alpine Schieferhülle.

Als alpine Schieferhülle werden die in der Hauptsache nachtriasischen Gesteine der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe zusammengefaßt. Der Serienbestand entspricht vollkommen dem der "oberen Schieferhülle" im Sinne F. B e c k e s. Der sonst überall verwendete Ausdruck "obere Schieferhülle" wurde - um Mißverständnisse tektonischer Art zu vermeiden - für die vorliegende Arbeit nicht gebraucht, da über dieser "oberen" Schieferhülle im Arbeitsbereich noch eine weitere penninische Hüllschieferereinheit vorhanden ist. Die schon morphologisch durch ihre bekannten braun anwitternden "Bratschenwände" und zerrissenen Gipfformen hervortretenden Gesteine der alpinen Schieferhülle lassen sich immer gut von den liegenden und hangenden Serien abtrennen.

#### Kalkglimmerschiefer, Glimmermarmore.

Es sind dies die bekannten, aus Calcit und lichtem Glimmer bestehenden Gesteine; kennzeichnend sind die in frischem Zustand blaugrauen, verwittert braunen Farbtöne. Die Schieferung ist immer gut ausgeprägt, jedoch nie feinblättrig, sodaß der in den östlichen Tauern verwendete Name Kalkphyllit nicht am Platze ist. Die Korngröße liegt um 1 mm. M.f.A. sind stellenweise einzelne Quarzkörner zu erkennen. Rein phyllitische Typen fehlen; deshalb ist die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer vorzuziehen. Ein Zurücktreten der Schieferung führt lokal zur Ausbildung von Glimmermarmoren (Renzelscharte, oberes Mühlbachtal).

#### Prasinite.

Weit verbreitet sind die mit den Kalkglimmerschiefern in bunter Wechsellagerung auftretenden Prasinite. Nach C o r n e l i u s ist unter Prasinit ein Gestein zu verstehen, das als Hauptgemengteile Albit und Epidot enthält, sowie Clorit oder (bzw. und) ein Glied der Hornblende-Gruppe (der Reihe Aktinolith-Barroisit-Glau-

kopfan). Überwiegend finden sich im Bereich der Karte Albitchlorit-prasinite von lichtgrünem Farbton. M.f.A. erkennt man ein dichtes Gewebe von Chlorit bzw. Hornblendeindividuen. Die Albitknoten heben sich als helle rundliche Flecken (bis höchstens 1 mm) von den übrigen Gemengteilen ab; einzelne Limonitputzen fehlen nicht. Epidot ist mit freiem Auge nicht zu erkennen. Dagegen zeigt eine weitere Ausbildungsform den beträchtlichen Epidotgehalt durch gelbgrüne, feinkörnige Zwischenlagen zwischen dem dunkelgrünen Chlorit- und Hornblendegewirr. An Zonen stärkerer Durchbewegung finden sich ab und zu Quarzknuern. Vereinzelt erscheint mit freiem Auge sichtbarer Magnesit, auch Eisenglimmerschüppchen.

An den Randzonen der Prasinite gegen die Kalkglimmerschiefer treten lokal Gesteine auf, die F. A n g e l (1929) vom Luisengrat (Stüdlhütte, Großglockner) als Epidosite beschrieben hat. Im Aufnahmsbereich finden sie sich am Grat der Lerchwand zwischen Stubach und Rattenbachtal. Auffallend sind die hellen grüngelben Farben. M.f.A. sind ein dichtes Gewirr von Epidot sowie Chlorit und Albitrundlinge zu erkennen. Nach A n g e l sind die Epidosite parabiotische Neubildungen der Reaktionszonen zwischen Kalkglimmerschiefern und Prasiniten.

Zur Altersstellung: Die Kalkglimmerschiefer der alpinen Schieferhülle werden, wie das heute wohl kaum mehr ernstlich bezweifelt wird, als Sedimente der alpinen Geosynklinale gedeutet. Sie sind zur Hauptsache nachtriadisch, und zwar Lias. (Ich verweise auf die unleugbaren Analogien zu den Lias-Kalkphylliten der Radstädter-Tauern). Ebenso trete ich für ein nachtriadisches Alter (eventuell oberster Jura) der Prasinite ein, für die ein diabasisches Ausgangsmaterial anzunehmen ist. Primäre Kontakte der Prasinite zu ihrem Nebengestein wurden nicht angetroffen.

#### Kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite.

Als schmale Einschaltungen zwischen den Kalkglimmerschiefer-Prasinitzügen treten bisweilen kalkfreie Gesteine auf, die auf der Karte als kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite ausgeschieden wurden. Die Erscheinungsform wechselt von normalen feinblättrigen dunklen Phylliten bis zu quarzreichen Muskowitchloritschiefern. Bei letzteren kann Chlorit auch überwiegen. Die Phyllite halte ich wegen der engen Verknüpfung mit den Kalkglimmerschiefern für sedimentäre kalkfreie Einlagerungen, stratigraphisch und tektonisch mit den Kalkphylliten gleichzusetzen. Ob sich unter den Glimmerschiefern auch ältere Glieder verstecken, ist schwer zu sagen. Mir erscheint eine Deutung als stärker durchbewegte Quarzite (ehemalige Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel) am wahrscheinlichsten.

#### Serizitreicher Gneis (beiderseits Schaumberg-Grundalm).

Auf einer Exkursion mit Herrn Prof. Dr. L. K o b e r wurde erstmalig das Auftreten eines Gneiszuges in den obersten Zonen der alpinen Schieferhülle des Aufnahmebereiches beobachtet. Das Vorkommen liegt beiderseits Schaumberg-Grundalm in den steilen Hängen des oberen Mühlbachtals. Es handelt sich um eine etwa 30 m mächtige Einschaltung in Kalkglimmerschiefern. Der Kontakt zum Nebengestein ist tektonisch. (Streichen EW, saigere Lagerung). Versuche, das Gneisband in den östlich und westlich liegenden Kämmen und Tälern wiederzufinden, scheiterten. Makroskopisch erinnert das Gestein leb-

haft an die stark geschieferten hellen Gneise der Modereckdecke. U.d.M.: Grobkörner (bis 4 mm) von scharf gegittertem Mikrolin, unregelmäßige Begrenzung, keine perthitische Verwachsung. Grundmasse: Mikroklin mit leichter Trübung und unregelmäßiger Auslöschung (Pressung!). Als Einschlüsse Quarz, Chlorit, saurer einfach verzwilligter Plagioklas mit sehr schwacher Füllung (in der Hauptsache feinst verteilter phengitischer Hellglimmer). Albit, einfach nach dem Albitgesetz verzwilligt, mengenmäßig etwas den Mikrolin überwiegend. Einschlüsse im Albit: Hellglimmer, Quarz, Biotit, Erzkörner. Neben reichlich phengitischem Hellglimmer auch stark pleochroitischer Biotit (von hellbräunlich bis dunkelbraun) in Parallelverwachsung mit Chlorit. Quarz mit undulöser Auslöschung; Korngröße im Mittel unter 1 mm. Etwas akzesorischer Calcit spielt die Rolle des Lückenbüßers; daneben spärlich Magnetit, limonitisch verwitternd. Das Gefüge wird durch Kristalloblastese beherrscht, es zeigt keine Zerschering oder Zerstörung durch Durchbewegung. Eine gewisse Paralleltextur ist vorhanden.

#### e. Varistische Schieferhülle.

Der über der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe liegende Komplex von Phylliten, Grüngesteinen etc. war bis jetzt den verschiedenartigsten Deutungen unterworfen. Während L. K o b e r für eine Auffassung als "ostalpin-pennine Mischungszone" eintrat, gehört die ganze Serie nach H.P. C o r n e l i u s zur (unterostalpinen) "Nordrahmenzone". E. B r a u m ü l l e r bezeichnet die östliche Fortsetzung des fraglichen Gebietes als penninische "Fuscher Schieferhülle". L. K ö l b l parallelisiert die zu beschreibenden Gesteine mit der Grauwackenzone und erklärt damit das Nichtvorhandensein eines Tauernfenster-Nordrandes. Auch die Angaben über die stratigraphische Stellung schwanken zwischen unterstem Paläozoikum und Lias. - Es erscheint mir notwendig, zunächst eine Beschreibung der einzelnen Schichtglieder zu geben.

#### Dunkle Phyllite, z.T.höher metamorph.

Zu den verbreitetsten Gesteinen der variszischen Schieferhülle gehören verschiedene dunkle Phyllite, die bei etwas höherer Metamorphose mehr glimmerschieferartigen Charakter annehmen. Letztere sind mittelgraue, teils leicht grünliche Gesteine. Der Glanz der s-Flächen ist bedingt durch dichte Lagen von Serizit. Der Querbruch zeigt feinkörnige Quarzlagen. Stellenweise treten Albitrundlinge hervor. Rostbraunes ankeritisches Karbonat ist nicht selten. Spärlich finden sich Biotitschuppen. Zentimeterdicke Quarzschwielen sind weit verbreitet. Rein ebenflächige Formen fehlen vollkommen. Stärker auftretender Chlorit leitet zu den unten zu besprechenden Chloritfleckenschiefern über. - Normale feinblättrige graphitische Phyllite sind häufig. Die Schieferungsflächen glänzen kaum mehr. Kleinfaltung ist oft zu beobachten. Diese dunklen Phyllite sind von den phyllitischen Glimmerschiefern im Gelände kaum zu trennen.

Für die Altersstellung dieser Gesteine konnte aus der Gesteinsbeschaffenheit (abgesehen von dem berühmten "paläozoischen Habitus", der ohne weiteres ein Produkt der alpidischen Metamorphose sein könnte) kein Hinweis gewonnen werden.

### Graphitquarzite.

Es sind dies tiefschwarze feinkörnige plattige Gesteine von splitterigem Bruch. In Form von spärlichen rostigen Zwischenlagen findet sich limonitisches Material. Die schwarze Farbe beruht auf der reichlichen Beimengung von graphitischem Pigment. Obwohl in der Annahme, daß es sich hier um ehemalige Lydite handeln könnte, eifrig nach Fossilien gesucht wurde, konnten keine organischen Reste entdeckt werden. Die Graphitquarzite finden sich nur als Einlagerungen in den dunklen Phylliten. (Scheideck-süd Gramesberger Hochalm bei 1.900 m, 700 m west Stöckler Hochalm, 300 m NNE Wallersbach-Grundalm). Alle diese Vorkommen liegen in den Bergen zwischen Stubach- und Rattensbachtal (Radensbach oder Aisdorfer Bach). Ein weiteres Vorkommen liegt an der Ostseite des Großen Mittagkogels südwest über dem Geleitkar zwischen Mühlbach- und Dietlsbachtal. +)

Anschließend sei auch noch das Auftreten von Geröllen eines grobklastischen Gesteins erwähnt. (Wie schon von C o r n e l i u s beschrieben wurde, kommen diese Gerölle aus einem Graben, der N der Soppinger Grundalm in das Mühlbachtal einmündet). Das Anstehende konnte nicht gefunden werden, doch liegt es zweifellos im Bereich der dunklen Phyllite. Die Grundmasse des Konglomerates bilden dunkle Phyllite. Darin liegen feinkörnige Quarzitgerölle von lichten Farben, gelbliche Dolomitbrocken, einzelne graue Tonschieferfetzen sowie graue kieselige Schiefer, die recht lyditverdächtig aussehen. Diese Komponenten - bis zu 10 cm groß - zeigen zum Teil gerundete Formen. Hervorzuheben ist die enorme Streckung, die dieses Gestein erlitten hat. Der Verdacht auf ein paläozoisches Alter liegt nahe, da aus sicherem zentralalpinem Mesozoikum keine derartigen Gebilde bekannt geworden sind.

