

# Das Tauernfenster und seine Umrahmung

von Ali Mosleh-Yazdi

# Das Tauernfenster und seine Umrahmung

von Ali Mosleh-Yazdi<sup>+)</sup>

## Summary

The Tauern-window stretches from the Brenner to the Katschberg. You can recognize the granitic cores (either real intrusions or anatexis), which are weathered to granitic gneiss. L. v. BUCH believed the Tauern-window to be part of the central massive (like within the Western Alps). Therefore the term "central gneiss".

All together four cores can be distinguished within the Tauern-window:

- a) Zillertal-Venediger-core
- b) Granatspitz-core
- c) Sonnblick-core
- d) Ankogel-Hochalm-core

a) and b) show vaultings, c) represents a segment within the nappe structure.

The Zillertal-Venediger-core splits into two boughs:

- a) Zillertal Alps
- b) Olperer ridge

Merely here and there the central gneiss preserved its granulate granitic character; chiefly it is exfoliated and metamorphic.

The following varieties are possible:

porphyritic central gneiss, syenitgneiss, "trout gneiss" with enclosed micas, "white schists" or white sericitic schists.

According to KOBER the central gneiss represents an intracarboniferous intrusion (variscian) into variscian mountain range.

These mountains have been eroded down to the mesozoic boundary.

The granite has been exposed over large areas.

According to FRASL the permomesozoic gneiss core with partly preserved transgression contact recently could be proved at the Hachelkopf south of Neukirchen. The same was discovered by EXNER at the Stubner Kogel near Badgastein. Determinations using the Rb/Sr-method showed the central gneiss to be of early variscian age, which is about 243 million years (LAMBERT 1964)

---

+)

Anschrift des Verfassers: cand. geol. Ali Mosleh-Yazdi,  
Baharestan Square, Nezanieh Cooche, Teheran-Iran

According to SANDER the Tauern crystallization represents a posttectonic mineralization. The age of the Tauern crystallization mentioned has to be estimated according to radiometric determinations from 17.5 to 37 million years (max. about 20 millions). By the opinion of many geologists the Tauern-window represents the starting point to the knowledge of the alpine nappe system. The Nördliche Kalkalpen migrated over the Tauern-window. Indeed at this time the Tauern-window has not been a vault. The term "lower schist-cover" is to be understood tectonically. It comprises the hitherto described units which as nappes slide over the autochthon and the parautochthon. This lower schist-cover is recumbent to the thrust-slab of the "upper schist-cover" (Glockner slab). The schist-cover continues with the Bündner-schists, which are the schistes lustrés of the Western Alps. The Tauern are part of the Western Alps which emerge again underneath the Eastern Alps. Finally is to be mentioned the all round covering of the Tauern-window by low east-alpine rocks. Three areas: NW: Tarntaler series, S: Matrei-zone, NE: Radstädter series.

### Zusammenfassung

Das Tauernfenster erstreckt sich vom Brenner bis zum Katschberg. Man sieht in ihm Kerne aus granitischen Gesteinen (entweder echte Intrusionen oder Anatexis), die zu einem Granitgneis verwittert sind. L. v. BUCH sah im Tauernfenster Teile der Zentralmassive (wie in den Westalpen). Deshalb der Name "Zentralgneis".

Insgesamt kann man im Tauernfenster vier Kerne unterscheiden:

- a) Zillertaler-Venediger-Kern
- b) Granatspitzkern
- c) Sonnblick-Kern
- d) Ankogel-Hochalm-Kern

a) und b) zeigen Aufwölbungen, c) ist im Deckenbau in Form einer Lamelle einbezogen worden.

Der Zillertaler-Venediger-Kern spaltet sich in zwei Äste:

- a) Zillertaler Alpen
- b) Olperer-Kamm

Der Zentralgneis hat nur stellenweise den Charakter eines körnigen Granites bewahrt; größtenteils ist er geschiefert und metamorphosiert.

Als Varietäten kommen vor:

Porphyrischer Zentralgneis, Syenitgneis, "Forellengneis" mit eingelagerten Glimmeranteilen, "Weißschiefer" oder weißer Sericitschiefer. Der Zentralgneis ist nach L. KOBER eine intrakarbene (variszische) Intrusion in einem variszischen Gebirgsstück. Dieses Gebirge wurde bis an die Grenze des Mesozoikums tief abgetragen. Der Granit wurde auf große Strecken freigelegt. Neuerlich liegt nach FRASL am Hachelkopf südlich von Neukirchen und nach EXNER am Stubner Kogel bei Badgastein im N der Gneiskern des Permomesozoikums, an vielen Stellen mit z.T. noch erhaltenem Transgressionskontakt darüber. Messungen nach der Rb/Sr-Methode ergaben (nach LAMBERT 1964) für Zentralgneis ein jungvariszisches Alter von etwa 243 Millionen Jahren. Die

Tauernkristallisation ist nach SANDER eine posttektonische Mineralisation. Das Alter der genannten Tauernkristallisation ist nach radiometrischen Bestimmungen (K/Ar-Methode) auf 17.5 bis 37 Millionen Jahre einzuschätzen (max. bei etwa 20 Millionen). Das Tauernfenster war nach Ansicht vieler Geologen ein Ausgangspunkt für die Erkenntnis des Deckenbaues der Ostalpen. Die Nördlichen Kalkalpen wanderten über das Tauernfenster, allerdings war das Tauernfenster zu dieser Zeit noch kein Gewölbe. Der Begriff "untere Schieferhülle" ist tektonisch zu verstehen. er umfaßt die bisher beschriebenen Einheiten, die das Autochthon und Parautochthon in Form von Decken überschieben. Diese untere Schieferhülle ist die Liegendeinheit und wird von der "oberen Schieferhülle" (=Glocknerdecke) überschoben. Die Schieferhülle ist die Fortsetzung der Bündnerschiefer, der schistes lustrés der Westalpen. Die Tauern sind ein Stück der Westalpen, die unter den Ostalpen nochmals auftauchen. Anschließend sei noch erwähnt, daß das Tauernfenster allseitig von unterostalpinen Gesteinen umhüllt wird. Drei Gebiete: NW: Tarntaler Serie, S: Matreier Zone, NE: Radstädter Serie.

## Inhalt

- I. Einleitung
  - a) Entwicklungsgeschichte
  - b) Metamorphose
  - c) Altersbestimmung (zeitliche Einstufung)
- II. Morphologie
- III. Stratigraphie
  - 1) Zillertaler-Venediger-Kern
  - 2) Granatspitzkern
  - 3) Sonnblickkern
  - 4) Ankogel-Hochalm-Kern
- IV. Schieferhülle
  - 1) Untere Schieferhülle
  - 2) Obere Schieferhülle
- V. Unterostalpin
  - 1) Tarntaler Serie
  - 2) Radstädter Serie
  - 3) Matreier Zone
- VI. Tektonik
  - a) Tektonik des Tauernfensters
  - b) Tauernkristallisation
  - c) Verhältnis zu den Nachbargebieten
- Danksagung
- Literatur

## I. Einleitung

### a) Entwicklungsgeschichte:

Das in seiner Natur lange umstrittene Tauernfenster wird heute eigentlich von allen aktiven österreichischen Geologen - aus welcher Schule sie auch immer kommen mögen - anerkannt.

Der geniale Forscher P. TERMIER hatte 1903 als erster die geologischen Verhältnisse im Tauerngebiet als tektonisches Fenster gedeutet ("Les Nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes"). In seiner Arbeit über das Tauernfenster gliederte TERMIER die Aufwölbung der Hohen Tauern in folgende vier zwiebelschalenförmig übereinanderliegende Schubdecken ("Nappes"):

- a) Die "Serie crystallophylliene Permo-huillère", zuoberst mit Trias (Hochstegenlage), der südliche Teil vielleicht autochthon, der nördliche (Tux) ist Nappe I.
- b) Die "schistes lustres" = (Kalkphyllit), mesozoisch, vielleicht bis ins Tertiär.
- c) Nappe III. Eine zerrissene Decke mit Trias.
- d) Nappe IV. An der Basis Phyllades des Paläozoikums, Decke der Rettelwand, Tarntaler Köpfe, Serlesspitze, Radstädter Tauern usw.

Als Nappe V würde darüber die Decke der Nördlichen Kalkalpen folgen.

Heute beweist uns die Vielzahl der Beobachtungen, die aus diesem Gebiet vorliegen und die in ihrer Gesamtheit nur durch die Annahme eines Fensters erklärt werden können, die Richtigkeit der von TERMIER ausgesprochenen Idee.

Es erscheint heute fast selbstverständlich, daß man hier vom Vorliegen eines tektonischen Fensters spricht, können doch die im folgenden ganz kurz skizzierten Lagerungsverhältnisse gar nicht anders ausgelegt werden. Im Bereich einer ca. 160 km langen und 30 km breiten Aufwölbung treten oft mesozoische Gesteine an die heutige Gebirgsoberfläche. Diese Gesteine werden von einer meist mehrere Kilometer mächtigen ostalpinen Deckenmasse vormesozoischen Alters überlagert. Die jüngeren Gesteine konnten also nur durch eine gewaltige Überschiebung unter die älteren Serien gekommen sein. Wo nun diese Schubmassen sozusagen ein "Loch" haben, sieht man die Unterlage, genauer gesagt den Fensterinhalt. Der Fensterinhalt selbst wird als "Penninikum" bezeichnet und zwar aus folgendem Grund: Das Mesozoikum im Fenster weist eine ganz andere sedimentäre Fazies auf, stammt also aus einem anderen Ablagerungsraum als die es umgebenden ostalpinen tektonischen Groseinheiten. Als Fortsetzung dieses langen Ablagerungsraumes mit der gleichen Sedimentärfazies bieten sich die "penninischen" Einheiten der Westalpen an. Sie sind beispielsweise im Wallis, im Tessin und in Graubünden verbreitet.

Vielleicht sollten noch zwei Forscher erwähnt werden, die sich im Kampf um das Für und Wider bezüglich des Tauernfensters besonders hervorgetan haben:

Es sind dies L. KOBER ("Bau und Entstehung der Alpen") und R. STAUB ("Der Bau der Alpen").

Der Versuch, eine in das stratigraphische System eingeordnete Entwicklungsgeschichte des Penninikums im Bereich des Tauernfensters zu schreiben, ist auch heute noch ein sehr unsicheres Unterfangen, obwohl sich im Laufe der Zeit sehr viele Forscher mit diesem Gebiet beschäftigt haben und eine Vielzahl von Beobachtungen vorliegt.

#### b) Metamorphose:

Die Metamorphose hat hauptsächlich ihren Grund darin, daß die penninische Zone des Tauernfensters epi- bis schwach mesozonal regionalmetamorph geworden ist. Mit dieser alpidischen Tauernkristallisation (Alter: Oberkreide-Alttertiär) hat sich B. SANDER intensiver beschäftigt. Die Umkristallisation erfolgt hauptsächlich nach den internen Deckenbewegungen und hängt auch mit der zeitweiligen Versenkung unter die darüber gleitenden ostalpinen Deckensysteme zusammen. Zudem ist bei nahezu der Hälfte der Gesteinsserien die Wirkung einer variszischen Orogenese zu berücksichtigen, die mit der Platznahme der meisten granitoiden Gesteinsmassive im Zusammenhang steht. Auch vorvariszische Gebirgsbildungsakte dürften in den ältesten Serien zu Kristallinbildungen geführt haben, so daß man mit gutem Recht von polymetamorphen Gesteinsserien spricht. Es ist also auf Grund der oben angeführten Tatsachen nicht verwunderlich, daß in unserem Penninikum - mit Ausnahme des berühmten Perisphinctenfundes aus dem oberen Jura des Hochstegenkalkes - keine näheren bestimmbareren Fossilreste gefunden worden sind.

#### c) Altersbestimmung (zeitliche Einstufung):

Sehr genaue petrographische Untersuchungen (z. B. Reliktminerale und Reliktgefüge), die auf sedimentäre, magmatogene oder altmetamorphe Ausgangszustände hinweisen, ermöglichten nicht nur die Erstellung rein petrographischer Karten, sondern auch Aussagen über die stratigraphische Zuordenbarkeit der Serien, sowie über die tektonische und morphologische Entwicklungsgeschichte. Bei den Kartierungen der letzten Jahre wurde insbesondere auf die natürlichen Zusammenhänge zwischen den kartenmäßig unterschiedenen Gesteinen geachtet: So wurde z. B. genauer untersucht, wie im Kleinbereich (mm-m) ein gewisser, nachtriadischer Konglomerat-Typ an verschiedenen Stellen in spezifisch aussehende Phyllite, Kalkphyllite bzw. Quarzite übergeht. Auch wurde der Frage Beachtung geschenkt, welche Phyllitarten, die im Handstück alle ähnlich aussehen, einmal in Kalkphyllite mit nachtriadischen Dolomitreccien übergehen und somit also selbst nachtriadisch sind und welche Phyllitarten auf Grund tuffitischer Einstreuungen mit vor-mesozoischen Vulkaniten zusammenhängen. Für letztere Untersuchungen waren - weil relativ gering alpidisch metamorph - die

dem Salzachtal näheren Partien der Nordabdachung der Hohen Tauern geeignet. Um eine Einordnung in die geologische Zeitskala zu ermöglichen, sind folgende Punkte von Bedeutung: Zusammenstellung der - wenn bis jetzt auch nur spärlich vorliegenden - Zerfallsdaten von Mineralien und Gesteinen. Dann können weiters die im primären Zusammenhang befindlichen Serien im Tauernfenster mit den entsprechenden, unter Umständen fossilführenden penninischen und eventuell auch helvetischen Serien der Westalpen lithologisch verglichen werden. Andererseits werden auch Vergleiche mit den ringsum benachbarten, irgendwie ähnlichen und fossilführenden ostalpinen Serien vorgenommen (z. B. in den Radstädter Tauern). Trotz aller, hier nur flüchtig angedeuteter Ergebnisse und Arbeiten, hat man sich aber bezüglich des Tauernfensters noch nicht zu einem vollständig abgeschlossenen, durch genaue Zeitangaben präzisierten geologischen Gedankengebäude durchringen können. Die großen Einheiten dieses Tauernfensters stehen fest - im Detail wird aber noch viel Forscherarbeit notwendig sein.

## II. Morphologie

Gliederung:

- 1) Allgemeine Bemerkungen
- 2) Die Venedigergruppe
- 3) Die Granatspitzgruppe
- 4) Die Glocknergruppe
- 5) Das Hochalm-Ankogel-Massiv
- 6) Südliche Vorgebiete der Hohen Tauern

zu 1) Allgemeine Bemerkungen:

Die starke Verfaltung des zu besprechenden Gebietes bringt zusammen mit dem - trotz aller Umkristallisation - noch erkennbaren starken petrographischen Wechsel mehr Abwechslung ins Relief, als man es sonst von den zentralalpinen Massen gewohnt ist. Insbesondere bewirken die zonal gelagerten Schieferzüge die auffallende Kettenform. In südlicheren Gebieten allerdings, wo die altkristallinen Massen flächenhaft auftreten, ist diese klare Gliederung noch nicht zu erkennen. Hier findet man - ähnlich wie in den Ortler- oder Ötztaler Alpen - eine radiale Anordnung der Seitenkämme. Den Matreier Glanzschiefern und den dünnblättrigen Phylliten hingegen folgen schon einzelne Längstäler, vor allem an der Südseite der Venediger-Gruppe (z. B. Virgental, Defregental). Die hellen Dolomite und die Marmore bilden auffallende Wände und einzelne Stufen; im Bereich der Grünschiefer und Serpentine finden sich bizarre Felsformen. Im Bereich der Hüllengesteine liegen einige Hauptgipfel, wie z. B. Großglockner, Wiesbachhorn, Hocharn. Die zur Salzach führenden (N-S) Täler folgen - unbeeinflusst vom geologischen Bau - der allgemeinen Nordabdachung, was deutlich beweist, daß

die junge Aufwölbung des Tauernfensters maßgebender für den Kammverlauf ist, als die Petrographie. Der Nordabfall der Hohen Tauern ist steiler als ihr Südabfall.

#### zu 2) Das Gebiet der Venedigergruppe:

Die Venedigergruppe ist eine kleine, aber sehr massige Gebirgsgruppe. Es erscheint zweckmäßig, mit der Beschreibung dieses Gebietes im Westen zu beginnen: Hier endet der Zillerkamm als orographisches Gebilde am Krimmler Achental. Südöstlich vom Zillerkamm, nämlich zwischen dem oberen Ahrn- und Raintal, beginnt im Durrekgrat ein Parallelzug zum Zillerkamm. Die östliche Fortsetzung desselben bildet dann die Hauptachse der Venedigergruppe. Diese selbst streicht anfänglich leicht bogenförmig SW-NE, um dann in eine fast west-östliche Richtung überzugehen. Die Venedigergruppe ist zu 22% vergletschert. Rings um den Großvenediger finden sich in einem Umkreis von 5 km fast nur Punkte, die über 2300 m liegen. 21% des Großvenediger-Gebietes liegen über 2700 m. Die Gipfelflur liegt bei 3400 m. Die nach Norden ziehenden Seitenkämme tragen - besonders an ihrer Ostseite - schöne Gletscher. Zwischen den Seitenkämmen fließen mächtige Talgletscher gegen Norden.

#### Einige kurze Bemerkungen noch zu den glazialen Formen:

Fast überall ist die Tätigkeit der Gletscher zu beobachten. Glaziale Formen beherrschen das Landschaftsbild: Am Obersulzbach-Kees findet man zum Beispiel sehr schöne Mittel-Moränen, Habach- und Gschlössstal haben Trogschlüsse mit Sandr-Böden. Am Felbertauern schufen die Gletscher kleine Karseen. Die nordgerichteten Täler liegen selten in mehr als 5 km Entfernung voneinander und sind meist unverzweigt. Die unterschiedliche petrographische Zusammensetzung wirkt sich auch in der Schuttbildung aus: Kalkglimmerschiefer zerfallen in eckige Platten, die Chloritschiefer hingegen in plumpe Blöcke.

#### zu 3) Die Granatspitzgruppe:

Die Granatspitze selbst ist 3086 m hoch. Ansonsten wird der von Westen herkommende Gebirgskamm niedriger. Höher als der Kamm der Granatspitzgruppe ist allerdings dessen Seitenast, nämlich die Muntanitz-Gruppe mit 3231 m. Fünf Jöcher, welche zwischen 2500 m und 2700 m liegen, führen übers Gebirge. Von innen zeigen Felbertauern und Kalser Tauern sehr deutlich die Wirkungen des Eisschliffes. Die Pässe sind übrigens von großer kulturgeschichtlicher Bedeutung.

#### zu 4) Die Glocknergruppe:

Von der Granatspitzgruppe biegt der Kamm und somit auch die Wasserscheide nach Südosten um. Dieser Teil des Gebirgsbogens entfernt sich nun allmählich vom Salzachtal. Die mittlere Kammgruppe der Glocknergruppe ist mit 3044 m niedriger als die der Venedigergruppe (3122 m). Auch ist die Glocknergruppe nicht so



massig. 13% des Gebietes liegen über 2700 m. Der Großglockner selbst ist mit 3797 m die höchste Erhebung, im Norden sind Kitzsteinhorn (3204 m) und Wiesbachhorn eindrucksvolle Nebenkämme. Firnmulden, wie man sie vom Großvenedigergebiet her kennt, sind - außer des Pasterzenkes (Südseite des Hauptkammes) - hier seltener. Die Pasterze, der größte Gletscher der Gruppe, mißt 31.5 km<sup>2</sup>. Das Firnfeld der Pasterze erschwert natürlich die Kenntnis des Untergrundes. Jedoch lassen uns die Geschiebe der Moränen erkennen, daß hier noch Gneise des Granatspitzkernes anstehen dürften. In Partien außerhalb der Pasterze finden sich Kalkglimmerschiefer und Chloritschiefer. Der Großglockner selbst wird aus Grüngesteinen aufgebaut. Dieses so verwitterungsresistente Gestein leistete der Abtragung größten Widerstand. Die rings um den Großglockner entwickelte Stufenbildung der Täler dürfte allerdings vom geologischen Bau unabhängig sein: meistens handelt es sich um Konfluenz-Stufen.

#### zu 5) Das Hochalm-Ankogel-Massiv:

Im Bereich der Gamskarspitze ist der von Westen her ziehende Hauptkamm für 12 km unvergletschert, um dann weiter nach Osten wieder in die Schneeregion aufzusteigen. Der Hauptkamm gabelt sich alsbald in zwei Zweige, die ungefähr NW-SO gerichtet sind. Ein Zug umfaßt Ankogel- und Hochalm spitze, der andere das Hafnereckgebiet. Zwischen beiden Zügen liegt das oberste Malteintal und die Arlscharte. Hier befinden sich ausgedehnte Gletscher. Wo diese aber fehlen, schuf die Frostverwitterung Grate von dunkler Färbung, die sogenannten Schwarzkörner. An der Nordseite dieses Gebietes reichen Blockmeere weit hinab. Die Mallnitzer Tauern liegen in weichem Schiefer, im Bereich der Arlscharte hingegen tritt wieder Gneis zutage. Am Katschberg enden dann die Hohen Tauern.

#### zu 6) Südliche Vorgebiete der Hohen Tauern:

Hier findet sich eine recht einförmige, von Glimmerschiefern und Phylliten aufgebauten Berglandschaft. Dem Ziller-Kamm liegt im Süden die Pfunderergruppe vor, dann folgt gegen Osten die Antholzergruppe. Im letzteren Gebiet sind infolge einer Tonalit-Intrusion (Rieserferner) sogar vergletscherte Höhen zu finden, denn die stahlharten Tonalite verwittern nur sehr schwer. Die südlichen Ausläufer der Antholzergruppe sind dann aber einförmige, teilweise aus Granitgneis aufgebaute Almrücken. Der weiter im Süden gelegene Deferegenkamm liegt zwischen 2600 und 2960 m. In seinen schuttgefüllten Karen sind kleine Seen, aber keine Gletscher. Die "Matreier Zone" baut unansehnliche Rücken auf, die schmale Kalkzüge enthalten. Die Schobergruppe, die Sadniggruppe und die Kreuzeckgruppe werden aus Glimmerschiefer und Schiefergneisen aufgebaut. Firnfelder sind - wegen mangelnden Raumes - keine zu finden. Statt dessen gibt es über 20 Hänggletscher. Im Osten schließt die Reisseckgruppe an, die im Gneisgebiet der Ankogelmasse liegt. Die eben besprochenen südlichen Vorgebiete der Hohen Tauern werden von breiten Tälern (z. B. Möll, Isel, Tauferer Tal) oder niedrigen Sätteln zerlegt.

Hier entwickelt sich ein System von Längstälern, die den Verlauf des Tauernbogens deutlich machen.

### III. Stratigraphie

Das Tauernfenster ist seit LEOPOLD v. BUCH (L. v. Buch) bekannt und im allgemeinen besteht es aus vier Kernen. Im Kern finden wir eine Gneis-Granit-Masse, den "Zentralgneis", der allseitig von der Schieferhülle umschlossen ist. Der Name "Zentralgneis", auch "Tauerngneis" genannt, geht auf die ältere Auffassung zurück, daß die granitischen Kerne in einem zentralen Urgebirge von jüngeren Schieferhüllgesteinen überlagert wurden. Diese Schieferhüllgesteine kann man nach der Zusammensetzung, der Metamorphose und dem Alter trennen. BECKE trennt sie in eine gneisnähere "Untere" und eine gneisfernere "Obere" Schieferhülle.

Gneisfernere, obere, äußere Schieferhülle  
Gneisnähere, untere, innere Schieferhülle  
Zentralgneiskern

Die Gesteine der oberen Schieferhülle bestehen ursprünglich aus kalkigen Schiefern (Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern). Sie entsprechen den Bündnerschiefern. Weiters sind hier mächtige Grungesteine eingelagert; die Metamorphose ist stärker als im Engadiner Fenster. Die Gesteine der unteren Schieferhülle sind selbst kalkfrei, doch sind reichlich karbonatische Gesteine in Form von Marmor eingelagert. Teilweise handelt es sich um Karbon; im Hochstegenkalk ist die Perisphincten Jura nachgewiesen worden. Die stratigraphische Stellung dieser Schichten und Schichtgruppen ist wegen tektonischer Komplikation und die Metamorphose ist heute nur mehr sehr schwer zu überprüfen. Im Zentralgneis werden nach der Verteilung vier Kerne unterschieden:

- 1) Der Zillertaler-Venediger-Kern, der sich nach Osten in die nördliche und die südliche Sulzbachzunge, die Habachzunge und die Venedigerzunge erstreckt.
- 2) Der Granatspitzkern.
- 3) Der Sonnblickkern.
- 4) Ankogel-Hochalm-Kern, der durch Einschaltung von Schieferhülle in zwei Äste geteilt ist.

Es sind im allgemeinen alle vier Kerne gleiche, vergneiste Granize. Im Zillertaler und Ankogel-Kern sind sie etwas tonalitischer. Alle sind reich an basischen Butzen oder Nabel (in Linien oder Bändern angeordnete Biotit- und Hornblende-reichere Teile). Das Gefüge ist mittelkörnig bis, vor allem außen, porphyrisch; innen ist der Granit vergneist.

#### 1) Zillertaler-Venediger-Kern

Der Zillertaler-Venediger-Kern liegt innerhalb der Tiroler Landesgrenze. Er erstreckt sich von der Brenner-Senke bis zum Stilluptal und ist in zwei Äste geteilt, wobei der nördliche

ungefähr dem Tuxer Hauptkamm, der südliche dem Zillertaler Hauptkamm entspricht. Am Roten Kogel taucht das östliche Ende des Venediger-Kernes unter die Schieferhüllgesteine. Der Zillertaler-Venediger-Kern ist der größte aller dieser Zentralgneis-Kerne. Der kleinste dieser vier Kerne ist der Granatspitz-Kern. Der Zentralgneis des Zillertaler-Venediger-Kernes besteht aus granitischen bis tonalitischen und manchmal auch dioritischen und porphyrischen Orthogesteinen, deren ursprüngliche Bestandteile später durch die starke tektonische Durchbewegung und durch die neuerliche Mineralneubildung ganz verändert worden sind, wobei durch diese Durchbewegung das Kleingefüge von der Kristallisation überdauert worden ist. Diese Gesteinsumwandlung wechselt vom inneren Kern gegen den äußeren Rand. Die inneren Teile des Zentralgneises sind meist mittelkörnig und im wechselnden Grade parallel struiert, die mineralische Zusammensetzung entspricht einem Granit im engeren Sinne. Teilweise ist er aber auch, zum Beispiel besonders im Zillertaler Hauptkamm und seiner Fortsetzung in die Venedigergruppe und auch zwischen Floitental und Zillergrund, tonalitisch (besonders sieht man hier in den Plagioklasen häufig mikrolitische Einsprünge). Diese Parallelstruierung ist meistens mit flaseriger bis augengneisartiger Ausbildung verbunden. Nach Auffassung von BIANCHI & DAL PIAZ aus dem Jahre 1929 befinden sich an der Südseite des Zillertaler Hauptkamms im Bereich des inneren, randfernen Zentralgneises ab und zu (vermutlich tektonische) Einschaltungen von Schieferhüllgesteinen: Paragneise, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Sericitphyllite. Im allgemeinen wechselnde Lager von Ortho- und Paragesteinen an der Grenze zwischen Zentralgneis und Schieferhülle sind oft intrusiv, in anderen einzelnen Fällen extrusiv, auch tektonisch (durch Verschuppung, Verfaltung). Durch die magmatischen Kontakte ist es stufenweise zu tektonischer Verschuppung und Verfaltung gekommen. An der Nordseite der Venediger-Gruppe und in den Zentralgneisungen (z. B. Sulzbach- und Habachzunge) wird durch Intrusionskontakt die Zentralgneismasse aufgelöst. Als Kontaktmineral im zungenartigen Eingreifen der Intrusion, spielt besonders Biotit eine sehr große Rolle, wobei in diesem Biotitschiefer die bekannten Smaragde des Habachtals liegen. Bisher konnte man für den Zillertaler-Venediger-Zentralgneis überhaupt keine überschobene Lagerung nachweisen. Im allgemeinen liegen hier die Zentralgneis-Flächen steil, manchmal sind sie senkrecht in die Tiefe eingesunken. Besonders im Tuxer Hauptkamm sind sie fächerförmig (steil NW-SO) und im Zillertaler Hauptkamm teils fächer- und teils einfach gewölbeförmig mit geschlossener Umbiegung im Scheitel. Nach bisherigen Untersuchungen hat man keine größeren Überlagerungen der Zentralgneise durch die Schieferhülle, oder sonstige Gesteine, gefunden. Nur an der Westseite des Granatspitzkernes wurde eine Unterlagerung durch Schieferhüllgesteine beobachtet. Wie ich vorher ebenfalls erwähnt habe, fehlt in diesem Gebiet eine überschobene Lagerung der Zentralgneis-Zone und ihrer Schieferhülle, nur konnte man hier Verschuppungen, Überfaltungen und teils kleine Decken feststellen. Über das Alter der granitisch-tonalitischen Intrusion konnte man sich noch nicht genau

einigen, nur vermutet man, daß der Intrusionsbeginn mit den Gebirgsbildungen (Kreide - alttertiär) zusammenhing. Nach der Behauptung von B. SANDER könnte die ungefähre Gleichzeitigkeit der Intrusionen mit der Schieferhüll-Tektonik etwa postliassisches prägosausches Alter haben. Wie SANDER, KOSSMAT und ANGELHERITSCH in verschiedenen Arbeiten ausführten, besteht ein Zusammenhang zwischen den Zentralgneis-(Granit)-Intrusionen und den periadriatischen Intrusionen (Brixener Granit usw.). SANDER ist der Auffassung, daß, wenn der Zentralgneis als "periadriatisch" eingestuft werde, er dann ein anderes tektonisches Schicksal erfahren haben müßte. KOBER ist der Meinung, daß die Zentralgneise des Ostens in ihrer Zusammensetzung den Gesteinen des Simplongebietes und der vorliegenden Massive entsprechen. Er war ebenfalls überrascht über die große Ähnlichkeit der Gneise des Gotthard-, des Aarmassives, wie er sie etwa an der Gotthardstraße gesehen hat. Nach der Arbeit von GERHARD FUCHS ist der Zentralgneis des Großvenedigers ein heller, massiger Granitgneis von meist mittlerer Korngröße, er kann auch grobkörnig oder feinkörnig bis fast aplitisch werden. Ein besonderes charakteristisches Kennzeichen des zentralen Venediger-Kernes sind die basischen Schlieren. Es handelt sich um linsen- bis kugelförmige Anhäufungen von Biotit, Chlorit (und Hornblende?). Er fand in einzelnen randnahen Zungenteilen besonders häufig migmatitische Einschlüsse, die unter dem Mikroskop wie ein kristalloblastisches Pflaster von Mikroklin, Plagioklas und Quarz aussehen, in der Mitte noch mit Einlagerungen von Biotit, Chlorit und Epidot. Nach den Feldbeobachtungen an den Kontaktzonen des Zentralgneises mit den Gesteinen der Migmatitserie treten für alle Geologen folgende Fragen auf: Ist wirklich der Zentralgneis ein Schmelzflußgranit, der die ihn umgebenden Gesteine metasomatisch und durch aplitische Injektionen verändert hat? Sind die basischen Teile im Zentralgneis eine Entmischungerscheinung basischer Schlieren und assimilierte Schieferanteile? Das Problem muß leider hier offen bleiben, weil die Kontakte oder der Granitisationshof des Venedigers nicht in seinem ursprünglichen Zustand erhalten geblieben ist. Die Mächtigkeit der Migmatitserie nimmt gegen Westen ungeheuer zu. Sie beträgt im Gschlöss-Weißenneckgebiet bestimmt über 2000 m - in der Glockner- und der südlichen Granatspitzgruppe nur 200-300 m. Durch Feldbeobachtung bringt GERHARD FUCHS einen klaren Nachweis, daß die Migmatite des Glocknergebietes mit dem Venedigerstock in Zusammenhang stehen. Der Zentralgneis und die Migmatitbildung haben entweder frühalpidisches oder variszisches Alter. Keineswegs als alpidischen Spätgranit kann man den Venediger-Zentralgneis auffassen. KARL deutet auf die Möglichkeit hin, daß manche zentralen Teile der Venedigergruppe alpidisches Alter haben.

Am Nordrand der Venedigerzunge nahe dem Ostrand der Habachzunge fand CORNELIUS umgewandelten Andalusit, der als Hinweis auf eine Kontaktmetamorphose (im Gegensatz zu sonstigen regionalen Bereichen) zu deuten ist. Nach KOBER ist die Aufspaltung des Venedigergneises in die vier Zungen, es handelt sich um die Bildung von Teilfaltendecken mit Zentralgneiskernen in antiklinal und synklinal eingefalteter Schieferhülle; aber dagegen spricht nach den Beobachtungen von KÖLBL und HAMMER,

daß von den Muldenschlüssen der Schieferhülle nichts zu sehen ist und besonders an vielen Stellen eine Diskordanz zwischen Zentralgneis und Schieferhülle besteht.

## 2) Granatspitzkern:

Der Granatspitzkern liegt wenig weiter östlich der Venedigergruppe und am Dichten Kogel hat sich eine kleine Zentralgneisschichte über Schieferhüllgesteinen gebildet und ist daher als Granatspitzgruppe bekannt. Er erstreckt sich vom Matreier Tauerntal und Dorfertal im Süden bis zur Taimner (Amer-Taler Öd) und Gasteigergrund-Alpe im Norden und kommt wieder Zillertaler-Venediger-Kern für den Tiroler Bereich in Betracht. Der Zentralgneis der Granatspitzgruppe tritt gegen Osten in die Glocknergruppe ein; er baut hier hohe Berge auf, die etwas weiter unter den Gesteinen der Schieferhülle des Glocknerkamms (am Eiskögele) verschwinden und später in der Sonnblickgruppe wieder zutage kommen. Der Zentralgneis der Granatspitzgruppe ist in seinem westlichen Teil auf den Gesteinen der Schieferhülle, d.h. unteren und oberen Schieferhülle, aufgeschoben, wie sie durch weitere Fortsetzung über dem Venediger-Gneis liegen. Der obere Teil des Granatspitzgneises ist zum Teil durch Hüllschiefer bedeckt. Am Taber-Kögele ist ein Rest der Hüllschiefer ringsum abgetrennt und man sieht hier wieder stellenweise die Anzeichen des ursprünglichen Intrusionskontaktes. In der Granatspitzgruppe liegen die Zentralgneisflächen vom Norden sehr steil und sacken nach Süden tief - in einzelnen Fällen sind nach F.E. SUESS großlinsige Strukturen gegeben, die als deckenförmige Lagerung gedeutet werden. Der Zentralgneis des Granatspitzkernes ist ein sehr heller, grobkörniger, massiger Orthogneis, der durch große idiomorphe Kalifeldspäte ein porphyrisches Gefüge erhält. Nach der Arbeit von G. FUCHS lassen sich verschiedene Typen unterscheiden:

### a) Porphyrischer Granit:

Diese Granitbildungsart ist sehr selten. Er ist nur an der Ostseite der Kalser Bären in der südöstlichen Granatspitzgruppe zu finden und ist ein sehr heller und grobkörniger Biotitgranit. In ihm sind die Kalifeldspatknotten regellos angeordnet. Der Quarz tritt in rauchgrauer Farbe auf.

### b) Porphyrischer Granitgneis:

Die Kalifeldspatknotten in diesem Gestein zeigen eine gewisse regelmäßige Anordnung. Außer Biotit tritt hier auch Muskovit auf.

### c) Zweiglimmer Augengneis:

Das Gestein ist durch parallel geschichtete Gefüge gekennzeichnet. Die Kalifeldspäte sind hier augenförmig und werden von Hellglimmer überzogen. Der linear angeordnete Biotit kommt in feinen Blättern vor. Auch Chlorit ist hier in manchen Gesteinen zu beobachten.

### d) Weißschiefer:

Dieses Gestein kommt besonders an der Obergrenze des Zentralgneises vor, wo es lokal in dünnen Lagen zur Ausbildung von

Muskovitschiefern ("Weißschiefern") kommt. Dieser Typus wird in den hangendsten Kuppelteilen, wie etwa an der Südwestseite des Granatspitzkernes gefunden. Hier wurde der Feldspat- und Biotitgehalt vollständig zerstört. Im allgemeinen besteht das Gestein aus Hellglimmer und Quarz, auch Albitknoten sind hier manchmal zu beobachten.

e) Quarzitische Gebilde:

An den Zentralgneis-Schieferhüllgrenzen kommen feingebänderte und fast aus Quarz bestehende Gesteine zusammen mit Weißschiefer vor. Im Zentralgneis der Granatspitzgruppe sind muskovitische Schlieren verbreitet. Im Zentralgneis des Granatspitzkernes kann man auf großen Flächen eine auffallende Farbe und einen grobblockigen Gesteinszerfall deutlich beobachten. Die Granatspitzgruppe gibt mit ihren charakteristischen Pyramidengipfeln und sehr wild zerrissenen Graten ihr landschaftliches Bild. Als Basis der Granatspitzhülle tritt der Basisamphibolit auf. Nach der Korngröße und dem Verhältnis zwischen Hornblende-Plagioklas lassen sich hier folgende Typen unterscheiden:

- A) Normaltypus: Er ist ein mittel- bis grobkörniger, feingebänderter Amphibolit mit plattiger Absonderung. Die hellen Lagen in diesem Typus bestehen aus Plagioklas, die dunkelgrünen aus Hornblende.
- B) Heller Typus: Das ist ein lichtgraues Gestein, das vorwiegend aus Plagioklas besteht und in der Plagioklasmasse sind einzelne Hornblenden zu sehen.
- C) Hornblendit: Dieses Gestein besteht aus sehr schwarzgrüner Hornblende, die hier grobkörnig ist.
- D) Amphibolit-Grünschiefer: In diesem Gestein sind häufig Biotitporphyroblasten zu beobachten - außerdem enthalten diese feinkörnigen dunklen Gesteine zum großen Teil Chloritmineralien.
- E) Talkige Schiefer: Wo sehr große Durchbewegungen stattgefunden haben, besonders am Kontakt gegen den Zentralgneis hin, fanden wir mächtige dünne Lagen dieses Gesteins. Sie bestehen aus sehr fein verwitterten kleinen Mineralkörnern, die vermutlich aus Ankerit sind. Außerdem finden wir in chloritreichen Gesteinen meistens einzelne Lagen und Knollen von Karbonatgesteinen, die GERHARD FUCHS als metamorphe Produkte deutet.

Im allgemeinen durch rein petrographische Untersuchungen der Zentralgneise der Granatspitzgruppe finden wir Hornblendegarten- und Granatglimmerschiefer, die nordwestlich des Hochgassers im Basisamphibolit eingefaltet sind.

Nach H. P. CORNELIUS sind im Basisamphibolit nordwestlich vom Matreier Tauernhaus einige geringmächtige Lagen von linsenartigem Serpentin zu sehen, die als Gegenstück zu dem Serpentin vom Stubachtal gehören. Ein charakteristisches Kennzeichen des Zentralgneises des Granatspitzmassives ist eine kräftige Durchbewegung, wobei durch diese Durchbewegung auch das verfestigte Gestein betroffen und dadurch die ausgedehnten Teile stark verschiefert worden sind. Ein anderer Beweis liegt darin, daß der Granatspitz-Zentralgneis älter als der Venedigergneis ist -

sogar älter als ein großer Teil der Tektonik und Metamorphose. Die Intrusionen in diesem Bereich mögen zu einer frühalpiden Gebirgsbildung gehören. Wie KÖLBL hier betonte, ist der Intrusionskontakt im Gegensatz zum Venedigergneis nur in sehr kleinen Resten erhalten, wobei die tektonische Umwandlung diese Reste gemeinsam mit dem Intrusivgestein und mit seiner Hülle umgeformt hat. Durch diese Auffassung von KÖLBL kann man den Granatspitzkern nicht als Lakkolith im Sinne LÖWLS ansprechen, sondern er ist durch tektonische Vorgänge in seine heutige Lage gebracht worden. Nach CORNELIUS und CLAR liegt zwischen Stubachtal und Fuschertal-Hochtor die große Glocknergruppe, in die der Zentralgneis des Granatspitzkernes noch hineinreicht. Der Zentralgneis der Glocknergruppe ist, genauso wie der Zentralgneis der Granatspitzgruppe, überall sehr stark geschiefert. Auch weiße Sericitschiefer (bestehend aus Quarz und silberglänzendem Muskovit) kommen in manchen Teilen dieses Gebietes vor, man findet sie vor allem an der Straße zum Tauernmoos und am Tauernmoossee. Ebenfalls findet man hier im Zentralgneis der Glocknergruppe die schwimmenden Amphibolitschollen, z.B. an der Straße zum Tauernmoos. In der Bocksperrklamm östlich des Enzingerbodens ist der Intrusivverband des Zentralgneises mit dem hangenden Amphibolit anzutreffen. Er schneidet Amphibolit diskordant ab und von ihm gehen die einzelnen Gänge ab. Die Kontaktzone des Zentralgneises wird von einem sehr schmalen Amphibolitsstreifen begleitet. Dieser Amphibolitzug schließt sich an der Straße zum Enzingerboden auf, wobei er wieder am Roten Kogel durch die Anwitterungsfarbe zum Vorschein kommt. Im Bereich des Totenkopfes sind eingelagerte Serpentinlinsen im Amphibolit zu sehen, die ebenfalls in der Landschaft deutlich durch ihre glatten und rot gefärbten Felsen auffallen. Über dem Amphibolit kommt ein weiterer Schieferkomplex, der mit Biotitschiefern, schwarzen Graphitquarziten und -schiefern, Muskovitschiefern, Chloritphyllit, Prasinit, dunklen Glimmerschiefern, Phylliten und Kalkglimmerschiefern einen sehr schönen bunten Wechsel von sehr feinen schmalen Bändern enthält. Nach CORNELIUS und CLAR wird weiter in der westlichen Glocknergruppe eine Serie von injizierten Schieferen, z.B. Grünschiefern, Orthogneisen, besonders Amphiboliten und mesozoischen Gesteinen unterschieden, die man als Riffdecken bezeichnet hat. Diese Gesteine sind durch eine Durchtränkung von granitischem Material und besonders durch Schuppenbau gekennzeichnet. Hier bilden sich auch, wie im Basisamphibolit der Granatspitzhülle, durchtränkte Amphibolite, die als Weinbühelamphibolite bekannt sind. Diese Weinbühelamphibolite werden erstmals von E. CLAR aus dem Dorfertal beschrieben. H. HOLZER sieht eine große Ähnlichkeit zwischen dem Basisamphibolit der Granatspitzhülle und dem Amphibolit des Weinbühelgebietes. Durch verschiedene Untersuchungen können die beiden Gesteine in Handstücken sehr ähnlich aussehen, aber als Gesteinskomplex sind sie immer unterscheidbar. Nach W. DEL NEGRO bildet die Riffdecke eine inselförmige breite Einheit, die auf der Westseite des Wasserfallbodens zu sehen ist. Ebenfalls nach neuerer Arbeit von ihm gehört die Riffdecke zur unteren Schieferhülle, was ich im Kapitel "Untere Schieferhülle" noch näher erörtern werde. Wie die Riffdecke gehört auch die Brenn-

kogeldecke nördlich des Tauernhauptkammes zur "Unteren Schieferhülle" und nach E. CLAR stellt sich das Gegenstück zur Riffldecke im Westen dar.