### Grünschiefer.

Weit verbreitet sind Grünschiefer in mannigfaltiger Ausbildung. Eine Abtrennung der einzelnen Typen konnte auf der Karte nicht erfolgen, da wieder alle Übergänge vorhanden sind. Vorherrschend ist folgender Typus: U.d.M.: In der Hauptsache Chlorit, an den stengeliger Epidot ohne irgendwelche Regelung gebunden ist. Die Epidotstengel erreichen etwa 0,05 mm Länge. Ziemlich viel rhomboedrisches Karbonat mit teilweiser Drucklamellierung, ab und zu limonitisch anwitternd, tritt hervor. Weiters klare unlamellierte Albite mit unregelmäßiger Begrenzung, selten einfach nach dem Albitgesetz verzwillingt. Sie umschließen etwas Quarz und wenige Serizitfitterchen. Albit (durchschnittliche Korngröße von 0,2 - 0,3 mm) ist teilweise zerbrochen, die Klüfte sind durch Calcit ausgeheilt. Daneben noch etwas Quarz, z.T. von Karbonat umschlossen. Irgendwelche Relikte wurden nicht gefunden, doch ist in dem hohem Karbonatgehalt ein Hinweis auf die ehemalige Tuffitnatur zu erblicken. Auf Grund des mikroskopischen Befundes ist das Gestein als Albitchloritschiefer zu bezeichnen. Die anderen Grünschiefer weichen von den eben beschriebenen durch das Auftreten von einzelnen Biotitschuppen oder makroskopisch sichtbaren Albitrundlingen ab. Magnetitoktaeder von 3 - 5 mm Kantenlänge wurden ab und zu beobachtet.

---

+ ) Sämtliche Ortsangaben beziehen sich auf die Karte 1 : 25.000!

Primär dürften allen diesen Grünschiefern Diabase bzw. deren Tuffe als Ausgangsmaterial zugrundeliegen, die sich in den Sedimentationsräumen der heutigen dunklen Phyllite ergossen haben mögen. Der beobachtete Kontakt Grünschiefer-Phyllit ist in allen Fällen tektonisch.

#### Chloritfleckenschiefer.

Die von C o r n e l i u s so benannten Gesteine lassen sich gut von den oben beschriebenen Grünschiefern abtrennen, doch ist die Grenzziehung gegen die phyllitischen Glimmerschiefer oft mehr eine gefühlsmässige. Es sind helle Gesteine von deutlicher Lagentextur. Weiße feinkörnige Lagen, aus Albit und Quarz bestehend, wechseln mit dichten Serizithäuten, auf denen sich deutlich dunkelgrüne Chloritflecken abheben. Letzterer Umstand wurde von C o r n e l i u s der höchst zutreffenden Benennung zugrundegelegt. Untergeordnet tritt Ankerit nebst braunen Limonithäufchen auf. Das Gestein ist fast immer stark gefältelt und eng geschart. Über die Genesis läßt sich nichts aussagen. Ebenso unbestimmt ist die Altersstellung. C o r n e l i u s stellt die Chloritfleckenschiefer ins Altkristallin - diese Einstufung erscheint auch mehr gefühlsmässig. Auf alle Fälle ähneln die Chloritfleckenschiefer keinem aus zentralalpinen Mesozoikum beschriebenen Gestein.

#### Muskowitschiefer, z.T. granatführend.

Ein Schichtglied von untergeordneter Bedeutung bilden die Muskowitschiefer. Dichte bis feinkörnige Quarzlagen wechseln mit solchen, die hauptsächlich aus grobschuppigem Muskowit bestehen. Dazu kommen - wie bei den Gesteinen des Grünalmkares - blaßgrüner Chlorit und Serizit in geringen Größen. Kennzeichnend ist die intensive Kleinfältelung. N des Zillertrattenwaldes führen die Muskowitschiefer bis 4 mm große zartrot gefärbte Granaten, die z.T. randlich eine Umwandlung in Chlorit erfahren haben. Das Verbreitungsgebiet beschränkt sich auf den Bereich Schoppachhorn-Dietlsbachkar-Grünalmkar.

#### Amphibolite.

Amphibolite - im W des Stubachtales weit verbreitet - bilden im Aufnahmegebiet nur einen durch einen Phyllitkomplex zweigespaltenen Zug, der vom Stubachtal (Wiedrechtshausen) gegen das Rattensbachtal streicht. Es sind dunkelgrüne, massige Gesteine, meist gröber körnig. Eine detaillierte Schlißbeschreibung findet sich bei C o r n e l i u s (1939) pag. 203 - 206.

Zur Altersstellung: Faßt man den Serienbestand - dunkle Phyllite mit Graphitquarziten, Grünschiefer der verschiedensten Form ins Auge, so ist am ehesten unteres Paläozoikum wahrscheinlich. Die Ausbildungsform der Gesteine paßt am besten in die "untere" Schieferhülle im Sinne F. B e c k e s . Ich habe daher - einer Anregung meines verehrten Lehrers L. K o b e r s folgend, diese Einheit als "variszische Schieferhülle" bezeichnet. Es liegt auf der Hand, daß meine stratigraphische Deutung wenig gesichert erscheint. Ich möchte jedoch darauf hinweisen, daß in einem solchen - von einer alles überprägenden Metamorphose erfaßten kristallinen Schiefergebiet keine klareren Ergebnisse erwartet werden konnten, zumal die gebräuchlichen Analogieschlüsse nicht weiter führen, von dem vollkommenen Fehlen von Fossilfunden zu schweigen.

#### f. Unterostalpine Schuppenzone.

Im Hangenden der variszischen Schieferhülle erstreckt sich eine Serie von mächtigen graphitischen Phylliten mit Einschaltungen von Quarziten, Kalken und Dolomiten sowie Breccien, welche als "unterostalpine Schuppenzone" bezeichnet wird. Der Ausdruck "Schuppenzone" erklärt sich durch die hohe tektonische Verschuppung und Auswalzung, die diese Zone kennzeichnet. Ihre Einstufung als Unterostalpin basiert auf weitgehenden Analogien zum Unterostalpin der Radstädter und Tarntaler Berge. Die Abgrenzung gegen die variszische Schieferhülle ergibt sich durch einen - soweit aufgeschlossen - durchstreichenden Zug von Quarziten, Dolomiten und Kalken, während die Grenze gegen die Wildschönauer Grauwackenschiefer in der breiten Talebene der Salzach verläuft.

#### Quarzreiche Serizitchloritschiefer.

An der Basis der unterostalpinen Schuppenzone liegen helle grünliche quarzreiche Serizitchloritschiefer. Sie bilden in den Bergen zwischen Stubach- und Rattensbachtal einen geschlossenen Zug, dessen Mächtigkeit gegen E abnimmt. Die Schichtflächen dieser Gesteine werden von dichten Lagen feinschuppigen Serizits bedeckt. Einzelne Chloritschuppen treten undeutlich hervor, erreichen aber lokal größere Häufigkeit. Der Querbruch läßt - getrennt durch die Glimmerlagen - bis zu 5 mm starke feinkörnige Quarzpartien erkennen, die m.f.A. vollkommen glimmerfrei erscheinen. In der Grenzregion gegen die Gesteine der liegenden variszischen Schieferhülle lassen sich oft lebhafte Fältelung sowie sekretionäre Quarzschwielen beobachten. Ich deute die quarzreichen Serizitchloritschiefer als stärker verschieferte permotriadische Basisquarzite des unterostalpinen Mesozoikums.

#### Quarzite.

Quarzite finden sich vor allem an der Basis des Dolomit-Kalkzuges, der von der Grünalpe über Mühl- und Rattensbachtal zur Stubach zieht. Es sind lichte, meist weiße plattige bis schieferige Quarzite mit hellgrünlichen Serizitschuppen, selten einzelne Feldspatpaltflächen oder Limonithäufchen zeigend. Die Mächtigkeit liegt meist unter 30 m. Die Quarzite finden sich nicht nur an der Basis von Dolomit-Kalkzügen, sondern - wie im Gehänge ober Schwarzenbach - ohne Verbindung mit Karbonatgesteinen, umschlossen von dunklen Phylliten. (Kartenmäßige Darstellung infolge äußerst schlechter Aufschlußverhältnisse ungenau!)

#### Kalke, Dolomite, Marmore.

Diese Gesteine lassen sich in einem geschlossenen Zug vom Dietlsbach (S Hummersdorf) über die Grünalpe, wo sie ihre größte Mächtigkeit erreichen, gegen W über das Mühlbachtal zum Königsberg verfolgen. Von da spaltet sich der Zug in einen in einzelne Schuppen aufgelösten nördlichen Ast, der gegen WNW bei Schwarzenbach in den dunklen Phylliten ausstreicht. Der südliche Ast - maximal 160 m mächtig - zieht durch den Tannwald gegen das Stubachtal, wo er auf der Ostseite bei Pflugreit (S Uttendorf) einen weithin sichtbaren Aufbruch bildet. Die Gesteine sind sowohl in ihrer Ausbildung von den Dolomitlinsen der Wildschönauer Serie verschieden, als auch - der Lagerung nach - keine Verbindung mit den Karbonatgesteinen im N der Salzach besteht. Obwohl

H. F i s c h e r (1948) auf Grund des Studiums der Gesteine der Enzinger Wand (S Uttendorf) eine genaue stratigraphische Aufgliederung der Kalke und Dolomite versuchte, möchte ich betonen, daß trotz der Mannigfaltigkeit der zu beschreibenden Gesteine eine solche Detailstratigraphie recht unsicher ist. Die starke tektonische Beanspruchung des Gebietes, die schlechten Aufschlußverhältnisse in den dicht bewaldeten Steilhängen sowie die geringe Mächtigkeit der in Frage kommenden Schichten, lassen eine solche Gliederung nicht zu, zumal keine Fossilfunde gemacht wurden.

Unter den die Hauptmasse des Mesozoikums ausmachenden Dolomiten lassen sich folgende Typen unterscheiden: Am häufigsten ist ein blaugrauer Dolomit mit einzelnen Hellglimmerschuppen, kaum geschiefert. Weiters - vor allem im Bereich um das Dietlsbachtal - treten schneeweiße dichte Dolomite von muscheligem Bruch, fast serizitfrei, auf. Lichtgraue dolomitische Kalke, nie mehr als einige Meter mächtig, sind nicht selten. Oft wechseln mit den Dolomiten weiße oder hellgraue glimmerige Kalkmarmore. (z.B. Graben des Hauptmannsbaches, E-Hang des Stbachtals). Die Kalke sind immer ausgesprochen kristallin, wogegen die Dolomite äußerlich völlig unverändert erscheinen. In geringerem Maße finden sich graue feinkörnige kieselige Kalke, ferner auch stärker verschieferte dunkle Dolomite und Kalke. Eine genaue kartonmäßige Darstellung aller dieser Gesteine ist jedoch unmöglich, da infolge der hohen Durchbewegung dieser Zone und wegen der schlechten Aufschlüsse nirgends Profile vorhanden sind, in denen alle beschriebenen Typen sichtbar wären.

Zur Altersstellung: Der Serienbestand Quarzit, Dolomit, Kalkmarmor, Kieselkalke und Kalkschiefer spricht eindeutig für Mesozoikum. Ein weiterer Beweis dafür liegt in dem aus der östlichen Fortsetzung unserer Zone beschriebenen Vorkommen von Rauhwacken und Gips (C o r n e l i u s 1934).

Wie mir aus freundlichen Mitteilungen meiner in den Radstädter Tauern und im Westen des Tauernnordrandes arbeitenden Kollegen (G. F r a s l , O. T h i e l e) bekannt wurde, lassen sich die erwähnten Gesteine sehr gut mit den dortigen sicher mesozoischen Serien vergleichen. Ein Großteil der Kalkmarmore sowie alle Dolomite gehören in die Trias. Rhät mögen die geringmächtigen kieseligen Kalke sowie die dunklen Kalkschiefer sein. Höheres Mesozoikum, wahrscheinlich Jura, repräsentieren einige hellgraue feinkörnige Kalkmarmore, doch ist das nicht sicher zu sagen.

Graphitische Phyllite, teilweise schwach kalkig.

Diese Gesteine bilden die Hauptmasse der unterostalpinen Schuppenzone. Sie bauen das Gehänge S der Salzach bis zu dem oben besprochenen Quarzit-Dolomitzug auf. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 1.400 m; das regionale Streichen geht E-W bei steilem N-Fallen. Es sind feinblättrige graphitisch dunkelgraue bis schwarze Gesteine von feinstem Korn. Der Grad der Metamorphose ist gering, nimmt aber in den tieferen Lagen ohne scharfe Grenze allmählich zu, wo sich dann auch Serizitschuppen und einzelne Albitrondlinge einstellen. Diese Phyllite sind lokal schwach karbonatführend, ohne daß sich jedoch zwischen den kalkfreien und den kalkführenden Gesteinen eine scharfe Grenze ziehen lassen würde. Ab und zu deuten rostige Flecken von einigen mm Größe auf zersetzten Pyrit oder Ankerit. Die Typen vorwiegend toniger Natur herrschen vor, doch gibt es lokal sandige Ein-

schaltungen, die sich durch etwas gröberes Korn und lichtere Farbe auszeichnen. Sie gehen ohne Grenze in die tonige Ausbildungsform über. Häufig treten Scherfältchen von zwei sich kreuzenden Systemen auf, wodurch dann bei der Verwitterung äußerst kennzeichnende Stengel und Späne entstehen. An Stellen größerer Durchbewegung herrscht stärkste Detailfältelung, verbunden mit dem Auftreten von groben Quarzschwielen (z.B. Mühlbachtal süd Niedernsill). Die Verwitterbarkeit des Gesteins ist groß und bedingt die Armut an Aufschlüssen im Südgehänge des Pinzgaues. Die dunklen Phyllite bilden infolge ihrer Wasserundurchlässigkeit oft Quellhorizonte; Rutschungen, Hanggleiten und Muren sind die Folge.

Die Deutung der graphitischen Phyllite stößt auf große Schwierigkeiten, solange man die petrographische Beschaffenheit allein ins Auge faßt. Die Phyllite der unterostalpinen Schuppenzone, speziell die Gesteine mit etwas höherer Metamorphose, lassen sich im Handstück kaum von denen der variszischen Schieferhülle auseinanderhalten. C o r n e l i u s faßt dem entsprechend beide als "Fuscher Phyllite" zusammen. (Nordrahmenzone). Obwohl sich dieser Name bereits in die Literatur eingebürgert hat, halte ich es dennoch für notwendig, den Komplex der "Fuscher Phyllite" aufzuspalten. Die vorhin erwähnten, ü b e r dem sicheren Mesozoikum (Quarzit, Dolomit, Marmor) liegenden Phyllite halte ich für jung, etwa Rhät bis Lias. Dafür spricht die enge Verknüpfung mit den weiter unten zu besprechenden Liasbreccien, die in der variszischen Schieferhülle vollkommen fehlen, sowie die Ähnlichkeit der unterostalpinen Phyllite des Aufnahmebereiches mit manchen Pyritschiefern der Radstädter Tauern. Auch der Serienbestand - Quarzit, Dolomit, Marmor, kohlige Phyllite mit Breccien - spricht für Mesozoikum. Andererseits fehlen den unterostalpinen Phylliten die Einschaltungen von Graphitquarziten sowie reichlich Grüngesteine, welche für die Phyllite der variszischen Schieferhülle kennzeichnend sind.

Ich möchte aus diesen Erwägungen heraus den Begriff "Fuscher Phyllite" für die am Tauernnordrand so mächtigen phyllitischen Gesteine fallen lassen, und trenne nun in

- a) Die - höchstwahrscheinlich altpaläozoischen-Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer der penninischen variszischen Schieferhülle und in
- b) die mesozoischen (Rhät - Lias) Phyllite der unterostalpinen Schuppenzone.

Die Grenze zwischen den beiden ist durch den geschlossenen Triaszug gekennzeichnet.

Über die Beziehungen zu den Wildschönauer Schieferen siehe weiter unten.

#### Kalk- und Dolomitbreccien.

Das Vorkommen von sedimentären Breccien am Nordrand der Glocknergruppe wurde erstmalig von C o r n e l i u s (1934) beschrieben. Es sind dies stark gestreckte und ausgewalzte Dolomit-Kalkbreccien mit überwiegend kalkigem, aber auch kieseligem Bindemittel. Die Komponenten sind dunkelgrau eckige Kalkstückchen und gelbliche Dolomittrümmer. Außerdem finden sich dunkle Phyllitfetzen und in Spuren rostbraunes ankeritisches Karbonat. Sekundäre Verkie-

selung ist häufig; die Schichtflächen werden von dichten Serizitlagen überdeckt, sodaß man bei einem Zurücktreten der Korngröße der Komponenten an Kalkglimmerschiefer erinnert wird. Die Korngröße schwankt zwischen Millimeter und Dezimeter, doch überwiegen im Aufnahmebereich die Feinbreccien. Größere Dolomit- und Phyllitkomponenten zeigen öfters Zerrklüfte, die durch Calcit oder Quarz ausgeheilt sind. Die Grundmasse wird von Kalkspat gebildet, der jedoch zugunsten von Quarz zurücktreten kann. Eine Trennung von Breccien mit kalkigen von solchen mit kieseligem Bindemittel ist undurchführbar; es scheint sich bei den letzteren um eine lokale Abart zu handeln. Eventuell ist auch ein Altersunterschied zwischen den beiden Typen in Betracht zu ziehen. Auf eine Ortsangabe der einzelnen Breccienvorkommen muß hier aus Platzmangel verzichtet werden. Die Mächtigkeit der meisten dieser Vorkommen überschreitet selten 10 m. Die Breccien stecken immer (soweit aufgeschlossen) in den dunklen Phylliten. Die Breccien sind sedimentärer Entstehung. Das beweist die mannigfache Mischung der Bestandteile. Die erwähnten geblichen Dolomite, z.B. müssen aus größerer Entfernung zugeführt worden sein, da mir aus dem ganzen Aufnahmebereich keine derartigen Gesteine bekannt geworden sind. Auch die von C o r n e l i u s betonte lagenweise Anordnung der Komponenten spricht für den sedimentogenen Charakter. Tektonisch bedingt dagegen ist die starke Auswalzung und Streckung. Das Alter der Breccien ist sicher nachtriadisch (Lias). Gegen ein paläozoisches Alter spricht, daß in den ganzen Alpen keine derartigen paläozoischen Breccien gefunden wurden. Hingegen finden sich in den Radstädter Bergen eine Reihe von Liasbreccien, die zu den besprochenen durchaus äquivalent sind. Wie ich mich auf Grund von Vergleichsmaterial, das Herr Dr. E. B r a u m ü l l e r gütigst zur Verfügung stellte, überzeugen konnte, gleichen unsere Breccien in allem den Dolomitbreccien der "Fuscher Schieferhülle", deren Alter von B r a u m ü l l e r mit Lias, z.T. jünger, angegeben wird. Die mesozoischen Breccien vom westlichen Tauernnordrand, die mir Herr O. T h i e l e zeigte, sind den unseren äußerst ähnlich. Ebenso groß sind die Analogien zu einem Teil der von B. S a n d e r (1941) beschriebenen nachtriadischen Tarntaler Breccie.

Ich stehe nicht an, aus den angeführten Gründen unsere Breccien dem Lias zuzuweisen. Möglicherweise handelt es sich bei den Breccien mit quarzitischer Grundmasse um Unterkreide. Dies ist aber nicht sicher nachzuweisen. Hervorzuheben ist, daß sich sämtliche Breccienvorkommen des Aufnahmegebietes immer in den graphitischen Phylliten finden, und keine Verbindung zu Dolomiten oder Kalken haben, Einzig an der Basis des Breccienzuges Niedernsill-Aisdorf liegt ein einige Zentimeter mächtiges Band von blaugrauem Kalkmarmor, der aber seinerseits wieder isoliert in den Phylliten steckt. Will man nun die dunklen Phyllite, wie es bis jetzt meist geschehen ist, als paläozoisch deuten, so ergibt sich das sonderbare Phänomen, daß die Liasbreccien (deren Altersstellung kaum angezweifelt werden kann), getrennt vom übrigen Mesozoikum, als winzige Schüppchen im Paläozoikum stecken! Ich halte es für ungleich wahrscheinlicher, daß die Breccien als sedimentäre Einstreuungen in das mesozoische Sedimentationsgebiet der heutigen Phyllite zu deuten sind. An dieser Stelle sei auch noch bemerkt, daß das Gelände N der Salzach frei an Breccien ist, obwohl dies aus der Streichrichtung der Breccienzüge im S des Flusses nicht zu erwarten wäre. Stünden nämlich beide Talseiten im ursprünglich n Ablagerungsverband, so müßten in den Phylliten des linken Flußufers ebenfalls Breccien, zumindest in der streichenden Fortsetzung des Aisdorfer Zuges, zu finden sein.

### Amphibolite in der unterostalpinen Schuppenzone.

Es sind hier nur eine Reihe von kleinen Linsen aus dem Gehänge zwischen Mühlbach- und Dietlsbachtal zu erwähnen. Die Amphibolite sind, m.f.A. betrachtet, massige grobkörnige Gesteine, in denen 5 - 6 mm große trübe grüne Flecken verschwommen mit grauweißen Partien wechseln. Es gibt daneben auch stärker verschieferte Formen, bei denen die grünlichen und weißen Flatschen noch mehr gegeneinander verschwimmen. U.d.M.: Aktinolithische Hornblende, idiomorph strahlig-spießig ausgebildet und deutlich verbogen. Der Pleochroismus geht von licht blaßgrün ins bläuliche. Uralitpseudomorphosen fehlen in den untersuchten Teilen. Chlorit, mengenmäßig zurücktretend, findet sich unregelmäßig. In den lichten Partien herrscht Albit, schwach lamelliert, stets mit ein wenig Füllmuskowit. Dazu kommt Klinozoisit, teilweise mit recht hoher Doppelbrechung (Epidot), daneben etwas Leukoxen. Korngröße unter 1 mm.