### 3.) Sonnblickkern:

Der Sonnblickkern breitet sich südlich der Radstädter Decken zwischen Fuschertal und Gasteiner Tal - Naßfeld-Mallnitztauern aus. Das Sonnblickmassiv, schon ganz außerhalb Tirols gelegen, liegt zum großen Teil auf Kärntner Boden. Im Grenzbereich gehört es dem Hocharn und Sonnblick an. Durch die Mallnitzer Mulde wird die Hochalmdecke vom Sonnblickgneis getrennt. Der Zentralgneis der Sonnblickgruppe hat im allgemeinen einen grobporphyrischen Kern, der an der Außenseite stark verschiefert ist. Aus dem inneren Teil des Sonnblickkernes kommen als selbständige Bestandteile die Biotit-Gneisgranite ohne Muskovit vor. Diese Biotitblättchen sind ziemlich regellos und meistens in großem Gemengteil im Gestein verteilt. Im Krimmler Tal finden wir ebenfalls die feinkörnigen biotitführenden Granitgneise in der Eiszeit-Moräne des Krimml-Keeses. Dieser Granitgneis tritt auch im Fragental in tiefsten Bereichen des Sonnblickkernes auf, wobei sich jedoch das massige granitische Gefüge durch die epimetamorphe Umkristallisation ohne mechanische Verschieferungen weiter vollzieht. Nach C. EXNER finden wir in den Hauptbestandteilen des Sonnblick-Granitgneiskernes den sogenannten Augengranitgneis mit Vormacht des Kalifeldspates. Es handelt sich hier um einen augigen bis mittelkörnigen Biotit-Muskovit-Kalifeldspatgneis, der meist aus mehrere Zentimeter großen augenförmigen Kristallen von Mikroklin besteht. In manchen Gesteinen sind sie zerbrochen und bilden dann ein porphyroklastisches Gefüge. Besonders im Bereich des Sonnblickkernes und auch in den Randpartien des Gneiskörpers findet man den Gneisphyllit. Es handelt sich um allmähliche Übergänge von gewöhnlichem Granitgneis zu feinlagigen, auch feingefälten Gneisen bis zu Muskovit-Quarzschiefern (Weißschiefer). Nach den Beobachtungen von C. EXNER verschwinden in den Weißschiefern die Feldspäte und der Biotit.

Als untersuchte Beispiele sind hier:

#### 1) Phyllonitischer Augengranitgneis:

Sie sind megaskopisch gesehen zerbrochene Kalifeldspäte in sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Muskovit-Biotitzellen.

#### 2) Gneisphyllonite:

Sie sind meist kleinlagige, stengelige, intensiv rotierte Gesteine.

Der untersuchte Lagenbau besteht aus Feldspat, Quarz, Muskovit und einzelnen kleinen Schüppchen von Biotit.

Die beiden untersuchten Gesteine kommen in der Kalten Wand (NE-Flanke) und im Augustinstollen vor.

Der massige Gneisgranodiorit im Sonnblickkern bildet unter dem Mikroskop ein hypidiomorph körniges Erstarrungsgefüge, das sich durch die reichliche Mikrolitenfülle und den niedrigen Anorthitgehalt der Plagioklase vom Granodiorit der Rosenbusch-Bezeichnung unterscheidet. Sie reicht von der Ortschaft Innerfragant entlang des Großfraganter Weges bis zur ersten Kehre, wo sich ein Chloritschiefer einstellt (Bewegungszone), der in gewöhnli-



chen Granitgneis übergeht. PREY (1937) beschreibt diesen als feinkörnigen richtungslosen, biotitführenden Gneisgranit mit größeren Kalifeldspäten. Der wenig verschieferte Gneisgranit des Sonnblickkernes reicht im Gebiet der Kleiss-Täler und rund um den Zirmsee bis zu 2700 m Seehöhe hinauf. Auch hier wurde Orthoklas nachgewiesen. In der Moräne des Klein-Fleiss-Keeses findet C. EXNER Biotit-Orthoklas-Gneisgranit. Dieses Gestein ist regellos körnig, zeigt jedoch parallele Biotitzüge. Die Kalifeldspäte sind in diesem Gestein bis zu 2.5 cm lang. Aus dem Zirmseekar und dem Groß-Fleiss-Kees sehen wir im Biotit-Gneisgranit, daß der Orthoklas in leicht schwachen Mikroklin umgewandelt ist. Diese Gesteine haben auch regellos körniges Gefüge. Der Plagioklasaplitgneis ist ein sehr feinkörniges, hellgraues Gestein mit ebenem Parallelgefüge, das bei der Moräne des Klein-Fleiss-Keeses zu beobachten ist. Hier erkennt man megaskopisch die Schüppchen von Biotit und Muskovit. Nach C. EXNER schließt sich im Klein-Fleiss-Tal dem langsamen Übergang von Granitgneis (Biotit-Muskovit-Kalifeldspatengneis) der verquarzte Phengitgneisphyllonit bis zu Phengitquarzit an. Der Schichtaustritt von Granitgneis, Gneisphyllonit und Quarzit fällt im allgemeinen gegen Norden ein. Die genannten Phengitquarzite führen meist Pyrit. Die Quarzitlagen werden hier stellenweise einige Meter mächtig, sie sind mit dünnen Lagen von Phengit und vielen kleinen Pyritkörnchen umgeben. Diese Quarzite erinnern an den Quarzit des Radlgrabens (Goldlagerstätte), wobei die Ausbildung des Quarzites durch intensive tektonische Durchbewegung und nachfolgende Kristallisation entstanden ist. Dort führt auch der Quarzit sehr große Plagioklase. Im Gebiet des Zirmsees wurden von A. KIESLINGER (1936) die metamorphen basischen Gänge gefunden. Er hat sie bereits petrographiert. Der erste Gang überschreitet in den Randzonen etwa 2 m Mächtigkeit und durchschlägt den Gneisgranit saiger. Gegen SE wird der Gang durch 30 m mächtige Schuttbedeckung unterbrochen. An der Scherzone ist der Gneisgranit in Weißschiefer und der Gangfloitit (metamorphes basisches Ganggestein) in Biotitschiefer (Phyllonit) umgewandelt. Auf einer gemeinsamen Exkursion von A. RUTTNER, G. FRASL und C. EXNER wurde erstmals die petrographische Zusammensetzung des Gangfloitits untersucht. Sie stimmt mit der von A. KIESLINGER gegebenen Beschreibung überein.

Einige Meter nordöstlich des ersten Ganges verläuft der zweite Gang. Dieser Gang erstreckt sich von der rechten Seitenmoräne des Klein-Fleiss-Keeses zum E-Ende des Zirmsees. Am E-Ufer des Zirmsees nimmt nach A. KIESLINGER der Granitgneis den Habitus eines Schollenmigmatites an. Es befinden sich hier dunkle, annähernd regellos feinkörnige Schollen, in denen Hornblende und Biotit noch sichtbar zu erkennen sind und im sogenannten helleren Gestein in Form von reliktschen Schollen und Fischen schwimmen. Nach KIESLINGER bleibt der Mineralbestand derselbe wie im ersten Gang. Nach anderer Auffassung von verschiedenen Forschern sind die Gänge nur in den Randzonen häufiger und die basische Gangfolge ist sicher wenig. Es treten hier auch die Quarzgänge auf, die von W nach E streichen. Diese reinen Quarzgänge enthalten aber kein Gold. Die sogenannten Tauerngoldgänge streichen NNE-SSW und fallen ganz steil nach Osten ein. Die beiden Gänge sind durcheinander gekreuzt und bilden dann das sogenannte "Fäulen"

Seit alten Geologen (C. ROCHATA, 1878) ist im Sonnblickgebiet der mittelalterliche Goldbergbau berühmt gewesen, doch erst gegen Ende des 17. Jahrhunderts wurden die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten von Großfragant durch einen Zufall gefunden. In neuerer Zeit wurden über den Bergbau (W. REITZENSTEIN, 1914; L. RAINER, 1919; zuletzt von S. PREY, 1962) weitere Schriften veröffentlicht. Nach S. PREY werden hier zwei Arten von Erzlagern unterschieden:

1) Die Lagerstätten in den Grünschiefern der Matreier Zone - Zentrum des Bergbaues; sie bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Albit, etwas Quarz und Calcit, Epidot, meist auch wenig Muskovit. Das Alter der Erzbildung ist höchstwahrscheinlich Jura, die Metamorphose und Umwandlungen sind vermutlich Tertiär.

2) Die Lagerstätten im Altkristallin der Sadniggruppe, die in neuerer Zeit erhebliches Interesse geweckt haben bestehen aus diaphthoritischem Glimmerschiefer mit Quarz, Albit, Muskovit, oft grüngefärbtem Biotit, Chlorit und sehr stark chloritisierten Granaten, ferner Titanmineralien, Zirkon und Turmalin. Die Erze sind im allgemeinen hier Schwefel- und Kupferkies. Das Altkristallin der Sadniggruppe besteht vorwiegend aus Granatglimmerschiefer, quarzreichem Glimmerschiefer und Paragneis, der in manchen Bereichen Staurolith führt. Außer den aplitischen Injektionszonen finden sich eingelagerte Amphibolite, Augengranitgneise und Migmatitgneise. Auffallend ist die geringe Verbreitung dieser Gesteine im Sonnblickkern; sie unterscheiden sich von der Hochalm-Ankogel-Reisseckgruppe und erreichen in den Hohen Tauern über 1000 m Mächtigkeit. Nach C. EXNER liegt in erster Linie der Grund darin, daß eine kräftige Erosion das Zurücktreten der Gesteine des Altkristallins im Sonnblickkern bewirkt hat. In der N- und S-Flanke des Klein-Fleiss-Tales finden wir die Gesteine des Alten Daches noch in der ursprünglichen Position zwischen Granitgneis (unten) und dunklem Glimmerschiefer (oben).

Folgende Typen werden hier untersucht:

- 1) Granat-Biotit-Hornblendegneis:  
Fundort: N-Flanke des Klein-Fleiss-Tales
- 2) Granat-Biotit-Albitamphibolit:  
Derselbe Fundort
- 3) Karbonatführender Zweiglimmerschiefer:  
Fundort: Klein-Fleiss-Tal
- 4) Biotit-Albitschiefer:  
Fundort: S-Flanke des Klein-Fleiss-Tales
- 5) Biotit-Albitamphibolit:  
Derselbe Fundort
- 6) Granat-Biotit-Chlorit-Amphibolit:  
Derselbe Fundort
- 7) Chloritreicher Albitamphibolit:  
Derselbe Fundort

Im südlichen Bereich des Sonnblickkernes treten mehrere Zentralgneiskörper auf: Der Zentralgneis der Roten Wand- und Modereckdecke, die man als schmales Band weiter südwestlich des Rauriser Tauernhauses nach Süden und im geknickten Verlauf an den Abhängen der Sonnblickgruppe gegen das Mölltal verfolgen kann.

Die Modereckdecke besteht nur aus feinschuppigen Gneisen, die nicht sicher als Orthogneis erfaßt werden können.

#### 4) Ankogel-Hochalpkern:

Der Ankogel-Hochalpkern liegt zwischen Gasteiner Tal - Naßfeld im Westen, dem Katschberg im Osten und südlich der Linie Klammstein-südlich, Weißbeck-nördlich, Zederhaustal westlich Speiereck. Der Zentralgneis des Ankogel-Hochalpmassives wird nach KOBER in zwei Typen gesondert, die aus Forellengneis und Tonalitgneis bestehen. Der erstere hat in der tieferen Ankogeldecke sein Hauptverbreitungsgebiet, der letztere aber in der höheren Hochalmdcke. Das Ankogelmassiv ist ein großes Fenster, das weiter südlich von der Hochalmdcke umschlossen wird. Die Ankogeldecke muß von der darüberliegenden Hochalmdcke ziemlich flach überlagert werden. Die Ankogeldecken sind im allgemeinen den tiefsten Penninischen Decken zuzuordnen. Nach dieser Vorstellung sind diese tieferen Decken ältere Elemente des Deckenbaues (?). Die großen Penninischen Decken sind hier alle nach Norden überschlagen und, wie das TERMIER bereits erkannte, sind die Tauern die Fortsetzung der penninischen Decken der Westalpen. Metamorphose, Fazies und Tektonik sind gleich. Die Hochalmdcke baut sich mit ihrem Stammkörper mehr an der SE-Seite des Tauernfensters auf. Im westlichen Teil bildet die Hochalmspitze das Zentrum des Deckenkörpers und im Osten etwa das Reißbeck. Sie beherrscht vor allem die Fazies des Tonalitgneis, die im Maltatal zum Vorschein kommt. Der Hauptkörper der Hochalmdcke schiebt nach Norden über die Ankogeldecke wie ein Gewölbeschild vor, der die ganze tiefere Decke nach Norden bis zur Schieferhülle überwölbt. Nach KOBER verläuft im westlichen Teil der Hochalmdcke eine schmale zungenartige Mulde zur Gegend des Woisgenkopfes, die als BECKES "Woisgenzunge" bekannt ist. Diese Woisgenzunge besteht aus sehr schmalen lagerartigem Glimmerschiefer-Quarzit. Die Ost- und Nordostbegrenzung der Ankogeldecke wird durch BECKES "Liesermulde" gebildet, die sich als ein breites Band von Glimmerschiefern, Quarziten, Marmor und Phylliten weiter nach Nordwesten zieht. STAUB ist gegen die Unterscheidung einer Ankogel- und einer Hochalmdcke. Er schloß beide Einheiten zu einer großen Decke zusammen, die er nachher als Hochalmdcke bezeichnete. WINKLER stellte sich hier eine gleitbrettartige Tektonik vor, genauso wie wir es vorher in der Sonnblickgruppe kennengelernt haben. Nach ihm ist der Teil des Ankogel-Hochalpmassives an einer Schubfläche von der Unterlage getrennt und schiebt sich dann keilförmig in den großen Bestandteil der Schieferhülle ein. Zur Abgrenzung der Ankogel- und Hochalmgneismasse, die KOBER bei den beiden tieferen Faltendecken (Ankogel-Hochalmdcke) zum Teil mit Vergewaltigung der natürlichen Verhältnisse gezogen hat, weist WINKLER sehr einfach auf KOBERS Übersichtskarte im Raume zwischen Ankogel und Hafnereck auf einheitliche Amphibolitzüge hin. Weiters sagt WINKLER, daß die Zentralgneisdecken keine liegenden Falten sind: es sei denn es fehlen die inversen Schenkel. KOBER bemerkt zu dieser Ansicht WINKLERS, daß man nur seine Karte der Umgebung der Stantiwurten genau studieren müsse. Dort sieht man, daß Marmore im Liegenden und Hangenden der Modereckdecke eingezeichnet sind. Wenn jemand das

Profil hier besser kennt, so wird er sehen, daß hier - genau wie am Hochtor - ein Musterbeispiel einer Tauerndecke vorliegt. Man findet nämlich einen antiklinalen Gneiskern, der von Quarzit, Kalk, Dolomit und Schiefer im Hangenden und auch im Liegenden umgeben ist. Ganz ohne Zweifel ist ein Liegendschenkel vorhanden. Liegendschenkel kommen auch noch in tieferen Lagen vor und sind natürlich im Stirnteil viel vollkommener vorhanden. Nach neueren Aufnahmen von C. EXNER erstreckt sich der Tonalitgneis des Hochalmkernes über SSW der Kattowitz Hütte bis zu einer Seehöhe von 2000 m und baut hier die Felsterasse auf, an die sich weiter nach oben die Moar-Alm anschließt. In diesem Tonalitgneis befinden sich mächtige diskordante Pegmatitgänge mit einem aplitischen Band.

a) älteres Stadium der Migmatisierung:

Sie bestehen aus paläozoischen Schollen, die hier einheitliches, flächiges und lineares Parallelgefüge bilden. Die Aderbildung von Apliten und Pegmatiten ist sehr unregelmäßig und unscharf.

b) jüngeres Stadium der Migmatisierung:

Aplite und Pegmatite sind scharf und ebenflächig abgegrenzt.

c) Phyllonitisierung der Migmatite durch lokale Bewegungen:

Diese verlaufen diskordant zu den flächigen Parallelgefügen der Migmatite.

Die autochthonen Schichtfolgen vom Silbereck bis zur Scharte NE Eisenkopf: Geröllquarzit, Dolomitmarmor, Kalkmarmor, Karbonatquarzit, Dolomitbreccie, Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von Albitepidotamphibolit bzw. Hornblendeprasinit. Im westlichen Eisenkopf ist auf dem Dolomitmarmor nach N noch ein vorgewalzter Gneiskeil. Die kleinen Gneiskeile finden sich am Silbereck-SE-Grat und außerdem gibt es hier an der Grenzfläche von Granitgneis und Dolomitmarmor in einer Seehöhe von 2700 m zwei alte Stollen mit Erzspreuen. Die Geröllquarzite mit erhaltener Transgressionsdiskordanz sehen wir am Fuße der Eisenkopf-SW-Wand in Seehöhe 2400 m. An anderen Orten, z.B. zwischen Eisen- und Ochsenkopf, sind sie genetisch zweifelhaft und seien vorsichtshalber hier als Knollenquarzite bezeichnet. Es handelt sich hier um große gelängte Quarzknollen in phengitreichem Quarzit, die ebenfalls als stark verformte Blöcke und Gerölle sedimentärer Natur, auch als deformierte Gangquarze gedeutet werden könnten. Mit dem Knollenquarzit, Granitgneis, Glimmerschiefer, Dolomitmarmor und magnetitführenden Tremolitmarmor an der Spitze zwischen Eisen- und Ochsenkopf beginnt das obere Stockwerk der Silbereckmulde. Es besteht aus Decken, die mit Tangentialtransport über die autochthone Serie gegliedert sind. Nach den Beobachtungen von C. EXNER läßt sich hier eine Achsenübertragung einer älteren Deformationsphase (die Faltenachse flach gegen ESE geneigt) von einer jüngeren Faltungs- und Bruchphase (die Faltenachse mittelsteil gegen NNE geneigt) unterscheiden. Die früher erwähnte, tangential Transporttektonik der älteren Deformationsphase zwischen Eisen- und Ochsenkopf führt zu einer Durchmischung der Schiefer, Quarzite und Karbonatgesteine mit dem Ergebnis typischer tektonischer

Mischgesteine im Meterbereich (z.B. Ochsenkopf), die während der jüngeren Deformationsphase quergefaltet, geknittert und an einzelnen Klüften zerstückelt wurden. In dem Bereich der Mureckdecke untersuchte Gebiete, die zum großen Teil aus sauren Gneisen (muskovitreiche Augengneise und Aplittgneise) bestehen, wurden von verschiedenartigen basischen Gesteinen getrennt. Die basische Gesteinsserie der Mureckdecke dieses Gebietes besteht aus einem sehr prächtigen Migmatitmaterial, wie andere Randgneiszonen der Hochalm-Ankogelgruppe. In der Ortschaft Muhr bei einem Steinbruch, erreichen die Biotitporphyroblasten in chloritreichen Zwischenlagen der Migmatite 15 mm Durchmesser. Nach einer späteren Arbeit von C. EXNER tritt südwestlich des Murfalles bei Reit eine sehr interessante Lage des grauen Kalkmarmors ("Altenbergscholle") mit Karbonatquarzit und Schwarzphyllit auf. Diese befindet sich zwischen dem Granitgneis der Mureckdecke im Liegenden und den Migmatitgneisen derselben Mureckdecke im Hangenden. Damit sind die beiden Teilkörper der Mureckdecke durch einen "mesozoischen" Deckenscheider getrennt. Auf der neuen topographischen Karte bei den gemeinsamen Kartierungsarbeiten (O.M. FRIEDRICH und J. WIEBOLS) wurden über dem Bergbau die Halden und die Großartal-Kieslagerstätten eingetragen. Schließlich, auf der S-Flanke des Murtales im Bereich der Mureckdecke zwischen Blasnerbauer und Ortschaft Muhr sind sie reich an postglazialen Bergstürzen und Rutschungen, auf denen also keine Moräne aufliegt. Moräne findet man erst dort, wo sich der Bergsturz nicht mehr darüber wälzte, also auf dem anstehenden Fels beim Reit und über dem Murfall.