Der Kontakt zwischen den Amphiboliten und den umgebenden Phylliten ist - soweit aufgeschlossen - tektonisch. Über das Alter läßt sich nichts Sicheres aussagen. Wahrscheinlich handelt es sich um einzelne Späne von Altkristallin.

Anschließend eine stratigraphische Übersicht über das Mesozoikum der unterostalpinen Schuppenzone:

L i a s	und	Kalk- und Dolomitbreccien, Marmore z.T.
jünger (?)		
R h ä t		graphitische Phyllite Kalkschiefer, kieselige Kalke (?) Kalkmarmore
S k y t h		Dolomite, dolomitische Kalke Quarzite
P e r m		quarzreiche Serizitchloritschiefer.

---

#### g. Wildschönauer Serie.

Da der Ausdruck "Wildschönauer Schiefer" von verschiedenen Autoren in derselben Bedeutung gebraucht wird wie der Name "Pinzgauphyllit", wozu aber auch andererseits der Innsbrucker Quarzphyllit gezählt wird, schlage ich folgende Definition vor:

Unter "Wildschönauer Schiefer" ist das unterste Schichtglied der Kitzbüheler Schieferalpen zu verstehen, welches streng vom Innsbrucker Quarzphyllit und den Phylliten im S der Salzach zu trennen ist. Die Wildschönauer Schiefer gehören zum oberostalpinen Paläozoikum der Grauwackenzone. Den Namen "Pinzgauphyllit" möchte ich vollkommen fallen lassen, da er sowohl tektonisch als auch stratigraphisch verschiedene Glieder umfassen würde. Für den Raum des Arbeitsgebietes werden die N der Salzach in großer Mächtigkeit auftretenden Wildschönauer Schiefer nebst ihren charakteristischen Einschaltungen an Grünschiefern und Dolomitlinsen als "Wildschönauer Serie" zusammengefaßt.

### Wildschönauer Schiefer.

Das Leitgestein dieser Serie ist ein hellgrauer, äußerst feinblättriger Phyllit, der in frischem Zustand grünlich seidenglänzenden Serizit aufweist. Die Schieferungsflächen sind meist leicht gewellt, sekundäre Knickungen sind nicht selten. Eng gescharte oder gefaltete Formen, wie sie im S der Salzach leitend sind, fehlen. Ab und zu finden sich sekretionäre Quarzschwielen, auf stärkere Durchbewegung hindeutend. Bei einem Zurücktreten der bituminösen Farbstoffe nimmt das Gestein ganz lichte, hellgraue Farben an, wobei man durch die außerordentliche Feinblättrigkeit des Schiefers und den Schimmer der Serizithäute beinahe an Metallfolien erinnert wird. Tiefgraue, graphitisch pigmentierte Typen kommen in geringer Menge vor, gehen aber bald ohne Grenze in den normalen hellgrauen bis leicht grünlichen Wildschönauer Schiefer über. Es handelt sich hier um sedimentäre, rein lokale Anreicherung an bituminösen Farbstoffen. Der Metamorphosegrad dieser Gesteine ist so gering, daß der von H a m m e r (1938) gebrauchte Ausdruck "Halbphyllit" recht wohl am Platze ist. Hervorzuheben ist die große Einförmigkeit in Bezug auf Metamorphose und Ausbildung, die eine petrographische Aufgliederung des mächtigen Schieferkomplexes unmöglich machte.

Die stratigraphische Stellung der Wildschönauer Schiefer konnte im Aufnahmebereich durch keinen Fossilfund gefestigt werden. C o r n e l i u s schreibt 1937, daß die Wildschönauer Serie nach lithologischen Analogien außeralpiner Gesteine am ehesten ins Kambrium zu stellen ist. Die von A. H a i d e n, O. F r i e d r i c h und I. P e l t z m a n n (1936 u. 1937) aus der Gegend von Alm im Pinzgau beschriebenen graptolithenführenden Kieselschiefer gehören in das Obersilur und liegen im Bereich der Wildschönauer Serie. Es läßt sich daher mit größter Bestimmtheit annehmen, daß die Wildschönauer Schiefer in das Altpaläozoikum (etwa Silur) zu stellen sind.

### Diabasporphyritschiefer.

Von den in der Kitzbüheler Grauwackenzone sonst so häufigen Einlagerungen von Grüngesteinen finden sich im Kartenbereich nur wenige geringmächtige Diabasporphyritschieferzüge. Ein solcher Zug streicht von Quettensberg (NNW Uttendorf) mit geringen Schwankungen in ost-südöstlicher Richtung gegen die Salzach, wo er etwa 250 m NE Punkt 773 (Tobersbach) gegen die Alluvionen des Flusses ausstreicht. Es handelt sich dabei um ein dunkelgrünes feinkörniges Gestein, gut geschiefert, das leicht von den umgebenden Wildschönauer Schieferr zu trennen ist. M.f.A. lassen sich nur Chlorit, etwas Serizit und wenig rostig verwitternder Ankerit oder Limonit erkennen. Nach Th. O h n e s o r g e handelt es sich um Diabasporphyrit- bzw. Augitporphyritschiefer. Ein anderer Grünschieferzug findet sich im Gehänge N Dürnstein bei 1.000 m Höhe.

### Kalk- bzw. Dolomitlinsen.

Das Auftreten von Karbonatgesteinslinsen in den Wildschönauer Schieferr gab mehrmals dazu Anlaß, die Wildschönauer Serie mit den Phylliten und Karbonatgesteinen im S der Salzach zu identifizieren. So parallelisiert z.B. L. K ö l b l (1932) die Kalkpartien, die vom Rettenstein bis Uttendorf zu verfolgen sind, mit den Kalken und Dolomiten der Enzinger Wand (S Uttendorf) und diese wieder mit den Klammkalken östlich von Kaprun, um damit das Hineinstreichen ostal-

piner Grauwackengesteine in das "sogenannte Tauernfenster" zu beweisen. Ich will daher gleich eingangs die petrographische Verschiedenheit der Dolomitlinsen der Wildschönauer Serie von denen der unterostalpinen Schuppenzone betonen.

Das größte zu beschreibende Vorkommen ist die mehrmals in der Literatur erwähnte Dolomitlinse von Uttendorf, durch einen Steinbruch gut aufgeschlossen. Der Bruch liegt etwas E von Uttendorf an der Straße nach Zell am See. Die Schichtglieder der etwa 100 m mächtigen Linse sind folgende: Graublauer geschichteter Dolomit mit vereinzelt Serizitschuppen; rauhe, feinkörnig bis dichte Dolomite in massiger Ausbildung, die stellenweise eine lichte Bänderung zeigen. Häufig sind darin ausgeheilte Klüfte und Harnischflächen. Weiters findet sich ein Dolomitschiefer, der schon rein äußerlich durch seine helle gelblichweiße Farbe absticht. Er hat durch seine reiche Serizitführung ganz das Aussehen eines Quarzitschiefers und wurde auch in der Literatur mehrfach als solcher erwähnt. Der quarzitische Habitus wird durch häufig eingelagerte schneeweiße zuckerkörnige Quarzknuern noch unterstrichen. H. F i s c h e r (1948) konnte jedoch die dolomitische Natur des Gesteins an Hand eines Dünnschliffes nachweisen. Die helle Farbe ist nach F i s c h e r durch ein Ausbleichen während der Metamorphose zu erklären. In diesem hellen Dolomitschiefer finden sich als Besonderheit einzelne, zentimeterstarke Lagen von rosafarbenem Marmor.

Folgt man dem Graben des Lengbaches (N Lengdorf), so trifft man bei einer Höhe von 900 m eine kleine Linse von hellgrauem feinkörnigem dünnplattigem Kalkmarmor mit reichlich Serizit auf den Schieferungsflächen. Das Vorkommen liegt versteckt in den dichtbewaldeten Hängen beiderseits des Bachbettes und wird von lichtgrauen EW streichenden Wildschönauer Schiefeln umschlossen.

Direkt an der Autostraße Zell/See - Paß Thurn zwischen Steindorf und Walchen ist bei Gehöft Lieglern eine kleine (30 m lang, 2 - 3 m mächtig) Linse von dunkelgrauem, deutlich brecciösem Dolomit aufgeschlossen.

Ich bin der Überzeugung, daß die beschriebenen Dolomite und Kalke in ursprünglichem genetischem Zusammenhang mit den Wildschönauer Schiefeln stehen und daher altersgleich sind; im Gegensatz zu L. K o b e r , der 1938 die Uttendorfer Dolomite für mesozoisch erklärte. Die Entstehung dieser Karbonatgesteinslinsen ist in Form einer Ablagerung von geringen Mengen kalkigen (dolomitischen) Materials in den weiträumigen tonigen Sedimentationsräumen der Wildschönauer Schiefer zu denken. Eine tektonische Einschuppung anzunehmen, halte ich für überflüssig. Auf Grund von Ausbildung und Lagerung ist ein Identifizieren mit den analogen Gesteinen der unterostalpinen Schuppenzone im Süden der Salzach nicht möglich.

## Über die Beziehungen zwischen Wildschönauer Serie und unterostalpinen Schuppenzone.

An dieser Stelle sei entschieden gegen die in der Literatur weit verbreitete Parallelisierung der Wildschönauer Serie mit den Gesteinen im Süden der Salzach Stellung genommen.

L. K ö l b l (1931) ist der Ansicht, daß die Gesteine der Pinzgauer Grauwackenzone (Innsbrucker Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefer) das Salzachtal mit schrägem Streichen gegen Ostsüdost überschreiten und bis an den Nordrand der alpinen (Oberen) Schieferhülle reichen. Dies ist nun - im Bereich des Aufnahmegebietes - nicht der Fall. Schon eine oberflächliche Betrachtung des Kartenbildes zeigt das deutlich genug. Im Norden der Salzach erstreckt sich die eintönige, nur von wenig Diabasporphyritschieferzügen unterbrochene Zone der Wildschönauer Schiefer. Südlich des Flusses dagegen erscheinen in bunter Mischung die verschiedenartigsten Gesteine. Im Süden stärkste tektonische Durcharbeitung, Verschuppung, im Norden die ruhige, gleichförmige Lagerung der Grauwackengesteine. Aber auch die Ausbildungsform der Gesteine nord und süd der Salzach ist verschieden.

Die Phyllite der unterostalpinen Schuppenzone sind immer graphitisch dunkelgrau bis schwarze Gesteine. Sie zeigen in der Regel enge Scharung und Kleinfältelung, örtlicher Karbonatgehalt ist nicht selten. Im Gegensatz dazu sind die Wildschönauer Schiefer hellgrau bis grünliche Phyllite. Feinsandige Typen sind weitaus häufiger als im Süden des Flusses. Die Wildschönauer Schiefer sind vollkommen kalkfrei. Das Zurücktreten des graphitischen Pigments in den Wildschönauer Schiefen ist recht bedeutungsvoll. Bei der gleichmäßig gegen Süden zunehmenden Metamorphose müßte das graphitische Pigment, vorausgesetzt daß die beiden Talseiten der Salzach in ungestörtem Ablagerungsverband gestanden sind, im Süden weit eher verschwinden als zunehmen, wenn nicht - und damit stimme ich mit E. B r a u m ü l l e r und H. F i s c h e r vollkommen überein - ein primärer Faziesunterschied vorhanden war.