#### IV. Schieferhülle

Im Jahre 1903 machte P. TERMIER die für die Altersauffassung der gesamten Schieferhülle richtungsgebende Reise in die Hohen Tauern und stellte nach dieser Reise die Theorie auf, daß die Hohen Tauern ein großes tektonisches Fenster seien und daß darin die Gesteine der Schweizer Alpen hier wieder zum Vorschein kämen. Daher meinte er, daß die höhere Schieferhülle entsprechend der Stratigraphie der vergleichbaren Schweizer Berge mesozoisch sei. Wir folgen in den Altersangaben einem der besten Kenner dieses Gebietes, H. CORNELIUS, welcher der Schieferhülle ein präkambrisches Alter zugeschrieben hat. Man hat die Schieferhülle im allgemeinen für Paläozoikum gehalten, also für ein Äquivalent der Grauwackenzone. Nach L. KOBER ist die Schieferhülle der Tauern etwas anderes als die paläozoischen Schiefer der Grauwackenzone; er gibt den Forschern recht, die sagen, es fänden sich in den paläozoischen Gesteinen von Murau die gleichen Schiefer wie in der Schieferhülle. Aber der ganze Bereich der Schieferhülle ist doch anders als der der Grauwackenzone. Er meint, daß z.B. in der Schieferhülle die typischen Quarzphyllite fehlen, die sich in den ostalpinen Grauwackenzone finden, oder die Graphitschiefer, die in der Grauwackenzone oft sehr angehäuft und leitend sind. Es fehlen ebenfalls die groben Quarzkonglomerate. Andererseits meint er, daß man vergebens in der Grauwackenzone die Kalkglimmerschiefer der Tauern, die lokale Metamorphose, besonders der unteren Schieferhülle, suche. In Analogie zu den westalpinen Verhältnissen ist eine starke Betei-

ligung mesozoischer Gesteine zu sehen. Bereits STUDER spricht frühzeitig über die enge Verwandtschaft der Schieferhülle des Glocknergebietes mit den Bündnerschiefern der Westalpen. In neuerer Zeit wurden durch verschiedene Expeditionen von Geologen und Forschern im Bereich des Kaukasus-Gebirges über dem Granitgneis ebenfalls Schiefermassen, die eine Schieferhülle bilden, die für paläozoisch gehalten wurde, gefunden. Ein Schweizer Geologe hat neuerlich bei einer Expedition bei den Vorarbeiten für die Durchtunnelung des Gebirges von Vladikawkas nach Tiflis (Kaukasus) in diesen Schiefen Belemniten gefunden und meinte, daß auch hier ein großer Teil der "Schieferhülle" mesozoischen Alters sei. Die Altersbestimmung der Schieferhüllgesteine ist mangels Fossilien vielfach strittig, da bisher nur ein Perisphinctenfund (Oberjura-Alter) im Hochstegenkalk gemeldet wurde. Bemerkenswert ist im Kapruner Tal die erstmalige Auffindung von Mangananreicherungen in Verbindung mit Radiolariten in der Schieferhülle und G. HORNINGER (1954) stellte diese Gesteine in den oberen Jura. Eine irrtümliche Fossil-Fundmeldung von A. HAIDEN (1949) hat den sogenannten Begriff des "Fuscher Phyllits" noch zusätzlich belastet. Er bezeichnet ihn nämlich als "pflanzenführenden, oberkarbonischen Fuscher Phyllit" aufgrund sehr schön erhaltener Calamitenbruchstücke (südlich des Baukogels bei Rauris). Die sogenannten "Calamiten" haben sich inzwischen als Stengeltektonite der Phyllite (W. HEISSEL 1953) erwiesen.

Die Schieferhülle reicht an der Nordseite des Zentralgneises bis an die Linie Navis-Gerlos und an der Südseite bis an die Linie Valgenien-Luttach-Windisch-Matrei (Osttirol)-Heiligenblut. Im allgemeinen sind die Gesteine der Schieferhülle zum Teil sedimentär und zum Teil Erstarrungsgesteine; alle diese Gesteine sind aber durch Metamorphose zu kristallinen Schiefen geworden.

### 1) Untere Schieferhülle:

Unmittelbar an den Zentralgneis grenzt im N und im S die untere Schieferhülle. Von W her greift sie auch zwischen Tuxer und Zillertaler Hauptkamm ein. Die Abgrenzung zwischen diesen beiden Einheiten, also zwischen den Zentralgneisen und der unteren Schieferhülle, ist streckenweise nicht ganz eindeutig. Im allgemeinen ist die innere Schieferhülle (untere Schieferhülle ziemlich komplex zusammengesetzt, sie besteht aus sehr verschiedenen, fast durchwegs kristallinen Gesteinen. Altkristallin ist sicher vertreten; Biotitschiefergneise und teilweise graphitische Schiefer; weiterhin tritt Orthogneis in Apliten und Pegmatiten (die nicht zum Zentralgneis gehören), Geröll- und Knollengneis, Quarzitgneis, Glimmerschiefer, Quarzit, Phyllit sowie wenig mächtiger Kalk und Dolomit mehr oder weniger durchbewegt auf. Alle Gesteine haben unter großem Druck gestanden und die Tauernkristallisation mitgemacht. Die Graphitschiefer und Phyllite mit den Quarziten und Quarzitkonglomeraten werden als Karbon bezeichnet; die Dolomite sind stratigraphisch zur Trias zu stellen; Jura ist durch den Perisphincten (Ammoniten) im Hochstegenkalk nachgewiesen.

Als Tuxer Grauwacke bezeichnet SANDER umgewandelte Gesteine wie stark metamorphe Biotitquarzitgneise, Quarzkonglomerate, Geröll-

und Knollenquarzite sowie Glimmerschiefer. Zwischen Pfitscherjoch und Berliner Hütte treten die mineralreichen Pfitscher und Greiner Schiefer auf (zwischen dem Zillertaler und Olperer Hauptkamm); sie führen sehr große Granat-Hornblende-Garbenschiefer, Chloritschiefer, Prasinite, Amphibolite, Eklogite, Quarzitschiefer (mit kl. Pyrit), Serpentin und Marmor. Damit gleichen diese Gesteine der unteren Schieferhülle in allem dem Schneebergerzug. Es handelt sich dabei um die untere Schieferhülle: Alter Karbon - Mesozoikum. Die Kalke der unteren Schieferhülle lassen sich am Rande der Zentralgneismasse gut bis ins Krimmler Tal verfolgen; dann reicht der Zentralgneis bis ins Tal, sodaß die Schieferhülle eingeengt oder ganz abgeschnitten wird. Die Gesteine der unteren Schieferhülle sind verschieden mächtig, je nach ihrer Lage zur Gneismasse und zu den Störungen; sie tauchen allseits unter die obere Schieferhülle. Ein gemeinsames Charakteristikum der unteren Schieferhülle gegenüber der oberen besteht darin, daß die Hauptmasse ihrer Gesteine kalkarm oder kalkfrei ist. Es treten hier lagenweise als sehr bezeichnende Bestandteile mehr oder weniger marmorisierte Kalke und Dolomite auf. Die kristallinen Schiefer aber, die weitaus den Hauptbestand ausmachen, sind größtenteils kalkfrei. Nahe der Grenze gegen die obere Schieferhülle entspringen in den Glimmerschiefern die Thermalquellen von Brennerbad und Hintertux.

Die erwähnte Dreigliederung zum Deckensystem der unteren Schieferhülle kommt bereits 1934 in der Arbeit von G. DAL PIAZ über den SW-Teil des Tauernfensters zum Ausdruck. Er hat diese Einheit als Decke (Dreiherrnspitz-Greiner-Decke) bezeichnet, die vorwiegend aus paläozoischen Gesteinen besteht, z.T. stark geschuppt ist und der schmalen, in Hochstegenkalkfazies vorliegenden Hülle des Zillertaler und Tuxer Kernes aufliegt. Dazu gehören die Dreiherrnspitzgruppe im S des Venedigers, die Berge, die den Westrand des Zillertaler Kernes umrahmen, die Greiner Zunge und der Rahmen um den Tuxer Hauptkamm im Westen. Die Basis der tieferen Schuppen bilden die mineralreichen Greinerschiefer, die sich hier besonders durch den Rhätizitgehalt auszeichnen. Die Schichtfolge dieser Schuppen der unteren Schieferhülle reicht über den (Permo)skythquarzit bis zum Hochstegenkalk. In der höheren Schuppe am Wolfendorn erscheint der Quarzit mit Trias-Dolomit mehrfach verschuppt. Die Bezeichnung "autochthone" Schieferserie wurde von C. EXNER gewählt, um anzuzeigen, daß alle diese Gesteine auf dem Sonnblick-Gneiskern aufruhend und von der Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Decke) und Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle) überschoben sind. Diese autochthone Schieferserie besteht aus dunklem Glimmerschiefer unbekanntes Alters über dem Sonnblickgneis. Sie erreicht mehrere Meter Mächtigkeit, wird vom unterlagernden Granitgneis aplitisch injiziert und ist mit diesem zusammen nachträglich gefaltet. Hier kommen auch Graphitquarzite, metamorphe Tuffite, kalkige Lagen und Prasinite vor. Besonders sehenswert ist der Intrusions- und Migmatitverband des Sonnblickgranitgneis mit den autochthonen Schiefern an den vom Gletscher glattgeschliffenen Rundbuckeln nördlich unter dem Gletscherende vom Krimml-Kees zu studieren. Die obengenannte Gneislamelle 1 ist eine echte, aus Altkristallin (Altes Dach)

bestehende Decke, die auf die autochthonen Schwarzschiefer und auf autochthones "Mesozoikum" des Sonnblickkernes aufgeschoben wurde. Die Gneislamelle 2 nimmt eine tektonisch unselbständige Stellung ein; sie zeigt sich zugleich als die Trägerin von Trias, Bündnerschiefer und Grüngesteinen.

Die Quarzite werden größtenteils als paläozoisch und auch teilweise als permotriadisch angeführt. Außer diesen Gesteinen gehören noch die Karbonatgesteine der Trias, die Dolomitbreccien und auch einzelne Kalkglimmerschieferbänder des Lias zum sedimentären Anteil der "unteren Schieferhülle".

Als umgewandelte Erstarrungsgesteine dieser "unteren Schieferhülle" werden von DEL NEGRO nur Amphibolite und Serpentin mit Peridotit, Talkschiefer und im allgemeinen Strahlsteinschiefer angegeben. Das Alter der Gesteine der Schieferhülle ist nach G. FRASL sehr schwer zu bestimmen, da außer einem *Perisphinctes* aus dem Oberjura des Hochstegenkalkes von Mayerhofen (Tirol) und vermutlich mitteltriadischen Kalkalgen in Kaprun keine Fossilien gefunden wurden.

FRASL unterscheidet fünf Serien:

- 1) Eine "alkristalline" Serie (vorkambrisch bis altpaläozoisch).
- 2) Die "Habachserie" (höheres Altpaläozoikum).
- 3) Die permoskythische "Wustkogelserie".
- 4) Die "Triasserie" wird hier als "Seidlwinkeltrias" bezeichnet.
- 5) Die sogenannte jurassische "Bündnerschieferserie", jüngere Teile der dunklen Phyllite ("Rauriser Phyllite"), außerdem die Serie mit dem oberjurassischen Hochstegenkalk, ferner der Klammkalk (vom unteren Rauristal bis Kleinarltal).

FRASL vertrat im Jahre 1958 die Ansicht, daß die dunklen Phyllite des Brennkogelgebietes und die darüber lagernde "Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Serie", die infolge der am Fuscher Kamm zwischengeschalteten "Triaslinsen" bisher als "obere Schieferhülle" von ihrer Unterlage tektonisch abgetrennt worden waren, eine einheitliche Folge hier darstellen. TOLLMANN ist gegen diese Ansicht.

W. FRISCH 1968 gliedert im Bereich Tuxer Hauptkamm und Tuxer Tal folgendermaßen:

- 1) Die alte Schieferhülle, die im kartierten Gebiet nach ihm wahrscheinlich ausschließlich aus altpaläozoischen Gesteinen gebildet wird. Der Zentralgneis dringt während der variszischen Orogenese als Porphyrygranit ein.
- 2) Die junge Schieferhülle, die nach der variszischen Gebirgsbildung durch Aufgliederung in Faziesräume gekennzeichnet ist. Im Norden bildet der Untergrund eine Schwelle ("Hochstegenschwelle"), die seiner Ansicht nach vermutlich lange Zeit trocken lag und dann erst im Lias vom Meer bedeckt wurde. Hier reicht die geringmächtige, kalkige Hochstegenentwicklung mindestens bis in den oberen Jura hinein. Südlich dieser Hochstegenzone beginnen die Ablagerungen im Perm in Form der terrestrischen Wustkogelserie, die bis in die Untertrias reicht. Die Mitteltrias besteht hier aus Rauhacken, Kalken und hauptsächlich Dolomiten. Nach W. FRISCH dürfte Obertrias fehlen. Die obengenannte "alte Schieferhülle", die heute als untere Schieferhülle bekannt ist, besteht im allgemeinen nach W. FRISCH aus folgenden Gesteinen:



- a) Biotitschiefer:
- b) Geröllgneis und Glimmerschiefer:
- c) Knollengneis des Höllenstein: (der Knollengneis ist nach B. SANDER (1911) ein phyllonitisches Gestein, das seinen Namen zahlreichen verwitternden Knollen verdankt). Diese Gesteine sind am Tauernwestende weit verbreitet und bilden eine sehr mannigfache Gesteinsgruppe. Die Knollen bestehen meist aus klastischen Feldspäten.
- d) Porphyrmaterialschiefer: Diese Gesteine ziehen sich als eigene Zone fast durch das gesamte Kartierungsgebiet von W. FRISCH. Die Porphyrmaterialschiefer stellen eine Serie dar, in der vulkanisches und sedimentäres Material vermischt ist.
- e) Grüner Phyllit: Das ist ein dunkelgrüner chloritführender Phyllit. Dieser Phyllit kommt als Einschaltung innerhalb der Hochstegenzone vor. Gemengteile sind Serizit (55-60%) und Chlorit (unter 10%). Der Quarzgehalt schwankt sehr.

## 2) Obere Schieferhülle:

Unmittelbar an die innere untere Schieferhülle schließt längs der obengenannten Grenzen die äußere obere Schieferhülle an. Die Abgrenzung zwischen diesen beiden Einheiten ist zum großen Teil unscharf, einerseits wegen der Gemeinsamkeit mancher Bestandteile, hier besonders der Grüngesteine, andererseits wegen der mehr oder minder tektonischen Verfaltung und Verschuppung. Die Ausbreitung der oberen Schieferhülle ist fast ungleich größer als die der unteren und man sieht diese dann besonders verbreitet an der S-Seite der Venedigergruppe und in der Glocknergruppe. Die äußere Schieferhülle besteht vorwiegend aus kalkigen Schiefen (Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefen), die den Bündnerschiefen entsprechen. Grüngesteine sind hier eingelagert; die Metamorphose ist stärker als im Engadiner Fenster. Die obere Schieferhülle oder "äußere Schieferhülle" ist reich an diffus verteilten Kalken; Orthogesteine treten nur tektonisch auf. Im übrigen setzt sich die obere Schieferhülle wie die untere aus sehr verschiedenen Gesteinen zusammen. Altkristallin fehlt bis auf Verschuppungen mit der Zone der alten Gneise südlich der Hohen Tauern. Es sind Kalkphyllite bis Kalkglimmerschiefer, graue, dunkle, kalkärmere und mehr tonige Phyllite (= Fuscher Phyllite). Grüngesteine entsprechend den Ophioliten der Westalpen sind häufig. Untergeordnet treten Quarzite, Kalke (Bänderkalk) und Dolomite auf, die aber mit großer Wahrscheinlichkeit tektonisch bedingt vorkommen. Die Fuscher Phyllite (Schwarzphyllite) sind den Grauwackenschiefen ähnlich und ähneln auch den Schistes lustrés. Fossilreste im Veitlehner Kalk (O. Krimml), die Ähnlichkeit mit *Favosites* haben, früher als Paläozoikum (oberes Devon-mittleres Devon) angesehen, sind sicher als triadische Diploporen anzusprechen. Damit gehört der Veitlehner Kalk zur Tarntaler Zone. Die obere Schieferhülle wird gesteinsmäßig gegenüber der unteren durch den starken Anteil kalkreicher Schiefer und das Zurücktreten bis völlige Fehlen saurer Orthogneis-Einschaltungen abgetrennt. Nach L. KOBER sind die Grüngesteine dieselben wie in der unteren Schieferhülle, nur spielen sie hier in der oberen Schieferhülle bezüglich Verbreitung und Mächtigkeit eine ungleich größere Rolle. Die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite sind

wie gesagt vorherrschende Bestandteile der oberen Schieferhülle und werden nach ihrer großen Verbreitung im Brennergebiet auch Brenner-Schiefer genannt. Der ursprüngliche Bestandteil dieser Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite war ein mergeliges Sediment etwa ähnlich der Art der Nordalpinen Fleckenmergel. Nach der Parallelisierung mit den Bündnerschiefern werden die Brenner-Schiefer für vorwiegend jurassisch, besonders liassisch gehalten. Für eine exakte Altersbestimmung gibt es bisher keine Belege. Die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite sind nachtriadischen Alters, belegt durch Einschaltungen von Dolomitbreccien. Sie sind in frischem Bruch blaugrau, verwittern aber bald gelb bis braun. Sie sind im Gelände sehr auffallend und zerblättern an der Oberfläche und brechen dadurch leicht aus. Außerdem treten auch in der oberen Schieferhülle Epidot- und Gabroamphibolite, Peridotite bzw. Serpentine mit den Begleitgesteinen wie Chloritschiefer, Talkschiefer und Strahlstein auf. Nach C. EXNER findet man unmittelbar auf dem Sonnblickgneiskern "Trias" und "Bündnerschiefer" an der Stirnzone nördlich der Astrom-Spitze, Kalten Wand und Rasseck, die hier intensiv geschuppt sind. Er vertritt die Ansicht, daß Verschuppungen in der "mesozoischen" Unterlage dieser Gneisdecke stattgefunden haben. Am Trogareck findet er im Liegenden der Gneislamelle 3 (Trogareck-Lamelle) Kalkglimmerschiefer mit Zoisitporphyroblasten, Schwarzphyllit, Quarzit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor. Überlagert wird diese Gneislamelle von Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit. Die genannte Gneislamelle 3 keilt, wie C. EXNER gesehen hat, südlich des hinteren Moderecks aus. Sie ist hier lokal tektonisch ausgequetscht oder abgerissen. Am Aufbau der Gneislamelle 3 (Trogareck-Lamelle) sind Augengranitgneise (Biotit-Phengit-Mikroklin-Augengneis) mit Apliten und basischen Lagen (vielleicht ehemalige basische Gänge) beteiligt und diese Gneislamelle entwickelt sich zwischen Sandkopf und Stanziwurten. Im Gebiet der Roten Wand findet EXNER die Gneislamelle 4 (Rote Wand-Modereck-Decke), die etwa 100 m mächtig ist und im Liegenden und Hangenden von "Trias" begleitet wird. Diese Gneislamelle 4 ist im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde stark rotiert, zu Stengelgneisen umgeformt und im Zentimeter- und Meterbereich gefältelt. Die Lamelle liegt zwischen Schwarzphyllit (unten) und Kalkflimmerschiefer mit Serpentin und Grünschiefer (oben). In neuerer Zeit weist C. EXNER auf eine Schichtfolge hin, und zwar Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 4. "Trias"-Schwarzschiefer mit Serpentin, "obere Schieferhülle" (Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefer) und zuoberst wiederum Schwarzphyllite, die an der Grenze zur Matreier Zone immer wieder auftreten und bereits im Jahre 1950 als eine zusammenhängende stratigraphische Serie von der Trias bis zum Neokom gedeutet wurden, wobei auch der Ausdruck "Bündnerschiefer" wiederum in den Tauern verwendet wurde. Im Bereich östlich der Torwand findet er die fossilverdächtig farblosen Kalkmarmore mit grobspätigen, dunkelgrauen Kalzitlinsen (? Korallenkalk). Es könnte sich hier eventuell um marmorisierte rhätische Knollenkalke handeln. Megaskopisch gesehen ist es ein mittelkörniger, parallelschiefriger, farbloser, muskovitführender Kalkmarmor, in dem sich graue, linsenförmig parallel angeordnete Flecke mit einem Durchmesser zwischen 0.5 und 2.0 cm befinden, welche aus grobspätigem

Kalzit bestehen. Nach G. FRASL werden in den mittleren Hohen Tauern drei jüngere Serien unterschieden:

1) Die "Wustkogelserie" ist eine geringmächtige, grünweiße Schieferserie. Die Ausbreitung dieser Wustkogelserie findet FRASL im Fuscher und Rauriser Tal an der nahen Salzach wieder. Ein charakteristisches Merkmal für diese Serie ist der grünliche Farbton, also grünlichgrau bis weiß. Es ist noch ungewiß, ob diese Schieferserie das gesamte Perm erfaßt.

2) Die Karbonatgesteine der Trias: Sie sind bisher als einzige Formation in den mittleren Hohen Tauern als fossilführend nachgewiesen. Als Fossilführung bekannt ist die Krimmler Trias, da schon im Jahre 1900 C. DIENER in den Kalken der Nesslinger Wand (2 km nördlich von Krimml) Wirtelalgen gefunden hat. Diese Kalkalgen wurden im Jahre 1912 von J. PIA als *Physoporella pauciforata* beschrieben. Nach FRASL 1953 gehören außer sehr fein kristallinen Kalken und Dolomiten mit geringerem Ausmaß auch Rauhacken, kleine Gipslinsen dazu. Eine zweite fossilführende Trias wurde im Wenus-Veitlehner Kalk nachgewiesen, welcher zwischen Habach- und Hollersbachtal liegt. Es wurden vor wenigen Jahren einige Fossilreste von G. ROSENBERG als *Colospongia dubia* bestimmt. Außer diesen wurden auch Spuren von *Diplopore* und Korallen angegeben.

3) Die Bündnerschiefer-Serie: Sie ist jünger als die Karbonatgesteine der Trias und hat im Großglockner-Gebiet eine sehr ähnliche Ausbildung wie in den unter- bis mittelpenninischen Decken von Wallis und Graubünden. Die Bündnerschieferserie besteht aus Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarziten mit allen Übergängen dieser Gesteine. Die dunkle Farbe dieser Gesteine wird durch den Gehalt organischer Substanz, z.B. Graphitoid, verursacht. Die Metamorphose hat dann z.B. aus den Kalkschiefern im Bereich nordöstlich der Rauris zumeist Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer gemacht. Nach der Kartierung von W. FRISCH (1968), wie ich in dem vorderen Kapitel erwähnt habe, stellt sich zwischen Tuxer Hauptkamm und Tuxer Tal eine jüngere Schieferhülle, die heute als obere Schieferhülle bekannt ist, vor. Die junge Schieferhülle besteht nach W. FRISCH aus folgenden Gesteinen:

1) Die Hochstegenlage:

Diese Gesteinsserie stellt er als karbonatische Zone dar, die direkt dem Zentralgneis, im westlichen Teil des Gebietes dem Geröllgneis bzw. dem Knollengneis des Höllensteins auflagert. Die Kalke und Dolomite dieser Zone sind stark verfaultet und von den Hochstegenquarziten getrennt. Der Hochstegenquarzit ist ein massiges, mehr oder weniger verschiefertes Gestein von meist weißer, aber auch roter bis rotbrauner oder auch grauer bis dunkelgrauer Farbe. Die Rotfärbung geht auf Eisengehalt zurück. Im Bereich des Höllensteinkars begleitet den Quarzit der Schwarzphyllit. Es handelt sich hier um einen festen, durch graphitische Substanz dunkelgrau bis schwarz gefärbten, sehr fein gefalteten Phyllit, der als Hangendes des Hochstegenquarzites zwischen diesem und dem darüber folgenden Quarzmar-mor auftritt. Der Quarzmar-mor ist nach dem Symposium 1962 ein Bindeglied zwischen Quarzit und Basiskalk der Hochstegenlage. Über den Basiskalken folgen die höheren Hochstegenkalke, die den größten Teil der Hochstegenlage ausmachen. Sie sind blaugraue, reine kristalline Kalke. Der blaugraue Hochstegenkalk

ist in normaler Ausbildung frei von Quarz und Glimmer; nur vereinzelt treten feine, etwas sandige Lage- oder Serizitschüppchen auf. Der Hochstegendolomit ist in unverwittertem Zustand ein ebenfalls blaugrauer, sehr fein kristalliner reiner Dolomit. Die Fossilspuren in der Hochstegenlage stammen mit großer Wahrscheinlichkeit von einem bestimmbareren Ammoniten, wie er von G. MUTSCH-LECHNER im Jahre 1956 in Zell am Ziller in einer Straßenmauer aufgefunden wurde.

## 2) Die Rotwandlage:

Sie ist eine weitere vorwiegend karbonatische Zone, die das Hangende zu den Porphyrmaterialschiefern bildet und durch diese von der Hochstegenlage getrennt wird. Das tiefste Schichtglied dieser Zone stellt der Liegendkalk dar, der eine Mächtigkeit von mehr als 20 m nicht übersteigt. Über dem "Liegendkalk" befinden sich im Gebiet östlich der Elsalpe Bündnerschiefer, die als "Untere Bündnerschiefer" bezeichnet werden. Die "Unteren Bündnerschiefer" bestehen aus sehr kalkreichen, graphitischen Phylliten mit schwankendem Quarzgehalt. Das nächsthöhere Schichtglied der Rotwandlage ist ein dünnbankiger, heller und dunkler Dolomit, der östlich der Rotwand am mächtigsten aufgeschlossen ist. Über dem Dolomit folgen wieder Kalke, die als "Hangendkalk" bezeichnet werden. Diese Kalke sind dunkelgrau gefärbt.

## 3) Die Tettensjochlage:

Sie liegt unmittelbar auf der Rotwandlage. Sie beinhaltet Wustkogelserie, Rauhwacke, Kalk und Dolomit und die mächtige Serie der "Oberen Bündnerschiefer". Sie befindet sich im nördlichen Teil des Tuxer Hauptkammes und reicht mit der Hauptmasse der Bündnerschiefer über das Tuxer Tal hinaus.

## V. Unterostalpin

Das ostalpine System kann man in ein unter-, mittel- und oberostalpinen Teilsystem aufgliedern. Für das Unterostalpin im Bereich des Tauernfensters ist im allgemeinen die Matreier Zone die sichtbare Wurzelzone. Ein charakteristisches Kennzeichen für das Unterostalpin ist besonders die starke Beteiligung der Breccien am Aufbau des Jura, z.B. als "Schwarzeckbreccie". Im Unterostalpin sind nicht nur in den Radstädter Tauern, sondern auch im S- und NW-Rahmen des Tauernfensters am Aufbau der Juraschichtfolge lokale mächtige Serpentine beteiligt, so z.B. in der Matreier Zone. Sie sind hier tektonisch isoliert, so z.B. auch innerhalb der Reckner-Serie (Tarntaler Berge), weiters auch im unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters. Überall ergeben sich Zusammenhänge und Beziehungen zum Penninikum. Ein schmaler Streifen von unterostalpinen Permotrias ist auf der Westseite des Tauernfensters von Sterzing über den Brenner nach Norden zu finden. H. DÜNNER (1934) bezeichnete diese Serie als Unterostalpin und beschrieb sie in seiner Arbeit als Fortsetzung der Tarntaler Gesteine. Nach der Arbeit von M. ENZENBERG (Tarntaler Mesozoikum) ist auch der Innsbrucker Quarzphyllit zum Unterostalpin zu rechnen. Nach A. TOLLMANN 1963 ist die Stellung des Innsbrucker Quarzphyllits völlig analog dem Radstädter Quarzphyllit. Im südlichen Bereich des Tauernfensters erscheinen wiederum die unterostalpinen Gesteine, die durch SCHMIDT (1950-1952) neu untersucht und als "Matreier Zone"

bezeichnet wurden. Die tektonische Stellung dieser Zone war durch P. TERMIER 1903 erstmalig erkannt worden. Im großen gesehen ist das Penninikum des Tauernfensters allseitig von geringmächtigen Serien mit Trias- und Juragesteinen überlagert. Das Mesozoikum der Tarntaler, Radstädter bzw. Matreier Zone ist mehr oder weniger gleich. In der Matreier und Radstädter Zone treten Serpentine auf. Während die Matreier Zone mit der Zone der alten Gneise im Süden verschuppt, ist die Tarntaler Zone mit der oberen Schieferhülle verschuppt.

### 1) Tarntaler Serie

In den Tarntaler Bergen finden wir mesozoische Gesteine, welche sich im Grenzbereich zwischen der oberen Schieferhülle und der Quarzphyllitzone der Tuxer Voralpen befinden. Das Hauptvorkommen dieser mesozoischen Gesteine befindet sich zwischen dem Navistal, Volderer Tal, Wattental und Tuxer Tal. Seit A. PICHLERs Zeiten galt das "Tarntaler Mesozoikum" als einziges Vorkommen mesozoischer Schichten, welches wir an der Nordseite der östlichen Zentralalpen Tirols finden. Nach der Darstellung von A. SPITZ finden wir folgende mesozoischen Schichten.

1) Mächtige, dichte grünlichweiße Quarzite (Verrucano, Buntsandstein).

2) Geröllquarzite mit etwas Gips und Rauhwacken.

3) Geringmächtige graue, gelbliche, meist mit Schieferbändern durchzogene Dolomite, dunkle Kalke und Kalkschiefer.

4) Darüber folgen sehr mächtige (meist bis 400 m) geschichtete, hell- bis dunkelgraue stark anwitternde Dolomite (Hauptdolomit).

5) Fossilführende, dickbankige, dunkle, leicht dolomitische Kalke mit Versteinerungen. Untergeordnet sind es rötlichgraue Kalke und Kalkschiefer (Kössener Schichten, Rät).

6) Sandig-kieselige Kalkschiefer mit liassischen Ammoniten.

7) "Tarntaler Schiefer"; es sind grünlichweiße Serizitquarzit- und Kalkschiefer mit grünen Schieferbändern. Sie enthalten Dolomitbreccien. In dieser Schieferserie findet man dunkle, manganhaltige Schiefer (höherer Jura bzw. Malm).

Breccien sind sehr häufig, sie bestehen zum Großteil aus braun-grauem Dolomit und meist hellem bis weißem quarzitischem Material. Wahrscheinlich sind die oben erwähnten Breccien obertriasischen bis unterjurassischen Alters. Da sich die Breccie für weite Strecken gleichmäßig zwischen Trias-Dolomit und dem höheren Jura eingeschaltet hat, wurde sie von A. SPITZ als rätisch-liassisch gedeutet. Die Trias-Jura-Vorkommen anderer Bereiche innerhalb der zentralen Ostalpen ergeben im Vergleich mit der "Tarntaler Breccie" keine Übereinstimmung. Ebenfalls im Vergleich zur Ortler-Trias und zur Schichtfolge der Radstädter Tauern ergeben sich hier auch außer den Kössener Schichten keine näheren Übereinstimmungen. Nach R. STAUB führt das Mesozoikum der Engadiner Dolomiten eine sehr reichliche Beckenfazies und außerdem einen vergleichbaren Lias nebst dem typischen Adneter Lias. Eine sehr große Ähnlichkeit zeigt die "Arosa-Schuppenzone" (Unterostalpin) und deshalb parallelisiert R. STAUB diese Arosazone mit der Tarntaler Serie. In sehr komplizierter Weise sind die Trias-Jura-Schichten mit Gesteinen der oberen Schieferhülle, besonders hier mit dem Quarzphyllit der Tuxer Voralpen

und mit Kalkphyllit verfaltet und verschuppt. Die nördliche Umräumung des Tarntaler Mesozoikums durch den Innsbrucker Quarzphyllit hat bereits L. KOBER auf ihre unterostalpine Position gebracht; entgegen anderen Autoren, die den Quarzphyllit mit dem oberostalpinen Landecker Phyllit gleichgesetzt haben. Auch A. TOLLMANN 1963 hält den Innsbrucker Quarzphyllit im Vergleich mit dem Radstädter Quarzphyllit für zum unterostalpinen Paläozoikum zugehörig. Dieser Innsbrucker Quarzphyllit besteht aus einem silbergrau-bräunlichen Phyllit mit Quarzknollen und Linsen; auf diesem aufgelagert wurde der "Steinkogelschiefer". Der Steinkogelschiefer ist ein granatführender Albitquarzit-schiefer bzw. Biotitglimmerschiefer. Auf Salzburger Boden reicht der Innsbrucker Quarzphyllit bis zur Linie Großer Rettenstein-Mittersill, wo er von der oberostalpinen Grauwackenzone mit einem Überschiebungskontakt überlagert wird. Petrographisch gesehen handelt es sich nach SANDER um einen Phyllonit, in dem, neben Quarz und Serizit, Turmalin, etwas Chlorit sowie Apatit und Leukoxen als besondere Nebenbestandteile nachgewiesen wurden. E. HARTMANN 1913, B. SANDER 1921, M. ENZENBERG 1965 stellen den Quarzphyllit in das Altpaläozoikum bis Präkambrium. Nach Untersuchungen von M. ENZENBERG 1965, konnte das Tarntaler Mesozoikum in drei übereinander liegende Einheiten untergliedert werden.

a) Quarzphyllit und Permotrias (Basisserie)

b) Tarntaler Breccie i.e.S.

c) Reckner-Serie

a) Die Basisserie:

Diese Basisserie erfaßt den Quarzphyllit mit allen Einschaltungen, der bis ins Anis, möglicherweise ins Ladin reicht.

b) Die Tarntaler Breccie i.e.S.:

Diese Breccie zieht durch den zentralen Teil der Tarntaler Berge und wird in manchen Orten von jurassischen Kalk- und Kieselschiefern begleitet. Das Hauptverbreitungsgebiet der Tarntaler Breccie ist der Hippold-Kamm bzw. die Kalkwand. Über die Untersuchungen, durchgeführt an der Tarntaler Breccie, schreibt M. ENZENBERG, daß diese aus Grob- und Feinmaterial besteht, in Verbindung mit Sandsteinen und kalkfreien Tonschieferlagen sowie tonig verunreinigten Kalken (Mikriten). Die groben Breccien bestehen aus faustgroßen Fe-reichen Dolomiten und Sandsteinen, die sich in sehr unterschiedlicher Größe zeigen (durchschnittliche Länge 40 cm). Letztere sind meist feinkörnig und reinweiß, rötlich oder grünlich und sie führen auch manchmal Quarzkörner bis 1.5 cm. Nach H. FÜCHTBAUER 1959 wurden die obigen Sandsteine als feldspathaltige Quarzsandsteine bzw. Quarzgrauwacken (nach H.G.HUCKENHOLZ 1963) bezeichnet. In diesen Breccien wurden als Komponenten gefunden: Quarzite, Kieselschiefer, Kieselkalke, Dolomite, dunkle Biomikrite mit Crinoiden und Bivalven, helle Biomikrite, glattschalige Muscheln, Kleingastropoden, Brachiopoden und helle Onkolithe. Die Tarntaler Breccie zieht als relativ ungestörte Lage unter der höchsten Einheit, der Reckner-Serie durch.

c) Die Reckner-Serie:

Diese Serie wird nach A. SPITZ als höchste tektonische Einheit des Unterostalpins im Bereich der Tarntaler Berge bezeichnet. Die Reckner-Serie zeigt einen sehr komplizierten Faltenbau und

baut sich das zentrale Massiv der Tarntaler Köpfe im unteren und oberen Tarntal bis zum Geier im S auf. Die gegen S ziehende Reckner-Serie wird nach B. SANDER 1921 als "Tarntaler Mischungszone" oder als Matreier Schuppenzone (nach P. BLESER 1934) bezeichnet. Nach der Arbeit von M. ENZENBERG 1965 findet sich an den Tarntaler Köpfen eine dreifache Wiederholung von charakteristischen Obertrias- und Juragesteinen und zwar derart, daß die unterste aufrecht liegt, die mittlere invers, die oberste wieder aufrecht. Sie findet hier keinesfalls dreifach übereinander liegende aufrechte Schuppen. Im Jura wird zwischen der breccienarme Reckner-Serie und der Hippold-Serie (Tarntaler Breccie) unterschieden.

## 2) Radstädter Serie

Die Radstädter Tauern erstrecken sich zwischen der Grauwackenzone im Norden, dem Schladminger Kristallin im Osten und Weisseck und Draugstein im Süden. Sie bilden eine Art Kalkalpen inmitten der Zentralalpen. Nach L. KOBER werden sie als Inselbildung auf dem Rücken der Zentralalpen aufgefaßt. In der Radstädter Serie finden wir die gleichen Gesteine wie in der Tarntaler Serie, nur sind sie hier viel vollständiger und mächtiger als in der Tarntaler Serie. Die Raibler Schichten der Trias sind oft als Pyritschiefer ausgebildet und treten in mehreren Stufen der Trias auf, was lange Zeit sehr verwirrend wirkte. UHLIG glaubt - zitiert nach DEL NEGRO (Geologie von Salzburg, 1950, S. 172-173) - mit der einfachen Schichtfolge Triasdolomit-Pyritschiefer-Juramarmor auskommen zu können. Der ladinische Triasdolomit ist überwiegend dunkel, blaugrau, teilweise auch heller, dicht bis feinkörnig, z.T. geschichtet. Die Pyritschiefer, die UHLIG ins Rhät stellte, sind teils kieselige, teils kalkige Schiefer und braune Sandsteine; sie enthalten viel Pyrit und bilden an den Wänden gelbe Bänder. Die "Juramarmore" sind grau, gelb oder blaßrot, häufig als Bänderkalk mit Glimmerschuppen auf den Schichtflächen entwickelt, z.T. als Marmor. Diese mesozoische Schichtfolge dachte sich UHLIG in Quarzite, die in ihrem Liegenden und Hangenden auftreten, "eingewickelt", sodaß das jüngste Schichtglied, der angebliche Juramarmor, mit den viel älteren Quarziten in Berührung kommt; diese Quarzite rechnete er zur nächsthöheren tektonischen Einheit, nämlich zur Schladminger Masse. An der Berührungsfläche des "Juramarmors" und der Quarzite entstanden teilweise sehr mächtige Rauhacken, die UHLIG als Mylonite deutete. Die gleiche Ansicht vertrat auch L. KOBER, daß über dem Radstädter Mesozoikum tetkonisch bedingt noch die höhere Quarzphylliteinheit und das Schladminger Kristallin liege. L. KOBER (1923) gliedert die sogenannte "Radstädter Decke" als unterostalpine Decke in eine tiefere (untere) und höhere (obere). a) In der unteren Radstädter Decke zeigt sich im Gipfel des Speiereck ein klarer Schuppenbau, der sich in der Hochfeinddecke im Osten und Klammdecke im Westen verbreitet. Die Quarzite gehören in das Liegende des Twenger Kristallins. Die ganze tiefere Radstädter Decke (=Liegendserie) wird durch das Twenger Kristallin von der oberen Radstädter Decke getrennt, die sich vom Mautnerkopf durch das Lantschfeld bis gegen das Mosermannl

hinzieht. Zu den interessantesten Teilen der Radstädter Decke gehört das Gebiet des Hochfeind und des Schwarzeck, weil hier zum Teil die Verfallungslehre der Radstädter Tauern entstanden ist.

b) Die obere Radstädter Decke besteht aus Triasdolomiten, die bereits UHLIG kannte. Diese obere Radstädter Decke, die in Ober-tauern sehr mächtig ist, verschmälert sich bei Tweng und setzt sich weiter nach Süden fort. Bei Mautnerdorf ist sie noch als schmale, aber zusammenhängende Zone festzustellen. Die Radstädter Decke ist im südlichen Teil des Fensters, wie z.B. im Mölltal, von Heiligenblut bis nach Fragant entwickelt. Die Schichtfolge ist hier genau gleich wie im Norden, nur wenig mächtiger als im Nordteil. Nach L. KOBER trennt sich die untere und obere Radstädter Decke nicht im Süden, sondern bildet hier ein Haufwerk aus Dolomit, Kalk, Schiefer, Phyllit, Serpentin und Grünschiefer, darüber Gneis mit basalen Diaphoriten und aus Schiefen (graphitisch Karbon?). Außerdem gibt es über der Radstädter Decke noch eine weitere Einheit, die Quarzitserie, die unter dem Schladminger Kristallin liegt. Nach langjähriger Pause schreibt L. KOBER (1928) wieder über eine zusammenfassende Schichtfolge der Radstädter Decke:

1) Grundgebirge:

Zu diesen gehören grüne, meist mylonitisierte Gneise mit Einlagerungen von größerem Porphyrgneis (Lantschfeld).