Es sei nun nicht bestritten, daß man aus beiden Serien ähnliche oder gleichartige Handstücke schlagen könnte. Es ist aber zu bedenken, daß es sich hier um eine homologe metamorphe Fazies verschieden alter und tektonisch verschiedener Serien handelt. Die Ähnlichkeit der beiden Handstücke ist nur eine Konvergenzerscheinung. Die Gesteine der unterostalpinen Schuppenzone waren der alpidischen Metamorphose unterworfen, während die Wildschönauer Schiefer einer ungefähr gleichartigen, jedoch variszischen Metamorphose ihre Prägung verdanken.

Ein weiterer Beweis für die Verschiedenheit der beiden Talseiten der Salzach liegt im Auftreten der Breccien- und Quarzit-Dolomitzüge am Südufer. Alle diese Gesteine haben keine Fortsetzung in der Wildschönauer Serie, obwohl dies nach der Streichrichtung, z.B. des Aisdorfer Breccienzuges zu erwarten wäre. Es gibt in der Wildschönauer Serie keine Breccien, Quarzite, keine Marmore von der Art, wie sie in der unterostalpinen Schuppenzone auftreten.

Andererseits hat auch der Diabasporphyritschieferzug der Grauwacke, der von Quettensberg über Dürnstein an die Salzach heranstricht, in den Hängen der rechten Talseite keine Fortsetzung, wie ich durch oftmaliges Begehen des Bereiches Hauptmannsdorf-Aisdorf sicherstellen konnte. Betrachten wir die Ausbildungsform der Dolomite beider Serien,

so sehen wir deutliche Unterschiede. Weiße Dolomite, Kalkmarmore, wie sie im Süden so häufig sind, fehlen auf der Nordseite.

Das regionale Streichen beider Talseiten verläuft ost-westlich. Die beschriebenen Abweichungen nach WNW - ESE allein erlauben noch nicht, ein "Hereinstreichen der Grauwacke in das Tauernfenster" zu postulieren.

Der Unterschied der beiden - in der Hauptsache aus Phylliten bestehenden - Serien ist beileibe nicht groß. Faßt man aber alle vorgebrachten Argumente zusammen, dann ist nur ein Schluß möglich:

Zwischen Wildschönauer Serie und unterostalpinen Schuppenzone bestehen im Bereich des Aufnahmegebietes keine Zusammenhänge. Die Grauwackenzone streicht im Aufnahmegebiet **n i e h t** nach Süden über die Salzach. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten muß unter den Alluvionen der Salzach liegen, deren breite Talebene eine tektonische Grenzlinie erster Ordnung anzeigt.

#### B e m e r k u n g e n   z u r   M e t a m o r p h o s e

Die aus den Tauern seit langem bekannte Regel der von Norden nach Süden allmählich zunehmenden Metamorphose gilt in großen Zügen auch für unser Gebiet. Ausnahmen davon werden einerseits durch die stoffliche Zusammensetzung, andererseits durch den Grad der tektonischen Beanspruchung des betroffenen Gesteins bedingt. So erscheinen zum Beispiel die Dolomite der unterostalpinen Schuppenzone äußerlich wenig verändert, während die Kalke derselben Zone zu deutlich kristallinen Kalkmarmoren umgeprägt wurden. Der Metamorphosegrad wird hier also durch die stoffliche Zusammensetzung bestimmt. Die Kalke reagieren eben auf eine Änderung der Temperatur - Druckverhältnisse weit empfindlicher als die Dolomite.

Wie bereits erwähnt, zeigen die Gesteine der alpinen Schieferhülle im Aufnahmegebiet einen weit höheren Grad der Metamorphose als in anderen Teilen der Tauern in tektonisch tieferer Lage. Dies ist ein Beweis dafür, daß an Stellen höherer tektonischer Beanspruchung, also stärkerer Durchbewegung, infolge der besseren Diffusionsmöglichkeiten erheblich lebhaftere Mineralneubildung und Kornvergrößerung eintritt, als in ruhigen Gebieten tektonisch tiefer Zonen.

Kataklastische Erscheinungen zeigen im Aufnahmegebiet die Dolomite und Quarzite der unterostalpinen Schuppenzone. Erstere nehmen stellenweise ausgesprochen brecciösen Habitus an. Postkristalline Deformation in Form von leichten Knickungen und Verbiegung finden sich an den Phylliten der Wildschönauer Serie.

Weitgehende mechanische Verformung erlitten die Dolomitbreccie vom rechten Salzachufer sowie das Konglomerat aus der variszischen Schieferhülle. Wir sehen, wie auch die widerspenstigsten Dolomitkomponenten gestreckt und ausgewalzt wurden, was ohne-später durch Calcit oder Quarz ausgeheilte-Zerrungsklüfte nicht vor sich gehen konnte.

Alle diese kataklastischen Erscheinungen werden gegen Süden zu immer mehr durch die Kristalloblastese verwischt.

Die Korngröße nimmt von der unterostalpinen Schuppenzone gegen die alpine Schieferhülle deutlich zu, während die diesbezüglichen Unterschiede zwischen der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe und den tieferen Einheiten andererseits weniger auffallend sind.

Die Auswirkungen der alpidischen und der variszischen Metamorphose sind schwer zu unterscheiden, da ja nur wenige sichere stratigraphische Fixpunkte vorhanden sind.

Ein Produkt der alpidischen Metamorphose ist die epizonale Neubildung von Albitrundlingen, Chlorit- und Serizitmineralien. Junge Biotit-, Epidotbildung ist nicht selten. Ich erinnere hier an die Bildung der Epidosite an den Reaktionszonen Kalkglimmerschiefer-Prasinit. Die Albitisierung hat vor allem die Gesteine des Scharkogellappens erfaßt und klingt von dort nach Norden zu allmählich ab. Die an Bewegungsbahnen fast immer auftretende Verquarzung wurde bereits mehrfach erwähnt.

Der variszischen Metamorphose waren zweifellos die Gesteine der Schneiderraumulde unterworfen. Variszisch geprägt wurde ein Teil der variszischen Schieferhülle. Dies alles ist aber heute kaum mehr sicher nachzuweisen.

Die so verschiedenen Deutungen des Tauernnordrandes basieren in der Hauptsache auf dem angeblich gleichartigen Grad der Metamorphose in den Phyllitgebieten beiderseits der Salzach. Wie schon früher dargelegt wurde, handelt es sich hierbei um zwei tektonisch und stratigraphisch verschiedene Glieder, deren ähnliche Metamorphose eine reine Konvergenzerscheinung ist. Die unterostalpine Schuppenzone verdankt der alpidischen Metamorphose ihre Prägung, während die Wildschönauer Grauwacke einer ungefähr gleichartigen, jedoch variszischen Metamorphose unterworfen war. Den Tauernnordrand kennzeichnet nun nicht, wie bereits Braumüller (1939) festhielt, ein scharfer Hiatus in der Metamorphose, sondern es handelt sich um ähnliche metamorphe Fazies zweier verschieden alter Serien.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Die Gesteine des begangenen Gebietes weisen eine alles überprägende Metamorphose auf, die von Norden nach Süden allmählich zunimmt. Die Änderung von Mineralfazies und Korngröße ist von den obersten Zonen zum Zentralgranitgneis hin so gleichmäßig und stetig, daß letzterer nicht die Ursache der Metamorphose sein kann. Die Metamorphose ist nur durch gleichmäßige Belastung und Durchbewegung durch höhere Deckeneinheiten zu erklären.

### 3. T e k t o n i k .

#### a. Autochthones Penninikum.

##### Granatspitzkern und Schneiderraumulde.

Der Granatspitzkern bildet die tiefste penninische Einheit im Aufnahmegebiet. Er zeigt, soweit begangen, einen flach kuppelförmigen Bau mit Einfallen gegen Nordosten bis Norden. Ein Liegendes der Zentralgneismassen ist in unserem Gebiet nirgends aufgeschlossen. Die Zentralgranitgneise besitzen recht ruhige Lagerung. Eine Aufteilung des Massives in Zungen oder Lappen wurde nicht beobachtet. Anzeichen für eine Verfrachtung aus größerer Entfernung fehlen.

Der Granatspitzkern mit seinen basalen Hüllgesteinen ist zweifellos relativ autochthon.

Die Gesteine der Schneiderraumulde repräsentieren das "alte Dach" des Zentralgneises im Sinne von L. K o b e r . Sie stehen mit den Gneisen in primärem Verband und lagern mit tektonisch erzwungener Konkordanz auf. Die tieferen Einheiten der Muldenserie sind stofflich vom Zentralgranitgneis insofern beeinflusst worden, als die Amphibolite häufig Injektionserscheinungen zeigen. Migmatitbildungen, wie sie aus der Ankogel-Hochalmgruppe beschrieben wurden, fehlen in unserem Bereiche. Eine so starke aplitische Durchtränkung, wie sie im Scharkogellappen vorhanden ist, finden wir jedoch in der Schneiderraumulde nicht.

Die Grenze zwischen Gneis und basaler Hülle ist in den meisten Fällen scharf; jedoch steht der primäre Verband außer Zweifel. Ich möchte den von H.P. C o r n e l i u s (1939) beschriebenen diskordanten Kontakt von Zentralgneis und Amphibolit im Profil der Bocksperrklamm sowie die in der Gegend von Enzingerboden im Zentralgneis schwimmenden Amphibolitschollen hervorheben.

Die Gesteine der Schneiderraumulde sind sicher alt, auf jeden Fall älter als der Tauerngranit. Das Aussehen mancher Gesteine erinnert an murides Altkristallin.

Über die räumliche Fortsetzung der Schneiderraumulde ist wenig bekannt; doch dürfte sie, wie mir aus einer mündlichen Mitteilung H. F i s c h e r s bekannt geworden ist, den Granatspitzkern auch weiter im Westen umhüllen. Ein Blick auf die Glocknerkarte zeigt, daß sich diese Muldenzone auf die Südseite des Granatspitzmassives verfolgen läßt, wo sich allerdings ihre Mächtigkeit stark verringert. Eine genauere diesbezügliche Untersuchung muß jedoch der Zukunft vorbehalten bleiben.

#### b. Penninisches Deckengebiet.

##### Scharkogellappen.

Die nächsthöhere penninische Einheit, der Scharkogellappen, hat räumlich im Aufnahmegebiet nur geringe Ausdehnung. Er gehört bereits zum Deckengebiet. Dies ist an der in der Stirnregion vorliegenden Verschuppung mit Gliedern der alpinen Schieferhülle zu erkennen. Die starke aplitische Durchtränkung beweist, daß die Gesteine des Scharkogellappens in ursächlicher Beziehung zum Zentralgneis des Granatspitzkernes gestanden haben müssen.