2) Paläozoikum:

Hierher gehören Schiefer, Phyllite, Quarz-Kalk-Konglomerate (Oberkarbon-Perm?), Grünschiefer, die in unmittelbarer Verbindung mit dem Grundgebirge stehen. Diese Schichtfolge geht über Serizitschiefer in die Quarzite, die für Permotrias gehalten werden.

3) Mesozoikum:

Die Unterlage bilden Quarzite und Serizitschiefer, die weiter in die Rauhwacken übergehen und nicht mehr, wie vorher nach UHLIG, als Mylonit, sondern als normales Schichtglied gedeutet werden.

a) Darüber dunkle, schwarze Kalke, dann gelbe und rötliche Bänderkalke (Anis), die früher allgemein für Jurakalk gehalten wurden. Nach L. KOBER Muschelkalk, Gutensteiner Kalke.

b) Blaugrauer Dolomit mit Gyroporellen (Wettersteindolomit), meist kristallin.

c) Ein karnisches Niveau ist nicht sicher zu unterscheiden, ebensowenig ist die Frage nach dem Hauptdolomit gelöst. Er ist wahrscheinlich vorhanden.

d) Rhät, Lias dürften in Pyritschiefern vertreten sein. Die Frage, ob sich in den Radstädter Decken jüngere Gesteine als Jura finden, konnte bisher nichtentschieden werden. PAULCKE hat einige der feinen Breccien als kretazisch angesprochen. Aus der Arbeit von CLAR geht die große Bedeutung der jurassischen Sedimente und der Schwarzeckbreccie als Lias hervor. BLATTMANN möchte im Gegensatz zu CLAR diese Schwarzeckbreccie noch in den Jura (Oberjura) stellen. Ein darüber folgender Quarzphyllit wird fraglich in die Unterkreide verlegt.

BLATTMANN, der den untersuchten Raum zwischen Zederhaus und dem Gurpetschekzug bearbeitete, schloß sich eng an KOBER an; er



meinte, daß das Altkristallin der Radstädter Decke aus Schladminger Kristallin (Granitgneis, schieferige Gneise) und Twenger Kristallin (schieferige Gneise, tektonisch vielfach ähnlich wie Quarzphyllite) und einem groben weißen Porphyrgneis besteht. Außerdem unterscheidet BLATTMANN zwischen sedimentärer und tektonischer Rauhwacke im Gebiet der Radstädter Tauern; die tektonische Rauhwacke ist meist porös und bröckelig, die sedimentäre dagegen ist feiner und viel fester. Der Anteil der Kreide in den Radstädter Tauern ist noch strittig, und zwar möchten KOBER und BLATTMANN (1943) in der Schwarzbreccie Unterkreide sehen; nach STAUB und CLAR gehört sie in die Oberkreide. Diese Ansicht hat für den Geologen eine sehr große Bedeutung, weil sie nachher für die Frage des Alters der Tektonik eine Rolle spielt (die nach KOBER im wesentlichen vorgosauisch, nach STAUB hingegen tertiär ist). Mit der Radstädter Serie treten auch die sogenannten "Klammkalke" auf, die stark geschiefert sind. Die Klammkalke sind ein Teil der Radstädter Serie; sie sind feinkörnig bis kristallin. KOBER stellte diese Klammkalke im Jahre 1923 zur unteren Radstädter Decke, STAUB rechnete sie zu seiner Weisseckdecke, auch TRAUTH spricht sich für eine tiefere tektonische Einheit aus. BRAUMÜLLER zählt sie dagegen zur oberen Radstädter Decke, doch kam er später wieder davon ab. Sie enthält nach BRAUMÜLLER (1939) an der Basis grüne chloritführende Quarzserizitphyllite sowie grüne und weiße Serizitquarzite mit rosarotem Quarz. Darüber Rauhwacken, die wahrscheinlich sedimentär sind. Bei Lend wurden in einem Stollen gipshaltige Schichten in der Nähe der Rauhwacken gefunden. Über den vermutlichen permoskythischen Ablagerungen folgen Radstädter Dolomite und Dolomitbreccien, Pyritschiefer und rote Breccien (rhätisch-liassisch), rötlichgelber Radstädter Kalk (Jura?), der sich aber von dem dunkelgrauen Klammkalk (nach BRAUMÜLLER ebenfalls Jura) unterscheidet. Die Altersbestimmung dieser Klammkalke ist wieder umstritten; WINKLER und TRAUTH halten sie für paläozoisch, KOBER, STAUB und BRAUMÜLLER für mesozoisch.

TOLLMANN unterscheidet im Mosermannlgebiet skythische Quarzite, hellgraue bis grünliche, gut geschichtete Quarzite der Triasbasis, die unter dem Namen "Lantschfeld"- oder "Radstädter Quarzit" bekannt sind. Hier kann man keine Unterschiede zwischen dem Liegenden und Hangenden erkennen.

Anisische Rauhwacken, die an der Basis des Anis, z.B. am Windsfeld und am Zaunerkar eine Mächtigkeit bis 30 m aufweisen. Im Anis gibt es zwei, allerdings nicht scharf abgrenzbare Faziesgebiete - dies eine im Norden, das andere im Süden. Die im Norden vorherrschende Entwicklung ist durch gut geschichtete mächtige schwarzgraue Dolomite (höheres Anis) gekennzeichnet. Diese gehen in gut gebankten Ladindolomit über. Im Liegenden der höher anisischen schwarzgrauen Dolomite findet man Bänderkalke und schwarze Tonschiefer. Die andere, mehr im Süden beheimatete Fazies enthält eine sehr reichhaltige Schichtfolge:

- 7) 10 m mächtiger Trochitendolomit mit Encriniten, petrographisch dem Wettersteinkalk entsprechend.
- 6) Ein dickbankiger, hellgrauer Dolomit.
- 5) Tektonische Großbreccie in Schichtfolge 6.
- 4) Dolomitschlierenkalk: 10 m mächtiger Kalk mit Zentimeter bis

Dezimeter großen, verwalzten, geschwärtzten Dolomitschlieren; er tritt im Hangenden des Bänderkalkes auf (3); z.T. hier Hornsteinknollen führend (Reiflinger Kalk).

3) 30 m mächtiger Bänderkalk (Gutensteiner Kalk), der meist rosa bis gelblichgrau gefärbt ist.

2b) Ein grauer, bräunlichgrauer, geschichteter, nicht dickbankiger Dolomit und Dolomitschiefer (Gutensteiner Dolomit) mit unregelmäßigen Schichtflächen.

2a) Graubraune Breccie mit verwitterndem Dolomit.

1) Ein geringmächtiger schwarzer Tonschiefer, "Pyritschiefer" mit oder ohne schwärzliche, dunkelgrau verwitternde Kalklagen (Gutensteiner Basisschichten).

Unterladinischer Wettersteindolomit ist auf Grund der Mächtigkeit und Verbreitung in der Mosermannlgruppe sehr wichtig. Ein besonderes Kennzeichen stellt die meist sehr reiche Fossilführung (z.B. *Diplopora annulata* und stellenweise Großgastropoden) dar. Auf der Südseite des Mosermannl ist der Wettersteindolomit 300 m mächtig. Das Normalprofil des tieferen Ladin im NW-Teil der Gebirgskuppe ist durch Einsetzen der Kalkbänke in den Partnachsichten gekennzeichnet. Die höheren ladinischen Partnachsichten sind eine Wechselserie aus Kalk, Dolomit, Schiefer und Breccien, die sich zwischen Wettersteindolomit und Hauptdolomit eingeschaltet haben. W. SCHMIDT (1924) stellte diesen Komplex in das Karn. A. TOLLMANN stellte diese Serie aufgrund der Fossilfunde ins höhere Ladin.

Die karnische Serie in der Mosermannlgruppe kann man in drei Schichtgruppen (von oben nach unten) unterteilen:

3) Etwa 50 m mächtige, hellgraue Dolomite (Opponitzer Dolomit), ähnlich dem Hauptdolomit, wird von einer schwarzen oder grünen Tonschieferlage durchzogen.

2) Ein geringmächtiger, gebänderter Kalk mit zwischengeschalteten Dolomitäben.

1) Als tieferes Karn geht ein 30 m mächtiger, pyritführender Tonschiefer zum Teil in Sandstein (Lunzer Sandstein) über.

Norischer Hauptdolomit schließt am Faulkogel eine 250 m mächtige Platte aus hellem, dickbankigem Hauptdolomit ab, im anderen Gebiet bilden oberladinische oder karnische Schichten den Abschluß der Schichtfolge. Der Hauptdolomit besteht hier meist aus einem dickbankigen, glatt- und großbrüchigen Dolomit und zeigt stellenweise eine Feinstbänderung oder Auflösung in eine endogene Breccie.

Zusammenfassend konnte A. TOLLMANN nach den bisherigen Ausführungen bereits sagen, daß sich in den mittleren Radstädter Tauern zwei Faziesgebiete abgrenzen lassen, die durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. Diese Faziesübergänge sind nicht auf engem Raum und ebenfalls nicht in Verbindung mit großen Mächtigkeitsschwankungen verbunden, sondern sind ein regionales Phänomen. Im N herrscht vom Anis bis zum Karn eine einfachere, weniger unterschiedliche Entwicklung mit dunklen, oft schwarzen mächtigen Dolomitpaketen im höheren Anis und höheren Ladin. Die großen Unterschiede in den beiden Faziesgebieten treten im höheren Anis, wo den lichten, dickbankigen Dolomiten des Südbereiches schwarze, dünn geschichtete, mächtige Dolomite des Nordens gegenüberstehen, hervor.

### 3) Die Matreier (Schuppen) Zone

Die Matreier Zone verläuft am S-Rand des Tauernfensters (südlich der Venediger-, Granatspitz- und Glocknergruppe) und hat eine Länge von ca. 130 km. Es ist schon lange bekannt, daß sie ein Äquivalent der unterostalpinen Radstädter Decken ist (z.B. M. STARK 1912, L. KOBER 1922 u.a.) In tieferen Bereichen der Radstädter Decken (insbesondere im Speiereckgebiet) finden sich Vergleichsmöglichkeiten mit unserer Matreier Zone: Hier wie dort werden mehr oder weniger quarzreiche Phyllite beobachtet, Quarzite, Dolomitlinsen u.a.m. Auch am Nordrand des Tauernfensters finden wir Einheiten, welche der Matreier Zone entsprechen. Die Matreier Zone selbst wird als zum "Unterostalpin" gehörend betrachtet. Sie vermittelt jedoch auch andererseits zwischen "Penninikum" und "Unterostalpin", d.h. sie hat unterostalpine bzw. penninische Fazieszüge. Wenn man nun versucht, den ehemaligen Ablagerungsraum der Matreier Zone zu rekonstruieren, so könnte man vielleicht mit EXNER 1964 zum nachstehenden Ergebnis kommen: Von N nach S schreitend würden wir zuerst denjenigen Trog vorfinden, wo das Deckensystem der oberen Schieferhülle abgelagert worden ist. Hauptgestein ist hier die bis 1000 m und mächtiger werdende Serie der Kalkglimmerschiefer und Ophiolite bzw. Fuscher Phyllite. Nach S schließt sich dann als nächster Ablagerungsraum das hochpenninische und unterostalpine Gebiet der Matreier Zone an. PREY 1964 betont noch besonders, daß die paläogeographischen Ablagerungsgebiete der Matreier Zone eine gut erkennbare Schwellenposition im S-Teil des penninischen Troges eingenommen hätten, nämlich in jenem Teil, wo sich der penninische Trog mit dem Unterostalpin berührte. Ein Hinweis dafür wäre, daß der eher geringmächtig entwickelte Jura hier im scharfen Gegensatz zu der so gewaltigen Schiefermasse des Penninikums besteht. Der nächste südliche Ablagerungsraum ist dann schließlich der oberostalpine. Der Gesteinsbestand dieser tektonisch stark beanspruchten Zone ist ungemein bunt. Wie schon oben gesagt, haben die Gesteine unterostalpine und penninische Fazieszüge. Eine stratigraphische Einordnung der Gesteinsserien ist mangels Fossilien nur schwer möglich. Es bleibt nur übrig, sich an Hand von Analogieschlüssen und Vermutungen zu orientieren. Allgemein kann gesagt werden, daß sich an ihrem Aufbau folgende Gesteine beteiligen: Tauernschiefer, die oft wie Kartenblätter durchgemischt sind, dann Schollen unterostalpinen Mesozoikums, Granitgneislinsen, die wieder stark postkristallin deformiert sind. Hauptgestein sind Kalkglimmerschiefer bis -Phyllite und Grungesteine. Häufig sind auch Kalkschiefer, Dolomite, Dolomitmarmore, schieferige Marmore, Rauwacken, Dolomitreccien und Quarzite. Aus der Makerni-Spitze (2664 m) südlich der Sonnblickgruppe werden auch noch spärlich Kieselgesteine beschrieben. Aus eben dieser Makerni-Zone versucht PREY, eine stratigraphische Gliederung zu geben:

Perm-Untertrias: Gesteine dieses Alters sind wahrscheinlich an den quarzreichen Phylliten und Quarzitschiefern beteiligt.  
Möglicherweise auch Rauwacken.

Trias: Dolomite (sicher nachgewiesen).  
Ladin, Nor: bei den Dolomiten nicht zu unterscheiden.

Rhät: Bändermarmore und kristalline Schiefer.

Tieferer Jura: Kalkphyllite und Kieselgesteine.

Kristallin ist am Aufbau der Matreier Schuppenzone in großem Umfang beteiligt.

KLEBELSBERG glaubt, daß es sich hierbei um Schuppen handelt, die vom Süden her aus der Zone der Alten Gneise stammen.

Zur Tektonik: Das Liegende bildet die obere Schieferhülle, das Hangende wird durch Altkristallin (=oberostalpine Zone der Alten Gneise) repräsentiert.

Die Matreier Zone ist sowohl mit dem hangenden, als auch mit dem liegenden Komplex verschuppt. Die Matreier Zone wird auch gerne als Bewegungsteppich bezeichnet, ähnlich wie die Arosa-Zone. Es handelt sich also um eine tektonische Mischserie, manchmal auch um eine tektonische Breccie (bis maximal 100 m mächtig werdend). Die Gesteine sind stark verschuppt, weitgehend zerrissen und ausgewalzt. Dies scheint selbstverständlich, wenn man bedenkt, daß wir uns hier im Hauptbewegungshorizont der E-Alpen befinden (Ostalpen wurden auf Penninikum geschoben). Die gesamte Zone fällt nach S-SW hin ein. Abschließend sei noch auf die Erzführung der Matreier Zone in Großfragant hingewiesen: man kann hier prinzipiell zwei Arten von Erzlagerstätten unterscheiden:

Einmal die Lager in den Grünschiefern der Matreier Zone, welche bergbaulich gesehen am wichtigsten waren, dann auch die Lager im Kristallin der Sadniggruppe. Bei den Lagern in den Grünschiefern sind die Erze als Imprägnationen, Schnüre, Linsen oder Lagen von Derberz in die Grünschiefer eingesprengt. Die Angaben über die Erzmächtigkeit schwanken zwischen 0.5-2 m. Der durchschnittliche Metallgehalt wird wie folgt angegeben: Eisen 45.6%, Kupfer 2.765%, Schwefel 41.5%. Die Erze dürften sich wahrscheinlich im Jura gebildet haben. Im Tertiär erfolgte dann eine Umkristallisation und Metamorphose.

Bei den Erzlagern im Altkristallin der Sadniggruppe wurden Schwefelkies und Kupferkies geschürft. Das Nebengestein ist ein mineralreicher, diaphtoritischer Glimmerschiefer.

## VI. Tektonik

### a) Tektonik des Tauernfensters

Das Tauernfenster ist bekanntlich das größte tektonische Problem und Streitobjekt der gesamten Ostalpen, seitdem der Forscher P. TERMIER (1903) als erster die geologischen Verhältnisse im Tauerngebiet als ein riesiges tektonisches Fenster gedeutet hatte.

Die penninischen Decken bilden im Tauernfenster den tiefst erschlossenen Bau der Ostalpen, der in seinem faziellen und tektonischen Aufbau dem ostalpinen Gebirge fremd gegenübersteht. Die Wurzeln der ostalpinen Decken sollten südlich der Tauern zu suchen sein, wo auch die Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen beheimatet sind; sie überstiegen von Süden her die Tauern,

jedoch hat sich ihr Wurzelgebiet über die noch weiter südlich anschließenden Dinariden als "Traimeau écraseur" darübergeschoben. SUESS und KOBER stimmten dieser neuen Ostalpendeutung zu (1909-1912). Die Grazer Schule (HERITSCH, SCHWINNER) lehnte sie jedoch entschieden ab. 1916 nahm SANDER einen vermittelnden Standpunkt ein. Die Tauern haben eine Tiefentektonik mitgemacht, sodaß ihre nach Norden bewegten Teildecken eine bedeutende Belastung erhielten. SANDER fand aber, daß die Tauernkristallisation im nördlichen Teil der Schieferhülle geringer sei als im südlichen. Daraus ergibt sich folgende Schlußfolgerung: Die Belastung der Tauern ist sicher, der Deckencharakter und damit die Fensteratur der Tauern wahrscheinlich; nicht kann aber bewiesen werden, daß die Nördlichen Kalkalpen die Tauern überfahren hätten. Die Vorstellungen TERMIERS lehnte SANDER somit ab. 1921 sprach er sich dafür aus, daß die Tauern eine eingesunkene Scholle darstellen, die vom Süden her durch das Altkristallin sekundär ummantelt wurde, während im Westen der Tauern die Öztaler Decke nach Norden drängte und dadurch den ursprünglichen Zusammenhang zwischen den Tauern und den Bündnerschiefern des Unterengadins unterbrach. Die Tauern sind danach wohl eine Art Fenster, aber nicht mit tektonisch einheitlichem Rahmen. Das ostalpine Kristallin überwältigte die Tauern nur örtlich, während die Nördlichen Kalkalpen nicht vom Süden der Tauern über diese wanderten, sondern von ihrem Rücken nach Norden abglitten und dabei die Tiefentektonik erzeugten.

Nach W. SCHMIDT (1921) und F. KOSSMAT sind die Tauern kein Fenster, sondern eine Nische, ein Senkungsgebiet. Nach diesen Vorstellungen sind im Westen, Süden und Osten die Nischen von Altkristallin umgeben (z.B. Öztaler Gneise, Alte Gneise im Süden, Schladminger Gneise). Die Aufwölbung des Tauernfensters ist nach KOBER aber jung. Sie fällt offenbar bis kurz vor die Eiszeit. KOBER meinte sogar, daß die Aufwölbung der Alpen und die Vergletscherung (Eiszeit) im ursächlichen Zusammenhang stehen. KOBER erklärte, daß in den Tauern ein Deckenbau vorliegt, der in allen seinen Grundzügen wie nach Bau, Schichtfolge und Metamorphose, vollständig dem penninischen Deckenbau der Westalpen (Schweiz) gleicht. Was nun die Fazies dieses Penninikums anlangt, so hat KOBER (1923) die Schieferhülle für neritisch gehalten, während STAUB (1924) von einem mehr "bathyalen" Charakter spricht. Die eingehenden Untersuchungen KOBERs betrafen vor allem das östliche Tauernfenster. Er unterschied hier folgende Teildecken, die als große Liegendfalten übereinandergeschlagen wurden (von unten nach oben):

- 1) Die Ankogeldecke als tiefste
- 2) Die Hochalmdecke, die durch die "Mallnitzer Mulde" von der Sonnblickdecke getrennt wurde
- 3) Die Sonnblickdecke
- 4) Die Modereckdecke als höchste

Es wird vielleicht vorteilhaft sein, jene Gesteinsserien, die sich zwischen den penninischen und ostalpinen Decken in manchen Gebieten einschieben, vorläufig mit KOBER als penninisch-ostalpine Mischungszone zu bezeichnen. In diese Zone gehört die basale Gesteinsserie der Radstädter Decken. Auch im westlichen Teil des Tauernfensters sind nach KOBER die Zentralgneise passiv

eingepreßte Massen, da die Deckenkerne hier stirnende Riesenliegendfaltten zeigen. Das Alter der ganzen Tektonik sah KOBER als vorgosauisch an. Im Sinne TERMIERS, KOBERs und STAUBs scheint, daß die einzelnen Kerne des Tauernfensters sich in einem nach N vorgewölbten Bogen anordnen.

Der Zillertaler-Venediger-Kern ist im SW und NE aufgespaltet. Der Gneiskern hat hier seine Hüllen als Rollfalte überrollt und z.T. unter sich begraben. Am Felbertauern übergreifen die Hüllgesteine von N und S den Zentralgneis. Die gewölbeartigen Granitkuppeln fallen allseits unter die Hüllgesteine (am Sonnblick ist der Bau etwas komplizierter). Durch steiles Einfallen kommt es teilweise zu Fächerstrukturen.

Den komplizierten Bau des Sonnblickkernes läßt schon seine Form und der im W aufgegliederte Rand vermuten. Ein schmaler Zentralgneisstreifen ist als Decke (Modereck- oder Rote Wand-Gneis-Decke) 25 km gegen W bzw. NW vorgetrieben. Der Sonnblickkern ist möglicherweise nicht autochthon; der Granatspitzkern setzt sich im Ankogel fort. Der Ankogel-Hochalm-Kern zeigt verhältnismäßig normales Einfallen unter die Schieferhülle. Nur im S bzw. SW sind die Gesteine steiler gestellt und der Bau komplizierter. Im E wie im W tauchen sie unter das Altkristallin. Der Eindruck wird noch durch das Stangalm-Paläozoikum, das Gegenstück der Steinacher Decke, verstärkt. Die Zentralgneiszone wird an zwei Stellen von der Schieferhülle übergriffen. Am Felbertauern läßt sich nichts von einem Deckenbau erkennen, am Glockner findet man dagegen mehrere Deckenserien:

Die untere Schieferhülle wird von der oberen durch Trias getrennt, wie im Penninikum der Westalpen. Es sind relativ geringmächtige Triasdolomite und Rauhwacken. Die Modereck-Gneisdecke ist eine maximal 200 m mächtige Zentralgneislamelle im W des Sonnblickkernes. Darüber liegt Trias und dann die Brennkogel-Decke. Im W des Granatspitzkernes ist die untere Schieferhülle geringmächtig, im E ist die untere Schieferhülle gespalten in die untere und obere Riffl-Decke, überlagert von der Glockner-Decke der oberen Schieferhülle. Diese grenzt an die Fuscher Phyllite im N mit steiler Begrenzung, im S liegt sie steil bis überkippt unter den Gesteinen der Matreier Zone. Nach A. WINKLER, HERITSCH und KOBER werden die gesamten Decken, die zwischen Granatspitz und Sonnblick liegen, steil gestellt (im Bereich der Mölltal-linie). Sie ziehen in der sogenannten Mallnitzer Mulde nach SE; man kann demnach zwei Phasen unterscheiden:

- 1) Übereinanderstapeln der Decken
- 2) Einmuldung in der Mallnitzer Mulde

Die Streichrichtung der Zentralgneise paßt sich dem bogenförmigen Verlauf der Kerne an, im W liegt sie bei 60 Grad, im E bei 140 Grad. Im N herrscht ein verhältnismäßig einfacher Bau. Die Tarntaler bzw. Radstädter Serie fällt im allgemeinen unter das Oberostalpin ein. Im einzelnen betrachtet ist die Grenze teils steil gestellt, verschuppt oder überkippt und kompliziert. Im E des Gerlospasses beginnt eine durchlaufende Bewegungsbahn, die durch das Salzachtal über den Wagreiner Sattel bis ins Ennstal führt. In einer Breite von 200 bis 250 m sind die Gesteine längs dieser Störung vollkommen mylonitisiert und vertont. HEISSEL 1950 legte deshalb hier die "Nordrandstörung"

oder Salzachstörung der Hohen Tauern durch, die er von Wagrein im Osten bis nördlich der Gerlosplatte verfolgt hatte. Es ist der bisher bekannteste Nachweis der Nordrandstörung der Hohen Tauern, wo noch Jungtertiär (Miozän) in die Mylonitstörung eingeklemmt ist. G. FUCHS (1958) schreibt in seiner Arbeit, daß die "Überschiebung" von "Decken" in diesem tieftauriden Stockwerk keine Bedeutung hat, daß starre Blöcke an Bewegungsbahnen übereinandergeschoben wurden. Er ist der Meinung, daß zur Zeit der Hauptbewegungen in den Tauern eine große Teilbeweglichkeit vorhanden war (Fließtektonik). Ein Großteil der Bewegung erfolgte daher innerhalb der Deckenkörper. Als "Decken" werden hier Serien zusammengefaßt, deren Gesteine einen ähnlichen petrographischen Charakter aufweisen. Die Verschiedenheiten in der petrographischen Fazies dieser Serien machen die Existenz größerer, dazwischen liegender Bewegungsbahnen wahrscheinlich und rechtfertigen den Begriff "Decke". Die Deckengliederung ist aber nicht dieselbe wie bei KOBER; Ankogel- und Hochalmmassiv werden zu einer Decke - "Hochalmdecke" - zusammengefaßt, jedoch als neue Decke noch eine "Glocknerdecke" hinzugenommen. Aus den Forschungen A. WINKLERS im Sonnblickgebiet, das von KOBER in mehrfacher Hinsicht auf Deckenfaltentektonik beschrieben wurde, tritt bei ihm an die Stelle der Deckenfaltentektonik eine Schubschollentektonik; die Gneisbänder am Nordabsturz des Sonnblicks, die KOBER durch Digitation des Zentralgneiskernes der Sonnblickdecke erklärte, deutet WINKLER als von oben her eintauchende Abspaltungen des Zentralgneises, die an der Südwestflanke des Sonnblickmassives beheimatet waren, jedoch von der Hauptgneismasse abgeschuppt und dann gleitbrettartig fortbewegt wurden. Sie wurden dabei in der mitbewegten Schieferhülle vorgetragen. Nach WINKLER sind deshalb die Hauptgneismasse als auch die abgespaltenen Gneiskeile gegen die Schieferhülle diskordant abgegrenzt, was auf ihren Charakter als Schubstollen zurückgeführt wird. Die Schubschollentektonik ist nach Ansicht WINKLERS jünger als die einheitliche Durchbewegung von Zentralgneis und Schieferhülle, die in großer Tiefe erfolgte und dann zur Kristallisationsschieferung führte. KIESLINGER (1938) sprach sich gegen diese Deutung WINKLERS aus; er fand nämlich bei den Gneisbändern im Sonnblick-Nordhang, daß ihre Fortsetzung nach SE zu mächtigen Granitmassiven anschwillt. Aus diesem Grunde ist er der Ansicht, daß WINKLERS Deutung der Gneisbänder als bloße Schubspäne im Dach des Sonnblickgranits kaum aufrecht zu erhalten ist. Das Ankogel-Hochalmmassiv deutete WINKLER anders als KOBER; er meinte, daß der sichtbare Teil dieses Massivs sich an einer Schub-(Gleit-)fläche von seiner Unterlage ablöste und sich dann keilartig in den Körper der Schieferhülle einschob. Neuerlich schrieb C. EXNER über die tektonische Sonnblickgruppe und ihre Position in den östlichen Hohen Tauern und meinte, daß die ganzen Gebilde eine Walze seien. Eine typische B-Tektonik, die mit NE-Vergenz gegen das große Hochalm-Ankogel Massiv bewegt ist und dabei die zwischenliegenden Schiefer und höheren Lamellen muldenförmig einkeilt: Mallnitzer Mulde und ihre Fortsetzung ins Mölltal. C. EXNER (Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 1965): "Die Sonnblickgneiswalze ist

also nur verhältnismäßig seicht aufgeschlossen, im Gegensatz zu den viele Kilometer mächtigen, steil stehenden, kompliziert zwiebelschalenförmigen, über- und unterschobenen, neben- und übereinanderliegenden Gneis-Teilkörpern des Hochalm-Ankogel-Massivs, das Einblick in viel bedeutendere Tiefen des alpidischen Deformationsmechanismus und der Stoffumsätze (Feldspatiationen usw.) gewährt. Wertvolle Anhaltspunkte zur Interpretation der magmatischen Kristallisation des Sonnblick-Granits und der alpinen Rekristallisation, Verschieferung und Vergenz liefern die basischen Gänge. Die magmatische Hornblendegeneration (braune Hornblende) ist gut von den alpin-metamorphen Anwachs-säumen (blaugrüne Hornblende) unterscheidbar. Es zeigt sich, daß die alpine Umkristallisation auch die massigen, differenziell nicht durchbewegten Gesteinspartien erfaßt und dann natürlich in den stark geschieferten bis phyllonitischen Bereichen ihren Höhepunkt erreicht, wobei die alten magmatischen Strukturen völlig ausgelöscht werden. Die NE-Vergenz der alpinen Teilbewegungen der Sonnblick-Walze ist unmittelbar aus dem Bewegungsbild der ursprünglich senkrechten basischen Gänge ablesbar."

Aus den Ergebnissen der Arbeit KÖLBLs im Venedigergebiet erscheint, daß der Venedigergneis keinesfalls, wie KOBER es will, auf variszische Intrusion zurückzuführen ist und bei der alpidischen Deckenbildung zum Kern großer Überfaltungsdecken umgebildet wurde, wobei es zu tektonischer Konkordanz zwischen Gneis und Schieferhülle gekommen wäre. Vielmehr läßt sich an allen Gneisungen ein schroff diskordantes Durchgreifen des Zentralgneises durch die Schieferhülle zeigen. Diese Diskordanz ist nach KÖLBL nicht durch jüngere Tektonik zu erklären, wie es bei den Gleitbrettern WINKLERS der Fall wäre, sondern primär bei der Intrusion zustande gekommen; an mehreren Stellen konnte KÖLBL den primären Intrusivkontakt durch die Bildung von Injektionshöfen am Rande des Zentralgneises nachweisen. Dieser Venedigergneis ist also, wie später auch CORNELIUS anerkannte, erst intrudiert, nachdem bereits eine Hauptphase der alpidischen Tektonik vorüber war. Bei der Weiterführung der Aufnahmen im Bereich des Tauern-Nordrandes zeigte CORNELIUS (1939), daß die obere Schieferhülle nach ihm zweigeteilt ist:

Die Prasinite sind seiner Meinung nach vormesozoisch, können daher nicht primär den Kalkglimmerschiefern eingelagert sein, sondern müssen ihnen als höhere Decke - "Glocknerdecke" - tektonisch aufgelagert sein. CORNELIUS unterscheidet außerdem noch im Liegenden der oberen Schieferhülle mehrere Decken der unteren Schieferhülle: Im W der Glocknergruppe die sogenannten "Riffeldecken" und darunter noch die "untere Schieferhülle im engeren Sinn", die engere Schieferhülle des Granatspitzkernes; im Osten der Glocknergruppe die "Brennkogeldecke" und die tiefere, etwa der engeren Granatspitzhülle entsprechende "Seidlwinkeldecke". BRAUMÜLLER (1943), der die Arbeit von CORNELIUS weiter verfolgte, konnte im Rauristal zeigen, daß südlich von Wörth und am Fröstelberg südöstlich von Wörth eine Unterbrechung der oberen Schieferhülle durch Erosion eingetreten ist und daß an der Unterbrechungsstelle eine unmittelbare Verbindung zwischen den Fuscher Phylliten im Norden und den



Gesteinen der Brennkogeldecke besteht; die dunklen Phyllite des Nordrahmens gehen ganz allmählich in die der Brennkogeldecke (untere Schieferhülle) über, sie verbinden sich auch beiderseits der Unterbrechungsstelle unter der oberen Schieferhülle, dieselbe hebt über ihnen stirnend aus. Trotz allem hielt CORNELIUS noch 1944 an seiner Hypothese des unterostalpinen "Nordrahmens" fest. Mit den Andeutungen, die von BRAUMÜLLER (1943) mitgeteilt wurden, versuchte er weiter den Zusammenhang zwischen den Fuscher Phylliten des "Nordrahmens" und den dunklen Phylliten der Brennkogeldecke zu erklären, daß die Decke der oberen Schieferhülle ursprünglich im Liegenden dieser zusammenhängenden Phyllite - also auch der Brennkogeldecke - zu denken sei. Die dunklen Phyllite einschließlic derjenigen in der Brennkogeldecke wären danach als die paläozoische Unterlage des Unterostalpins anzusehen. Dann hätte die obere Schieferhülle die sie überlagernden dunklen Phyllite durchschnitten und teilweise eingewickelt, wodurch die Brennkogeldecke unter die obere Schieferhülle geriet. 1939 beschrieb KOBER zunächst die relativ einfachen deckentektonischen Verhältnisse der Südseite des Tauernfensters. Hier treten nach ihm über der Schieferhülle und unter dem oberostalpinen Kristallin der Schober- und Kreuzeckgruppe die Radstädter Decken in Schuppfetzen zutage (einige 100 m stark). Die Trennung der Schieferhülle bzw. der penninischen Decken und der Radstädter Decke muß unter dem Kristallin weit nach unten fortsetzen. Er meinte die Faziesverschiedenheit des Penninikums und des Unterostalpins bzw. des Oberostalpins ist zu groß, als daß hier an eine flache Synklinale gedacht werden kann. Die Trennung von Pennin und Ostalpin geht auf viele km in die Tiefe der Erdrinde hinein. Pennin und Ostalpin sind in ihrer Gänze Faziesbezirke, die ursprünglich viele Kilometer auseinander gelegen sind. Neuerlich schreibt A. TOLLMANN in seiner Arbeit 1963, daß die tiefsten tektonischen Schuppen des Unterostalpins ganz im Westen liegen, am Westfuß der Zmülingwand. Hier sind im N drei Schuppen übereinander erschlossen:

- 1) Zutiefst ein Splitter aus karnischen Dolomiten, Breccien, Schiefen und aus Hauptdolomit.
- 2) Darüber eine kleine Schuppe mit Partnachdolomit?, mächtigem karnischen Tonschiefer, karnischen Quarzitschiefer und Dolomit, mit Hauptdolomit und Rhätkalk?, mit Seeigelstacheln. Erst über diesen beiden Schuppen der Tremingeralm setzt
- 3) die mächtige Zmülingschuppe mit basalen Aniskalken ein.

Die Tremingeralmschuppen sind nur auf den NW-Sockel der Zmülingwand beschränkt. Sie reichen nicht nach S durch und sind auch zufolge der W-E- bis WSW-ENE-streichenden Achsen beim nordvergenten Schub entstanden. Erst eine spätere Querfaltung mit südfallender Achse hat dieses ganze Schuppenpaket zu einer großen westweisenden liegenden Falte umgeschlagen. Die Schichtfolge in der Zmülingschuppe reicht von crinoidenführendem Aniskalk im W bis zur Schwarzeckbreccie im E. Die Untergrenze dieser Schuppe ist durch eine markante Diskordanz gegenüber der Schieferhülle gekennzeichnet. Die Schichtflächen der Schieferhülle stehen im Extremfall rechtwinkelig zu den unterostalpinen Gesteinen. Auf die starke Diskordanz hat bereits CLAR 1937 im Sitzungsbericht

der Akademie der Wissenschaften, Wien, nachdrücklich verwiesen. In seinem späteren Bericht meinte A. TOLLMANN, daß wir die Schieferhülle als Ganzes als eine Deckenmasse auffassen müssen, die auf dem Zentralgneis mit seiner schmalen eigenen mesozoischen Hülle in Hochstegenfazies überschoben ist. Er zeigt außerdem in einem Profil über dem Zentralgneis des Tuxer Kernes und seiner Hülle in Hochstegenkalkfazies drei tektonische Einheiten, die sich wieder verschuppen. Er ist der Auffassung, daß im westlichen und im östlichen Tauernfenster die Deckentektonik in der Schieferhülle in den Grundlagen bereits viel klarer erfaßt werden konnte als die Tektonik im Mittelabschnitt zwischen Venediger- und Granatspitzkern. Ursache hierfür ist teilweise der Mangel an Einschaltungen jüngerer Sedimente an vermutlichen Überschiebungsflächen, teils auch die hier stärker wirksame W-E-Einengung und schließlich die noch in wichtigen Abschnitten fehlende Detailkartierung. A. TOLLMANN schreibt in der Geologie der Mosermannlgruppe (Radstädter Tauern), daß in diesem Abschnitt der Radstädter Tauern eine wesentlich jüngere Bruchtektonik in der Streichrichtung der Faltenzüge mitgewirkt hat. Zwei Hauptrichtungen zeichnen sich in der Bruchanordnung ab, zwei Typen der Verwerfungen treten nebeneinander auf. In dem Bereich vom obersten Pleislingtal übers Windsfeld zum Lantschfeld tritt eine Zone starker Gesteinszerklüftung in den angrenzenden Bergflanken auf. Möglicherweise blieb hier die Vertikalbewegung, die zur Aufwölbungs-Zone führt, bis in die Gegenwart in vermindertem Ausmaß wirksam. Trotzdem sind keine größeren Brüche in dieser Aufwölbungszone erkenntlich. Die starke Zerklüftung bildete die Grundlage für die hier so tief eingreifende eiszeitliche Verwitterung. Die Verhältnisse im E des Tauernfensters entsprechen denen am W-Rand, im S sind sie durch die Bewegungsbahnen (Störungen) der Mölltal- und Ahrntal-Linie schwieriger. Von Sterzing bis zum Mühlwalder Tal (Seitentäl des Tauferer Tales) ist alles normal. Im Tauferer Tal liegen die alten Gneise deckenförmig über der Schieferhülle. Im Tauernfenster kommen Penninikum und Unterostalpin unter dem Oberostalpin zum Vorschein. Das Penninikum ist weniger metamorph als die Bündnerschiefer. In südlicheren Zonen der Westalpen findet man die entsprechenden Gesteine (CORNELIUS).

Mit der Übernahme der Deckentheorie der Westalpen hat man auch in den Ostalpen nach Wurzelzonen gesucht. im Veltlin, zwischen Lago Maggiore und Sondrio findet man sie noch. Es hat nicht an Versuchen gefehlt, diese Wurzelzonen weiter nach E durchzuziehen. Vor allem an der Pustertal- und Drautal-Linie in den Lienzer Dolomiten und den Gailtaler Alpen mit der nordalpinen Ausbildung des Mesozoikums sah man wiederholt eine solche Wurzelzone. Daß die Nördlichen Kalkalpen nach N geschoben sind, unterliegt keinem Zweifel; die Überschiebungsweite ist allerdings unbekannt. Gegner der Deckentheorie stoßen sich vor allem an der Vorstellung, daß die Kalkalpen über die Tauern hinweggeschoben seien. Es ist hier jedoch eine Frage, ob die Tauern damals schon da waren. Im großen gesehen läßt sich ein Zusammenhang der tektonischen Strukturen von Engadiner Fenster, Ötztaler Alt-kristallin usw. mit den Störungslinien im S (Judikarien-Pustertaler Linie) nicht leugnen. Die Frage, zu welchem Zeitpunkt die Sedimentation im Tauernbereich durch teilweise Trockenlegung

und allgemeine tektonische Überlagerung endete, ist derzeit noch nicht ganz geklärt. Nach der zur Diskussion stehenden Vergleichsarbeit (R. OBERHAUSER 1964 und A. TOLLMANN 1965) besteht ein Zeitraum "noch vor Beginn der Oberkreide" und endet nach dem Eozän.

### b) Tauernkristallisation

Unter Tauernkristallisation versteht man eine Mineralneubildung, die die Tektonik überdauert hat und die die charakteristischen Minerale Granat, Biotit, Hornblende, Rhätizit, Albit, Ankerit aufweist. Staurolith fehlt!

Die Tauernkristallisation reicht bis in die Schieferhülle, in die Grauwackenzone und die Steinacher Decke. Vieles spricht dafür, daß im Zentralgneis des Tauernfensters zwei verschiedenen alte granitische (nur bezüglich des Chemismus!) Massen vorliegen. Anhaltspunkte für einen jungpaläozoischen und einen jungalpidischen Granit liefern Zirkone im Biotit mit verschieden stark pleochroitischen Höfen. Stofflich kommt die Tauernkristallisation unter anderem zum Ausdruck in Albitisierungs-, Diaphtoritisierungs-, Floitisisierungs-Prasinitisierungs Vorgängen.

#### Erläuterung folgender Termini:

- 1) Albitisierung: (Neubildung durch Na-Zufuhr). Zufuhr von wäßrigen Natriumsilikatlösungen unter Bildung von Albit und Zoisit auf Kosten von Plagioklas, auch Sprossung neuer Albite und Weiterwachstum. (Feldspatknottengneise, Perlgneise).
- 2) Diaphtoritisierung: (Umbildung durch rückschreitende Metamorphose). Es kann z.B. ein Gestein der Amphibolitfazies durch tektonische Vorgänge in die oberen Teile der Erdkruste gelangen, sodaß z.B. aus Gneis ein phyllitartiges Gestein entsteht. Diesen Vorgang nennt man Diaphtorese.
- 3) Floitisierung: Hornblende-Biotit-Epidot-(CaFe)CO<sub>3</sub>, also Umwandlung von Hornblende in Biotit, Epidot und CaFe-Karbonat.
- 4) Prasinitisierung: Umwandlung eines ursprünglich vulkanischen Gesteins (basischer Chemismus) in ein Grüngestein (Chlorit, Epidot, Albit, Erz).