Wenn das Material des Scharkogellappens bereits primär über der Schneiderräumulde gelegen hätte, müßte die aplitische Durchdringung vor allem auch die Muldenzone erfaßt haben, was aber - wie aus dem vorhergegangenen Teil ersichtlich - nicht der Fall ist. Der Scharkogellappen muß daher während der alpidischen Gebirgsbildung an seinen heutigen Platz bewegt worden sein. Gegen eine Ableitung als Schuppe des Granatspitzmassives spricht der Stoffbestand, vor allem das Fehlen von echten Orthogneisen, die mit den Zentralgneisen zu vergleichen wären. (Diese Feststellung gilt nur für den Raum des Aufnahmegebietes).

Der Scharkogellappen wird als Schieferhülleneinheit gesehen, etwa einem Teil der "Unteren" Schieferhülle F. Beckes entsprechend. Er muß von der Südseite des Granatspitzkernes her bezogen werden, wo - wie aus der Glocknerkarte (Cornelius und Clara 1939) hervorgeht - eine Trennung von den Zentralgneisen durch die basalen Hüllgesteine nur mehr in ganz geringem Ausmaß vorhanden ist und damit eine Abschirmung gegen die aplitische Durchdringung zum größten Teile wegfällt.

Der heutige Verband mit der liegenden Schneiderräumulde und der hangenden alpinen Schieferhülle ist, das braucht nicht besonders betont werden, ein tektonischer. Es herrscht vollkommene Konkordanz in Streichen und Fallen. Wie die Untersuchungen H. Fischers ergaben, keilt der Scharkogellappen westlich des Stubachtales aus. Die Fortsetzung gegen Südosten ist - wie auf der Glocknerkarte ersichtlich - vorhanden. Cornelius stellt hier die Gesteine des Scharkogellappens zu den "Riffdecken", also zur Unteren Schieferhülle. Obwohl ich den Ausführungen Cornelius betreffs der Stellung dieser Gesteine beipflichte, wurde seine Gliederung nicht verwendet, da ich mit den großtektonischen Überlegungen dieses Forschers, insbesondere für die höheren Einheiten des Arbeitsgebietes, nicht übereinstimme. -

#### Die alpine Schieferhülle.

Die Gesteine der alpinen Schieferhülle bilden eine nach Norden tauchende Decke. Sie wurde in der tektonischen Vortiefe vor dem Zentralgranitgneis und seinen basalen Hüllgesteinen angehäuft. Mehrere lange Kalkglimmerschieferzüge wechseln mit Prasinitlagen. Es herrscht intensiver Gleitschuppenbau. Die Dachregion zeigt steiles Nordfallen bei ost-westlichem Streichen; die tieferen Partien schmiegen sich der gegen Nordosten einfallenden Kuppel des Granatspitzkernes und seiner Hüllgesteine an. Obwohl die Basis der alpinen Schieferhülle, die Gesteine des Scharkogellappens, starke aplitische Durchdringung aufweisen, ist die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe völlig frei von Migmatitbildungen oder quergreifenden Apliten. Irgendein Zusammenhang mit dem Zentralgranitgneis ist nicht vorhanden. Die Mächtigkeit der alpinen Schieferhülle verringert sich gegen Westen zu stark. Die tektonischen Axen fallen gegen Westen. Wie erstmalig von Cornelius (1935) erkannt wurde, taucht die alpine Schieferhülle tunnelförmig gegen Westen unter die Gesteine der variszischen Schieferhülle und des Scharkogellappens unter. Diese Tatsache muß festgehalten werden. H. Fischer (1948) kam westlich des Stubachtales zum selben Ergebnis. Interessant ist, daß in den westlichen Tauern keine junge Schieferhülle von der Art, wie sie im Aufnahmegebiet vorliegt, auftaucht.

Legt man mit C o r n e l i u s den Nordrand des Tauernfensters an die Nordgrenze der geschlossenen jungen Schieferhülle und stellt man die darüberliegenden Serien zum Unterostalpin, so werden die Zentralgneise des Venedigergebietes von Unterostalpin eingehüllt, da die über der alpinen Schieferhülle liegende Serie (von H. F i s c h e r und mir als variszische penninische Einheit gedeutet) gegen Westen weiterstreicht und eben die Hülle der Venedigergneise bildet. Ist die Auffassung C o r n e l i u s ' richtig, so gibt es kein Tauernfenster im herkömmlichen Sinne.

Wie jedoch meine Aufnahmen ergaben, liegt über der alpinen Schieferhülle noch eine weitere penninische Hülschieferereinheit, eben die variszische Schieferhülle. Die Zentralgneise des Venedigergebietes werden also von Pennin umgeben.

Es wurde bereits im petrographischen Teil erwähnt, daß sich in der Dachregion der alpinen Schieferhülle eine Einschaltung von serizitreichem Orthogneis vorfindet. Diese wird als mitgeschleifte Schuppe von Zentralgneis gedeutet. Das beschriebene Vorkommen ist jedoch zu geringmächtig, als daß größere tektonische Folgerungen daraus gezogen werden könnten. Da der Gneisspan schon in Talhöhe aufgeschlossen ist und gegen oben keine Änderung der Mächtigkeit zu bemerken war, könnte als Hinweis gelten, daß er von unten her aufspießt. Zu erwähnen ist, daß unser Gneis äußerlich vollkommen den Gneisen der Modereckdecke gleicht und sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch mit dem von C. E x n e r (1948) beschriebenen M - Gneistypus ("quarzitähnliche grünliche Muskowitgneise mit phengitischem Glimmer", beinahe frei von Ichorese, kein Perthit, aus tektonisch höheren Zonen) ident ist. Ich verdanke diese Feststellung einer mündlichen Mitteilung meines Freundes G. F r a s l .

Obwohl ich den oftmaligen Wechsel von Kalkglimmerschiefer mit Prasinitzügen für tektonisch bedingt halten möchte (Gleitschuppenbau), scheint die Anreicherung an Grünschiefermaterial in den obersten Zonen auf eine - im großen gesehen - synklinale Lagerung der alpinen Schieferhülle hinzudeuten, da ja die Prasinite als diabasische Abkömmlinge des Initialvulkanismus der alpinen Geosynklinale im Sinne von H. S t i l l e gedeutet werden.

Die Bewegungsrichtung der alpinen Schieferhülle ist - wie bei allen höheren Einheiten des Aufnahmegebietes - gegen Norden gerichtet.

#### Die variszische Schieferhülle.

Ihre Schichtglieder wurden im Aufnahmebereich von mir erstmalig zum Pennin gerechnet. Diese Anschauung steht in völliger Übereinstimmung mit den Ergebnissen H. F i s c h e r s in den westlich anschließenden Gebieten. Ebenso läßt sich die variszische Schieferhülle des Arbeitsbereiches mit der penninischen "Fischer Schieferhülle" E. B r a u m ü l l e r vergleichen.

Der Gesteinsbestand hat keine Ähnlichkeit mit dem ostalpinen Serien. Dagegen finden sich große Anklänge an Teile der "Unteren Schieferhülle" aus anderen Teilen der Tauern. Diese Tatsache wird auch von C o r n e l i u s nicht geleugnet. Ich verweise hier weiters auf W. H a m m e r (1938 p.175), der die westlich von Uttendorf an den Zentralgneis angrenzenden Phyllite, Tonschiefer

und Porphyroide eben als Glieder der unteren Schieferhülle bezeichnete. Ihre östliche Fortsetzung bildet die variszische Schieferhülle unseres Gebietes.

Die Erscheinung, daß diese "untere" Schieferhülle (im alten Sinne) über der alpinen - also der "oberen" Schieferhülle liegt, führte zu den unklaren Vorstellungen über den Tauernnordrand. Diese Störung der normalen Übereinanderfolge der Tauerndecken findet seine Erklärung, wenn man das tektonische Verhalten der alpinen Schieferhülle betrachtet.

Die alpine Schieferhülle taucht westlich des Stubachtales tunnelförmig gegen Westen unter. Sie ist zweifellos primär über der variszischen Schieferhülle gelegen. Beim Überfahren der autochthonen Kuppel des Granatspitzkernes wurde die alpine Schieferhülle tektonisch ausgedünnt, bis endlich die Verbindung mit den Wurzelzonen unterbrochen wurde. Der nun wurzellos im Norden der Zentralgneiskuppel treibende Teil wurde im weiteren Verlauf der alpidischen Gebirgsbildung von der aus Süden nachdrängenden variszischen Schieferhülle überholt, überwallt. Diese starke tektonische Beanspruchung, Durchbewegung erklärt die relativ hohe Metamorphose der Kalkglimmerschiefergruppe. Heute liegt die variszische Schieferhülle als höchste penninische Einheit über der jungen Schieferhülle. Die unterostalpine Schuppenzone liegt also auf der älteren Hüllschieferereinheit. Es sei daran erinnert, daß E. Braumüller und S. Prey (1943) im Osten unseres Gebietes zwischen Fuscher- und Rauristal ähnliche Verhältnisse angetroffen haben. Die variszische Schieferhülle wird als Tauerndecke gedeutet. Über ihre Wurzelzone ist derzeit noch nichts bekannt.

Der Innenbau ist durch lebhaftete Verschuppung gekennzeichnet. Wir sehen in inniger Vermischung Chloritfleckenschiefer, phyllitische Glimmerschiefer, Grünschiefer, Amphibolite. Ein stratigraphischer Verband, eine Gesetzmäßigkeit im Auftreten der verschiedenen Schichtglieder ist nirgends zu erkennen.

Der Nordrand des Tauernfensters liegt an der Hangendgrenze der variszischen Schieferhülle.

Die variszische Schieferhülle ist von der alpinen überall scharf und deutlich abzugrenzen. Die Trennung gegen das Unterostalpin ist durch den durchziehenden Zug von sicherem Mesozoikum gegeben. Pennin und Ostalpin sind dadurch scharf geschieden, obwohl die Phyllite beider Serien äußerst ähnlich sind.

#### c. Lungaurider Ring.

##### Die unterostalpine Schuppenzone

Die von Kober immer wieder betonte Umrahmung des Tauernfensters durch den "Lungauridenring" hat auch für unser Gebiet vollste Berechtigung. Der Lungaurider Ring erscheint im Aufnahmegebiet in Form von Quarziten, Triasdolomiten und -kalken, kohligen Phylliten und Liasbreccien.

Diese unterostalpine Schuppenzone grenzt mit einer scharfen, nordfallenden Überschiebungslinie an die variszische Schieferhülle. Obwohl diese wie auch das Unterostalpin ähnliche Fazies in Form der gleich aussehenden dunklen Phyllite besitzen, ist die vorgenommene Trennung durchaus berechtigt. Die Phyllite nord des Triaszuges sind jung wegen ihrer stratigraphischen Einlagerungen von nachtriadischen Dolomitreccien, die Phyllite süd davon gehören mit ihren Einschaltungen von Graphitquarziten und Konglomerat ins Paläozoikum.

Die unterostalpine Schuppenzone findet einige Kilometer westlich von Uttendorf ihr Ende. Von dort an grenzt die variszische Schieferhülle direkt an die Grauwackenzone, wird von dieser aber von Mittersill an durch den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit getrennt. Gegen Osten läßt sich unser Unterostalpin bis an die Basis der nachtriadischen Sandstein-Brecciendecke **B r a u m ü l l e r s** verfolgen.

Das Unterostalpin im Aufnahmegebiet zeigt intensiven Schuppenbau. Eine ungestörte Schichtfolge wurde nirgends angetroffen. Verläuft der Triaszug Grünalpe - Mühlbachtal im großen und ganzen einheitlich, so lösen sich westlich davon einzelne Fetzen von Quarziten, Dolomiten ab und schwimmen in den dunklen Phylliten. Inwieweit diese Verhältnisse primär sind, ist nicht zu sagen. Das dichtbewaldete, zum Teil sumpfige Steilgehänge ist arm an Aufschlüssen.

Das regionale Streichen verläuft ost-westlich. Verstörungen nach Westnordwest sind, vor allem bei einer Annäherung an das Salzachtal, häufig zu beobachten. Der Fallwinkel wechselt von steil nord bis saiger.

Charakteristisch für die ganze Zone ist, wie gesagt die enorme Verschuppung. Die im Profil des Dietlsbaches bis zu 2.000 m mächtigen graphitischen Phyllite sind tektonisch zusammengeschopt. Daß dabei die einzelnen Amphibolitzüge östlich des Mühlbachtales Schubspäne von Altkristallin (?) darstellen, ist wahrscheinlich aber nicht sicher zu sagen.

Man mag die stratigraphische Stellung der unterostalpinen Phyllite anzweifeln. Dies ist, solange keine Fossilfunde vorliegen, gutes Recht. Eines ist aber unumstößliche Tatsache: Es bestehen fazielle Unterschiede zwischen den beiden Talseiten der Salzach. Ein Horeinstreichen der Wildschönauer Schiefer in den Raum südlich des Flusses gibt es im Bereich des Aufnahmegebietes nicht. Ich stehe nicht an, die breite Talbene des Pinzgaues mit der Klammüberschiebung (**B r a u m ü l l e r** (1939) in Verbindung zu bringen, welche die Wildschönauer Serie von der unterostalpinen Schuppenzone diskordant abschneidet. Die Ost-West-Längstalflucht der Salzach dürfte zwar eine junge Störungslinie sein, ist aber sicher die Neubelebung einer alpidischen Überschiebungslinie.

Die unterostalpine Schuppenzone - also der lungauride Rahmen im Sinne **L. K o b e r s** - trennt im begangenen Bereiche Pennin und Oberostalpin. Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietlsbachtal ist geschlossen.

d. Oberostalpin.

Die Wildschönauer Serie.

Über die Tektonik der Wildschönauer Serie ist nach den obigen Darlegungen nur mehr wenig zu sagen. Das regionale Streichen verläuft ost-westlich bei Einfallen nach Norden. Die tiefsten Teile zeigen Abweichungen im Streichen gegen ESE, greifen aber nicht über die Salzach nach Süden. Die Wildschönauer Serie gehört zum oberostalpinen Paläozoikum der Grauwackenzone. Altkristalline Gesteine wurden im begangenen Bereiche nicht beobachtet. Zu betonen ist die ruhige Einförmigkeit und Geschlossenheit in Ausbildung und Lagerung, was in scharfem Gegensatz zu den Verhältnissen im nordschauenden Gehänge des Pinzgaues steht.

4. Allgemeine Ergebnisse und Zusammenfassung.

Für den Lias ist im penninischen Trog im großen und ganzen ein sinkendes Meeresgebiet anzunehmen, da die Entstehung des größten Teiles der alpinen Schieferhülle in den Lias fällt. Die beschriebenen unterostalpinen Breccien zeigen, daß ebenfalls im Lias eine Bewegungsphase stattgefunden hat. Dies gilt möglicherweise auch für das Neokom, falls nämlich die Breccien mit quarzitischem Bindemittel unterkretazisches Alter haben sollten.

Die Bewegungsrichtung verläuft in der Hauptsache süd-nördlich, während im Scharkogellappen auch eine gegen Nordosten gerichtete Bewegung stattgefunden haben dürfte.

Für den begangenen Bereich der Nordabdachung des mittleren Teiles der Hohen Tauern gelang es, 7 petrographisch und tektonisch wohl trennbare Einheiten aufzuzeigen, die es erlauben, den Nordrand des Tauernfensters mit aller Klarheit festzulegen. Es sind dies - von unten nach oben:

1. Die Zentralgranitgneise des Granatspitzkernes (Pennin, relativ autochthon).
2. Die Schneiderraumulde (Pennin, ebenfalls relativ autochthon).
3. Der Scharkogellappen.
4. Die alpine Schieferhülle.
5. Die variszische Schieferhülle.

Die Einheiten 3,4 und 5 sind penninische Deckeneinheiten.

6. Die unterostalpine Schuppenzone.
7. Die Wildschönauer Serie (Oberostalpin).

Die vorliegende Gliederung ergab sich aus den Aufnahmen im Maßstab 1 : 25.000 und ist durch Ausbildung, Lagerung und gesetzmäßiges Zusammenvorkommen der beschriebenen Gesteine begründet.

Unter den petrographisch-stratigraphischen Ergebnissen ist das

Auftreten von sicherem Mesozoikum im Bereiche süd der Salzach hervorzuheben, ferner der unbestreitbare fazielle Gegensatz zwischen den Gesteinen der Wildschönauer Serie und der unterostalpinen Schuppenzone.

Die in großen Zügen von Norden nach Süden gleichmäßig und stetig zunehmende Metamorphose, die ohne Rücksicht auf tektonische Grenzen alle Gesteine erfaßt hat, ist in gleichmäßiger Belastung und Durchbewegung durch höhere Deckeneinheiten begründet.

#### Tektonische Ergebnisse:

Das Paläozoikum der oberostalpinen Grauwackenzone stößt in einer nordfallenden Überschiebungslinie an die unterostalpinen Schuppenzone, die ihrerseits eindeutig Pennin und Oberostalpin trennt. Das Auskeilen des Unterostalpins westlich des Stubachtales ist dadurch zu erklären, daß es während der Deckenbewegung in diesem Raum nicht nach Norden vorgedrungen ist.

Die auf den ersten Blick verwirrende Tatsache, daß über der Kalkglimmerschiefer-Prasinitgruppe der in der Glocknerdepression aufgestauten alpinen Schieferhülle noch eine penninische, wahrscheinlich paläozoische Hülschieferserie zu liegen kommt, findet durch das Untertauchen der alpinen Schieferhülle westlich des Stubachtales ihre Erklärung. Die alpine Schieferhülle ist während des Deckenvormarsches in diesem Raume zurückgeblieben und wurde von der variszischen Schieferhülle (einem Teil der "unteren" Schieferhülle F. B e c k e s entsprechend) überwallt, liegt also heute darunter.

Die Deckennatur des Scharkogellappens ist durch die - vor allem östlich des Arbeitsgebietes auftretende - Verschuppung mit Gesteinen der alpinen Schieferhülle sowie durch die enorm hohe Durchdringung mit aplitischen Material bewiesen. Letztere Erscheinung steht in schärfstem Gegensatz zu den Verhältnissen in den hangenden und liegenden Serien.

Granatspitzkern und Schneiderraumalde zeigen einen flach kuppelförmigen Bau und lassen keine Hinweise auf tangentielle Verfrachtung erkennen. Sie sind also relativ autochthon. Die Zentralgranitgneise stehen mit ihren basalen Hüllgesteinen in primärem Verband.

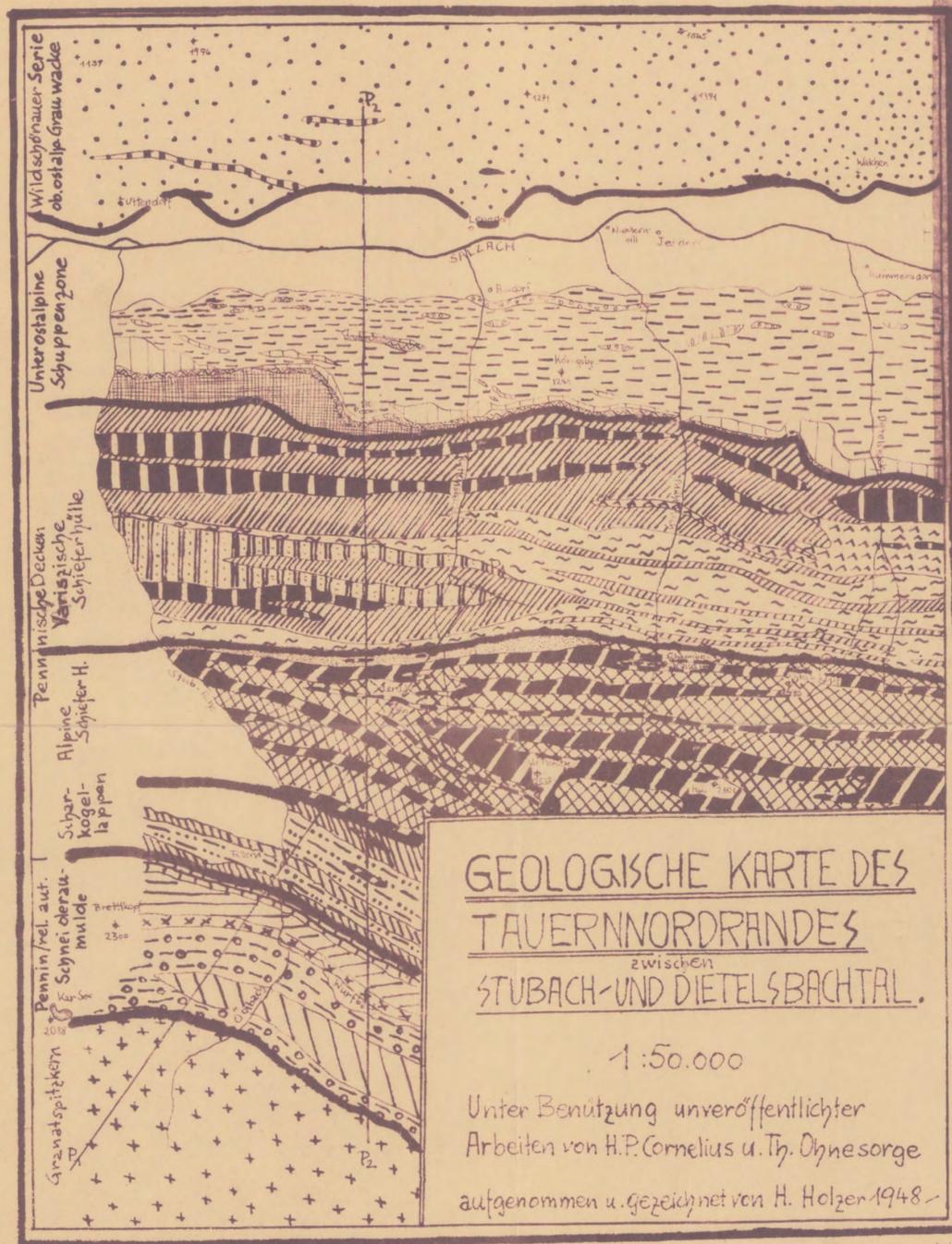
Die Nordgrenze des Penninikums liegt im Hangenden der variszischen Schieferhülle, Pennin und Grauwackenzone sind durch die unterostalpinen Elemente geschieden.