Die Gesamtheit dieser Metamorphose-Vorgänge im Tauernbereich ist unter dem Namen "Tauernkristallisation" bekannt. Die Umwandlung erfolgte im Zuge der großartigen Überschiebungstektonik des Tauernfensters, die C. EXNER im Jahre 1964 anschaulich geschildert hat und die mit kräftiger Durchbewegung der Gesteine unter Temperaturanstieg gegen Ende verbunden war. Nach SANDER ist die Tauernkristallisation eine posttektonische Mineralisation. Er meinte, hier werden die präkambrischen bis unterkretazischen Sedimente und Vulkanite sowie präkambrische bis variszische Metamorphite weitgehendst in niedrig-metamorphe Schiefer umgewandelt (Tauernkristallisation). Die Kristallisation überdauerte meist die Hauptdeformation. Nach FRASL und FRANK 1966 ist nahe dem nördlichen Fensterrand die Metamorphose schwach (Beginn der Grünschieferfazies), in den inneren Gebieten stärker (Beginn der Amphibolitfazies). Durch die alpidische Metamorphose werden auch aus bituminösen Tonschiefern am Nordrand dunkle Phyllite (früher Fuscher Phyllite genannt), im zentralen Raum Granat-

glimmerschiefer gebildet. Die gleiche alpidische Regional-metamorphose erfaßte auch die Gesteine der Schieferhülle. Neuerlich wird die Metamorphose der granitischen Gesteine im allgemeinen mit der alpidischen Orogenese in Zusammenhang gebracht. Es handelt sich hier um eine niedrig-metamorphe, nämlich im wesentlichen epizonale Überprägung, durch die diese Gesteine zum Zentralgneis wurden. Die Tauernkristallisation ist in dem heute von der Abtragung angeschnittenen Stockwerk nur epi- bis höchstens mesozonal einzustufen. Die Tauern sind bekanntlich das Produkt einer von unten kommenden Aufwärmung, die zum großen Teil jünger ist als die alpidischen Hauptverformungen. Es gibt auch in den Hohen Tauern neben alpin-metamorphen Gesteinen solche, die schon von einer älteren Tektonisierung und Metamorphose und der oft zugeordneten Stoffwanderung erfaßt worden sind: das kommt im wesentlichen für die vorpermischen Gesteine in Frage, in denen man die Einwirkung älterer Orogenesen, aber nur in manchen Fällen, deutlich von jenen der jüngsten unterscheiden kann. Nach H.P. CORNELIUS und E. CLAR wurde das Großglocknergebiet als günstigster Ausgangspunkt für die Beschreibung der Tauernmetamorphose und der zugehörigen Änderungen des Stoffbestandes dargelegt. Es gab in diesem Gebiet stärkste Umkristallisation, jedoch nur eine erstaunlich geringe regionale Stoffzufuhr: außer Wasser und  $\text{CO}_2$  eigentlich nur Natrium und etwas Kalium. Diese Aussage wurde später als Musterbeispiel einer Umkristallisation für andere Autoren im Bereich der Hohen Tauern hingestellt. Wenn wir nun die Metamorphose in den permisch-mesozoischen Serien betrachten, so kam es nach G. FRASL in diesen Ausgangsmaterialien in mehr randlichen Teilen (z.B. am Tauern-nordrand) nur zur Neubildung von Albit, Serizit, Chlorit, Stilpnomelan (Epizone; Grünschieferfazies nach ESKOLA). In den zentralen Teilen wuchsen dagegen hier auch in mesozoischen Schichten als kennzeichnende Mineralien schon Chloritoid, Disthen, Biotit, Granat und sogar Omphazit - aber Staurolith höchstens in Spuren und schon gar kein Andalusit - (d.h. noch immer etwa die Epidot-Amphibolit-Fazies nach P. ESKOLA). Nach FRASL und FRANK wurden durch die alpidische Metamorphose (=Tauernkristallisation) also mesozoische Serien, die heute im Tauernfenster aufgeschlossen sind, in zweifacher Weise verändert. Erstens wurden sie im Zuge der alpidischen Tektonisierung mit ganz geringen Ausnahmen bis in den Einzelkornbereich deformiert, wodurch es zu einer Kornregelung und damit auch zu einer deutlichen bis starken Schieferung kam. Die zweite Veränderung hängt im allgemeinen mit der Tiefenversenkung und Aufwärmung des Fensterinhaltes zusammen. Dabei wurden in vielen Fällen bereits vorhandene Mineralkonsorten umkristallisiert und durch sogenannte Sammelkristallisation gröber gekörnt, sodaß z.B. aus dem dichten ein körniger Kalkstein (Marmor) entstanden ist. Auch bilden sich hier besonders bei stärkerer Einwirkung von Temperatur, Druck und auch Porenlösungen die neuen Mineralarten.

Regelung nach dem Kristallwachstum (SANDER):

Hornblendegarbenschiefer gelten als Hinweis für ein belteropores Gefüge (Gefüge nach der besten Wegsamkeit). Diese Hornblendegarbenschiefer entstehen durch das Eindringen von Lösungen in s.

Die Hornblenden sind daher parallel zu s angeordnet, weil in diesen Schiefen parallel zu s die beste Wegsamkeit besteht.

Das Alter der genannten Tauernkristallisation dürfte sich nach radiometrischen Bestimmungen (K/Ar-Methode) auf 17.5 bis 37 Millionen Jahre (max. bei etwa 20 Millionen Jahre) belaufen. Für die Biotit-Muskovit-Granitgneise (Typus Augen- und Flasergneise) im Großvenedigergebiet (Hohe Tauern) wurden Rb-Sr-Altersbestimmungen (von E. JÄGER, F. KARL und O. SCHMIDEGG 1969) durchgeführt. Sie ergaben für das Biotit-Alter Werte bei ca. 20 Millionen Jahren - dieser Wert ist wahrscheinlich als Abkühlungsalter auf 300° zu deuten.

Sie sind daher der alpidischen Tauernkristallisation zuzuordnen. Die Augen- und Flasergranitgneise erbrachten ein Granitbildungsalter von 246 Millionen Jahren. Aufgrund dieser Ergebnisse muß man eine granitische Schmelzbildung im mittleren Perm annehmen und die mechanische Durchbewegung wie die metamorphe Umkristallisation der alpidischen Orogenese zuordnen.

Das Alter der alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation) konnte zwischen Alttertiär und unterem Oligozän eingengt werden. Nach H.G.F. WINKLER (1965) wäre somit auch ein Temperaturbereich von 500-550° für die Kristallisationsbedingungen dieses Tauernfensters erforderlich.

### c) Verhältnis zu den Nachbargebieten

Die Trennung zwischen den westlichen und östlichen Tiroler Zentralalpen, die am Brenner so deutlich ist, bahnt sich hier zunächst nördlich der Zone der alten Gneise durch starkes Aufbiegen der Achsen nach Westen bzw. Abbiegen nach Osten an. Diese Tatsache geht so deutlich aus der geologischen Karte hervor, daß sie keiner Theorie zuliebe außer Acht gelassen werden darf (R. v. KLEBELSBERG). Nördlich Sterzing gegen Gossensaß wird die Scheidung oberflächlich beendet. Teilweise (in der Richtung des Einfallens) kann man das Untertauchen der oberen Schieferhülle des Ostens unter die Gesteine des Westens beobachten.

Die Gesteine des Westens aber (Ostende des Schneeberger Zuges) sind dieselben wie die der unteren Schieferhülle des Ostens, die hier nur wenige Kilometer weiter östlich im Fenster von Telfes eben noch sichtbar waren. R. v. KLEBELSBERG (1935) weist darauf hin, daß die seismische Empfindlichkeit der Linie Sterzing-Gossensaß, hier der Achsenanstieg bzw. die Achsenverbiegung, schon den Charakter einer steilen zur Tiefe setzenden Störungsfläche angenommen hat. Er deutet außer der seismischen Empfindlichkeit der "Brenner-Linie" auch auf das Auftreten der Brenner-Thermen hin. Der Zentralgneis des Ostens fehlt (nach R. v. KLEBELSBERG) oberflächlich zwar im Westen, macht sich aber aus dem Untergrund herauf auch hier bemerkbar. Andererseits sind im Gebiet westlich des Brenners (Telfer Weiße-Tribulaun) auch noch sicher horizontierbare Trias-Ablagerungen (z.B. Raibler Schichten) zu ganz gleichartigen Gesteinen umgewandelt worden, wie sie hochkristallin in der unteren Schieferhülle vorkommen. Die Dolomite werden ziemlich allgemein für triadisch gehalten.

Das Verhältnis zwischen Durchbewegung und Kristallisation ist in beiden Gebieten ähnlich, wie z.B. bei der Tauernkristallisation des Schneeberger Zuges und der unteren Schieferhülle; die Kristallisationsvorgänge aber waren stofflich z.T. andere; hier unterscheidet SANDER zwei Kristallisationen:

1) Lasser-Kristallisation - W der Ötztaler

2) Tauern-Kristallisation - E der Ötztaler .

zu 1) Lasser-Kristallisation ist para- bis posttektonisch.

Neubildungen: Albit, Biotit, Tremolit, Staurolith, Hornblende (-Garben). In der Tauernkristallisation fehlt Staurolith!

zu 2) Tauernkristallisation ist para- bis posttektonisch.

Biotit, Querbiotit - sich quer zum Flächengefüge bildend.

Raibler Schichten führen Querbiotite (im Brennermesozoikum von N gegen S zunehmend); Wärme als Ursache.

Im Norden grenzt die Schieferhülle der Tauern entlang einer steilstehenden, den Nordflügel tief absinkenden Verwerfung (Pinzgau- oder Salzachstörung) an die Nördliche Grauwackenzone bzw. den Innsbrucker Quarzphyllit und stellt sich wieder grundsätzlich ein gemeinsames Verhalten ein: beide Seiten - sowohl der West- als auch der Ostteil - sind auf sie aufgeschoben. Während der Überschiebungsrand an der Westseite des Silltales sich mit nach Norden bis ans Inntal vorschiebt, bleibt er östlich des Silltales in der Linie Matrei-Navis zurück. Im Gebiet der Tarntaler Köpfe und östlich der Brenner-Linie erkennt man deutlich das Einfallen der penninischen Schieferhülle nach Norden unter die überlagernden tektonischen Einheiten. M.P. GWINNER schreibt 1971 in der "Geologie der Alpen", daß die Zone der steilstehenden "Klammkalke" sich am Nordrand des Fensters zwischen Bruck an der Salzach und den Radstädter Tauern entlangzieht und die Einwurzelung dieser Klammkalk-Zone ins Unterostalpin oder hohe Penninikum schwer festzustellen ist. R. v. KLEBELSBERG schreibt, daß am Nordrand der Tauern, am Überschiebungsrand östlich des Silltales, in den Tarntaler Bergen, zwischen Schieferhülle und Quarzphyllit, in schmalen Streifen zusammengedrückt und tektonisch intensiv gestört, mesozoische Schichten auftreten, die manches mit jenen westlich der Sill gemeinsam haben. In seiner Beobachtung, im Knie von Telfs z.B., erscheinen die Kalkalpen vor dem nordgerichteten Vorsprung des Zentralalpenrandes zur tektonischen Senke von Seefeld niedergebogen. Im Unterinntal zwischen Hall und Wörgl schneidet die Komponente der Kalkalpen mit eher zusammengedrängten als aufgelösten Enden, ostwärts eher ab- als mitansteigenden Achsen am Rand der Grauwackenzone ab. SCHWINNERS Behauptung (1941), daß am Nordrand der Tauern Schieferhülle und Grauwackenzone nach Tracht und Serie zu trennen seien, wird von KOBER und CLAR zurückgewiesen. Die Serie der Schieferhülle weist viel Mesozoikum auf. Die Durchbewegung und Metamorphose der Tauern ergreift aber auch dieses Mesozoikum auf das heftigste, ist also alpidisch, während die Metamorphose der Grauwackenzone größtenteils variszisch ist. DEL NEGRO schreibt in seiner Geologie von Salzburg, daß die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone und der nördlichsten Tauern einander zu sehr gleichen. Auch im Osten gibt es Gesteinsanalogien zwischen den Fuscher Phylliten und einem

Teil der Grauwackengesteine. Er meinte (1970), der Kontakt zwischen dem Grauwackenphyllit ("Ennstalphyllit", Phyllit, Quarzphyllit, Serizitquarzit) und den nördlichsten Lappen des Schladminger Gneises sei nach einigen Autoren ein Transgressionskontakt. Nach FORMANECK hingegen liegt eine Überschiebung der Ennstalphyllite über Schladminger Gneise vor. Diese selbst sind wieder dem Unterostalpin der Radstädter Tauern aufgeschoben worden. Es hat den Anschein, als sehe man in der Habachserie ein Altpaläozoikum, doch wird es möglicherweise ähnlich wie in der Grauwackenzone in der Umgebung von Bischofshofen sein, wo von W. HEISSEL kilometerweit permische und karbonische Gesteine gefunden wurden. Man fand bisher rundherum nur Altpaläozoikum oder Mesozoikum. Andererseits weicht EXNER auch 1964 nach einem Vergleich mit der im Mittelabschnitt 1958 definierten Habachserie aus und unterscheidet ein vorgranitisches "Altkristallin" (Altpaläozoikum und Präkambrium) gegenüber einem "Permokarbon" (Ablagerung kalkarmer Sedimente auf Granit). Neuerdings hat dort H. MOSTLER im Groß- und Kleinarltal eine Fortsetzung der schwachmetamorphen Habachserie festgestellt.

Östlich der Hohen Tauern (Tauernfenster) beginnen die Niederen Tauern. An der Katschbergüberschiebung finden wir Altkristallin auf Gesteinen der Radstädter Serie. Die Radstädter Decke ist geteilt in zwei Teildecken:

Pleissing-Decke (hangend)

Twenger Altkristallin

Hochfeind-Decke

Das Altkristallin ist als Basisverschuppung anzusehen. Die Zentralalpen im E der Hohen Tauern sind wesentlich weniger einheitlich als im W. Das Altkristallin läßt sich nicht mehr so systematisch abhandeln wie in Tirol. Die Gesteine der Schladminger Tauern sind denen der Ötztaler ähnlich. Es sind Para-, Ortho-, Schiefer- und Injektionsgneise, Amphibolit, granodioritische bis tonalitische Intrusiva. Die ganze Serie fällt nach E ein. Im N des gesamten Altkristallins liegt eine diaphoritische Zone, als Ennstaler Phyllite in der Literatur eingeführt. Sie sind dem Quarzphyllit sehr ähnlich und vom Radstädter nur schwer zu trennen. Auch nördlich der Radstädter greift nach SW ein kalkalpines Gestein herein - der Mandlingzug. Er quert die Grauwackenzone und reicht bis ins Kristallengebiet. Die Mandling-Trias ist von S auf Tertiär aufgeschoben. Es sind Tonmergel mit Pflanzenresten, Sandsteine und Konglomerate mit Geröllen von eozänem Nummulitenkalk, Altkristallinpegmatiten und Grauwackenzone-Gesteinen, jedoch keine aus den Kalkalpen und dem Tauernfenster. Daraus folgt, daß die Abtragung im Eozän noch nicht bis aufs Penninikum hinabgegriffen hatte und das inneralpine Tertiär ausgedehnter war. Die Grenze gegen die Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters wurde zuletzt von W.J. SCHMIDT (1950-52) einer eingehenden und zusammenfassenden Betrachtung unterzogen, indem er den österreichischen Teil an der Matreier Zone untersuchte. Danach zieht die Matreier Zone am ganzen Südrand der mittleren Hohen Tauern bis ins 1-3 km mächtige, steilstehende, tektonisch stark strapazierte Gesteinspaket durch, welches die nördlich anschließende Schieferhülle der Hohen Tauern vom südlich angrenzenden ostalpinen Altkristallin

trennt. EXNER schreibt 1964, daß die alpidisch durchbewegten Schiefer des Tauerngebietes unter dem aufgeschobenen Altkristallin der Schobergruppe liegen, das hauptsächlich aus mächtigen Granatglimmerschiefern und Paragneisen besteht. Es dürfte dieses Altkristallin variszisch sein, vielleicht auch teilweise präkambrisches Alter besitzen. Die Gesteine des Altkristallins streichen NE und sind diskordant der Matreier Zone und den übrigen Tauernschiefern aufgelagert. Die Diaphtorite an der Basis des Altkristallins sehen wie die Katschbergschiefer aus. Es sind starke gequälte, postkristallin deformierte Phyllonite und dunkle zerfallende Ultramylonite. Die Gesteine der Matreier Zone und die darüber folgenden dunklen Diaphtorite des Altkristallins fallen jedoch mittelsteil nach W. ab. Aber die auflagernden altkristallinen Granatglimmerschiefer, Paragneise und Schachbrettalbit-Augen-Gneise fallen mittelsteil nach E ab. Anschließend schreibt EXNER, daß die Schwarzphyllite im Grenzbereich der Tauernschiefer und Matreier Zone an die ebenfalls von Moräne teilweise bedeckten Bergstürze in der W- und E-Flanke des Mohar gebunden sind.

#### Danksagung

Dem Österreichischen Bundesministerium für Unterricht sei gedankt für die finanzielle Unterstützung, die großzügigerweise für mein Studium gewährt wurde. Dankbar verbunden bin ich ebenfalls für die vielen guten Ratschläge bezüglich des Studiums Herrn Univ.-Prof. Dr. Osmund Menghin, dem Leiter des Österreichischen Auslandsstudentendienstes Innsbruck, und Herrn Univ.-Prof. Dr. Kraft Hohenlohe-Oehringen, meinem Vertrauensdozenten, der sich in so vielfacher und menschlicher Weise für mich eingesetzt hat. Nicht zuletzt gilt mein Dank seiner Exzellenz Herrn Dipl.Ing. Dr.M. Namdar für die finanzielle Förderung dieser Arbeit.



## Literatur

- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie II. Historische Geologie, Stuttgart 1966.
- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Jahrgang 1953, Wien.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Zweite Auflage, Basel 1953.
- DEL NEGRO, W.: Geologie von Salzburg, Jahrgang 1950.
- DEL NEGRO, W.: Verhandlungen - Tauernfenster (Penninikum), Jahrgang 1970.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum) Tirol. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17. Bd., Jahrgang 1966.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1952 auf den Elättern Hofgastein und Rauris. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1953.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1961 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1963.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1962 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1962.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe, Jahrgang 1964
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern). Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 101, Jahrgang 1958.
- FRASL, G. und HEISSEL, W.: Über die Fossilfunde in den Fuscher Phylliten. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien, Jahrgang 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 101, Jahrgang 1958.
- FRASL, G.: Zum Staffhaushalt im Epi- bis Mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Metamorphose. Geol. Rundschau 50, Stuttgart 1960.
- FRASL, G.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und Tauern, so aus Sonderheft 15 der Zeitschrift "Der Aufschluß", Jahrgang 1966.
- FRASL, G. und FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauern-Fenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. Wien, Jahrgang 1970.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18. Bd., Jahrgang 1968.
- GWINNER, P. M.: Geologie der Alpen. Stuttgart 1971.
- HEISSEL, W.: Geologie von Österreich einschließlich der Ostalpen. Vorlesungen 1972-73.
- JÄGER, E., KARL, F. und SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneis (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). Tschermarks Mineral. u. Petrogr. Mitt. 13, S.251-272, Jahrgang 1969.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen, II. Teil. München, Jahrgang 1951.
- v. KLEBELSBERG, R.: Geologie von Tirol, über die östlichen Tiroler Zentralalpen. Berlin 1935.

- v. KLEBELSBERG, R.: Der Westrand des "Tauern-Fensters". Sonderdruck aus der "Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft", Jahrgang 1941.
- v. KLEBELSBERG, R.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Erster Band, Wien, Jahrgang 1948.
- KOBER, L.: Denkschriften der math.-naturw. Klasse, Band 98, Wien 1923. Das östliche Tauern-Fenster.
- KOBER, L.: Entgegnungen an A. Winkler: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. Geol. Bundesanstalt, Jahrgang 1923.
- KOBER, L.: Tektonische Geologie. Berlin, Jahrgang 1942.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Jahrgang 1955.
- KREBS, N.: Die Ostalpen I. Die Ostalpen und das heutige Österreich. Erster Band, Jahrgang 1961.
- KREBS, N.: Die Ostalpen II. Die Ostalpen und das heutige Österreich. Zweiter Band, Jahrgang 1961.
- KARL, F.: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. Geol. Rundschau 50, Stuttgart 1960.
- LINIGER, H.: Vom Bau der Alpen. München 1958.
- LINK, G. und JUNG, H.: Grundriß der Mineralogie und Petrographie. Dritte Auflage, Jahrgang 1960.
- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe (Beitrag von Siegmund Prey), Jahrgang 1964.
- RAMDOHR, P.: Petrographie (Gesteinskunde). Sammlung Göschen, Band 173, Berlin 1966.
- SANDER, B.: Geol. Studium am Westende der Hohen Tauern, 1. Bericht. Denkschrift d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, 82, Jahrgang 1911.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanstalt Wien, H. 3 u. 4, Jahrgang 1921
- SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. Zweite Auflage, Jahrgang 1951.
- THIELE, O.: Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Jahrgang 1963.
- THIELE, O.: Beobachtungen am Tauern-Nordrand im Bereich von Gerlos. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1951.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermandl-Gruppe (Radstädter Tauern). Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Band 101, Jahrgang 1958.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese: "Das Tauernfenster und sein Rahmen". Jahrgang 1963.
- WINKLER, A.: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Jahrgang 1923.