Der Nordrand des Tauernfensters ist zwischen Stubach- und Diotlsbach geschlossen.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s :

- A n g e l F. Verh.G.B.A.1929: Der Stüdlgrat (Großglockner).  
B e c k e F. Tscherm.Min.Petr.Mitt.14,189,p.271: Olivinfels u. Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern).  
B r a u m ü l l e r E. Anz.A.d.W.Nr.11,1936: Der Tauernnordrand zwischen Fuscher- und Rauristal.  
B r a u m ü l l e r E. Mitteil.Geol.G.W.Bd.XXX,1937: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal.  
B r a u m ü l l e r E. und P r e y S. Ber.d.R.ames f.Bodenf. Jhrg.43,Wien 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern.  
C l a r E. Sitzber.A.d.W.W.AbtI.I,149,Bd.1.u.2,Heft,1940: Von der Tarntaler Breccie (Lizum).  
C o r n e l i u s H.P. Verh.G.B.A.1934: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel/Zell am See sowie Anschlußbegchungen auf Blatt Großglockner.  
C o r n e l i u s H.P. Verh.G.B.A.1935: Zur Geologie von Lützelstübach.  
C o r n e l i u s H.P. Zeitschr.d.D.Gool.Ges.1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre.  
C o r n e l i u s H.P. & C l a r E. Geologie des Großglocknergebietes I.Teil. Ex: Abh.d.Zweigst.Wien d.R.stelle f.Bodenf. Bd.XXV, Wien 1939.  
E x n e r Ch. Vortragsbericht i.Mitt.d.Wr.Min.Ges.Nr.110, 1947, erschienen in Tscherm.Min.u.petr.Mitt. 3.Folge Bd.1, Heft 1, Wien 1948: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern.  
F i s c h e r H. Dissertation d.phil.Fak.d.Univ.Wien, eingereicht 1948: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal.  
F r i e d r i c h O. und P e l t z m a n n I. Verh.G.B.A.1937: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachenalm im Pinzgau.  
H a i d e n A. Verh.G.B.A.1936: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau.  
H a m m e r W. Jahrb.G.B.A.1935: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal.  
H a m m e r W. Verh.G.B.A.1937: Bemerkungen zur geologischen Spezialkarte Blatt Kitzbühel-Zell am See.  
H a m m e r W. Verh.G.B.A.1938: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaues und der Kitzbüheler Alpen.  
K o b e r L. Mitt.G.Ges.W.X,1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen.  
K o b e r L. Sitzber.A.d.W.W.AbtI.I,100.Bd.10.Heft 1921: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone.  
K o b e r L. Denkschr.A.d.W.W.1925 und 1926: Das östliche Tauernfenster.  
K o b e r L. Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer 1938.  
K ö l b l L. Sitzber.A.d.W.W.mat.nat.Kl.1924: Die Tektonik der Grantspitzgruppe i.d. Hohen Tauern.  
K ö l b l L. Zentralbl.f.Min.etc.AbtI.B,1924: Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern.  
K ö l b l L. Sitzber.A.d.W.W.69.Bd.Nr.23,17.XI.1932: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun.  
K ö l b l L. Sitzber.A.d.W.W.141,1932: Das Nordostende des Großvenedigermassives.

- L ö w l F. Jahrb.G.R.A.1895: Der Granatspitzkern.  
O h n e s o r g e Th. Verh.G.B.A.1924: Aufnahmebericht über Blatt  
Kitzbüchel-Zell am See.  
O h n e s o r g e Th. Verh.G.B.A.1925: Aufnahmebericht über Blatt  
Kitzbüchel-Zell am See.  
O h n e s o r g e Th. Anz.A.d.W.66,1929: Bericht über geologische  
Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau.  
S a n d e r B. Ber.d.R.stelle.f.Bodenf.1941,Heft 7/9: Zur Petro-  
graphie der nachtriadischen Tarntaler Breccie.  
S c h m i d t W. Jahrb.G.St.A.1921: Grauwackenzone und Tauern-  
fenster.  
W o i n s c h e n k E. Abh.bayr.A.d.W.II.Kl.18/III,1894: Beiträge  
zur Petrographie der östlichen Zentralalpen etc.: Über die  
Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine.  
W i n k l e r A. Jahrb.G.B.A.1926: Geologische Probleme in den  
östlichen Tauern.



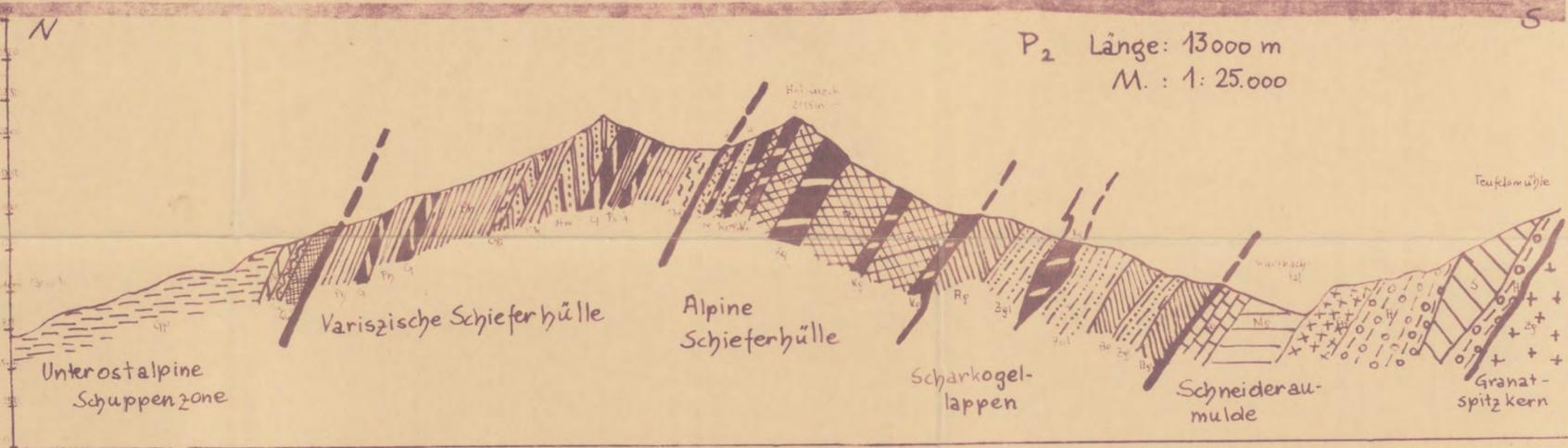
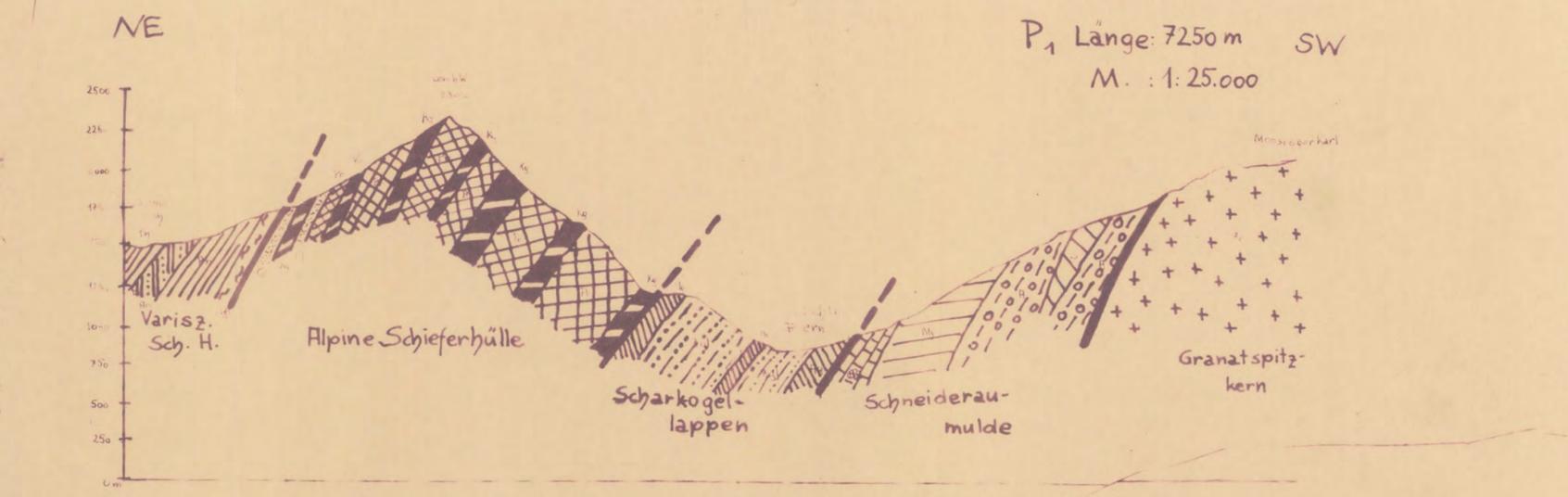
**GEOLOGISCHE KARTE DES TAUERNNORDRANDES ZWISCHEN STUBACH-UND DIETELSBACHTAL.**

1:50.000

Unter Benützung unveröffentlichter Arbeiten von H.P. Cornelius u. Th. Ohne Sorge aufgenommen u. gezeichnet von H. Holzer 1948

**BEILAGE:**

**DR. H. HOLZER / DER NORDRAND DES TAUERNFENSTERS ZWISCHEN DEM STUBACH-UND DIETELSBACHTAL /**



**ZEICHENERKLÄRUNG:**

**Wildschönauer Serie (alt. Paläozoikum):**

- Wildschönauer Schiefer
- Diabasporphyrit schiefer
- Dolomit u. Kalklinsen

**Unterostalpine Schuppenzone (mesozoisch):**

- Kalk- und Dolomitbreccien m. kalkigem oder kieseligem Bindemittel
- Graphitische Phyllite, teilw. schwach kalkig
- Kalk, Dolomit, Marmor
- Quarzreiche Serizitchlorit schiefer
- Quarzite

**Variszische Schieferhülle:**

- Dunkle Phyllite, z.T. höher metamorph
- Grünschiefer
- Chloritfuchenschiefer
- Quarzreiche Muskovitschiefer z.T. granatführend
- Amphibolite

**Alpine Schieferhülle (meist nachtriadisch):**

- Kalkglimmerschiefer u. phyllite Glimmermarmor
- Prasinite z.T. epidotreich
- Kalkfreie Glimmerschiefer u. Phyllite
- Serizitreicher Gneis, westl. Schaubenberg Grundfl.

**Scharkogellappen:**

- Aplitgneise, aplitisch durchtränkte Glimmerschiefer
- Zweiglimmergneise

**Schneideraumulde:**

- Grünschiefer
- Biotitreiche Mischgneise
- Granatglimmerschiefer, Glimmerschiefer
- Amphibolite, z.T. injiziert
- Serpentin

**Granatspitzkern:**

- Zentralgranitgneis
- Profilinien