

Geologie der Glocknergruppe

Von Wolfgang Frank (Wien)

Vorbemerkung	S. 95
<i>Allgemeines zum Tauernfenster und zur Glocknergruppe</i>	
Das Tauernfenster	S. 96
Seriengliederung im Pennin und Fazieszonen der Bündnerschiefer	S. 96
Zur Metamorphose	S. 98
Tektonische Einheiten und Strukturen in der Glocknergruppe	S. 99
<i>Die Baueinheiten der Glocknergruppe:</i>	
Granatspitzkern	S. 100
Granatspitzhülle	S. 101
Riffdecken	S. 102
Obere Schieferhülle	S. 103
Matreier Zone	S. 104
Fuscher Schieferhülle	S. 105
Seidlwinkldecke	S. 106

Vorbemerkung

Der Beitrag aus dem Gebiet der Geologie zur vorliegenden Festschrift über die Glocknergruppe soll dem Wunsch der Herausgeber folgend, nicht so sehr der Behandlung einer speziellen Frage gewidmet sein, sondern den Versuch unternehmen, Baumaterial und Baustil der ganzen Gruppe nach unseren heutigen Vorstellungen dem interessierten Leser nahezubringen. Daß damit viel schon Bekanntes wiederholt werden muß, liegt auf der Hand. Die auf der Grundlage der ersten Ausgabe der Alpenvereinskarte 1:25 000 der Großglocknergruppe mit der Unterstützung des D.u.ÖAV. durchgeführte geologische Kartierung von H. P. CORNELIUS und E. CLAR¹ ist mittlerweile schon zu einem klassischen Beispiel hochalpiner Geologenarbeit geworden, die vornehmlich das Beobachtungsmaterial in den Vordergrund stellt. Die seitdem eingetretenen Änderungen in Seriengliederung und Tektonik sind vorwiegend bei G. FRASL, 1958, dargelegt und begründet. Eine Kurzdarstellung der Geologie in der Art der Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes fehlt jedoch seit längerer Zeit und so sei es hier versucht, diese Lücke zu schließen. Bezüglich einer näheren Gesteinsbeschreibung und der Variabilität der einzelnen Gesteinsgruppen muß auf die in ihrer Ausführlichkeit und Exaktheit kaum überbietbare monographische Beschreibung des Baumaterials der Glocknergruppe von H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939, verwiesen werden, ohne daß dies im Text immer vermerkt ist. Eine mehr allgemein gehaltene Einführung in die Geologie der Mittleren Hohen Tauern gibt auch die Darstellung von G. FRASL und W. FRANK, 1966. Der Leser, der darüber hinaus noch weiteres Interesse hat, sei auf die übrigen Arbeiten des Literaturverzeichnisses verwiesen. Für die Glockner- und Granatspitzgruppe wurden hier die Arbeiten aus dem Fachgebiet Geologie – Petrographie – Mineralogie – Bergbau – Baugeologie ziemlich vollständig und ebenso die wichtigsten Arbeiten mit reichhaltigen Literaturverzeichnissen aus den Nachbargebieten angeführt.

¹ Im Folgenden abgekürzt als Glocknerkarte bezeichnet.

Allgemeines zum Tauernfenster und zur Glocknergruppe

Das Tauernfenster

Als Tauernfenster wird in den Ostalpen der etwa 30 km breite und 160 km lange Gebirgsstreifen vom Brenner bis zum Katschberg bezeichnet, in dem in Form eines langgestreckten Gewölbes unter dem ostalpinen, sicher vormesozoischen „Altkristallin“ wieder jüngere, aber epi- bis mesozonal metamorphe mesozoische Gesteine empor-tauchen. Während im Westen (Stubai-Ötztalgruppe), Süden (Rieserferner-, Schober-, Kreuzeckgruppe) und Osten (Schladminger Tauern) die Altkristallin-Umrahmung geschlossen ist, deuten im Norden nur kleinere Schollen die Position des Kristallins an; auf der Strecke Mittersill-Radstadt fehlt dieses überhaupt ganz. Hier grenzt entlang einer großen Störungszone die Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen mitsamt den auflagernden Kalkalpen an den Fensterinhalt. Auch diese oberostalpine Einheit wird heute von den österreichischen Geologen allgemein als ferntransportierte Schubmasse betrachtet, die auf fremdem Untergrund schwimmt und ursprünglich S der Tauern beheimatet war.

Der Fensterinhalt besteht aus zwei tektonischen Großeinheiten, wovon die obere Deckengruppe, das „Unterostalpin“ nur in den Tarntaler Bergen (samt der Fortsetzung bis Krimml und die Innsbrucker Quarzphyllitzone) und in den Radstädter Tauern mit gut fossilbelegten mesozoischen Serien entwickelt ist. In der übrigen Umrahmung des Tauernfensters repräsentieren nur untergeordnete Schollen die Fortsetzung dieser Einheit, bzw. sie fehlt gänzlich. Der tiefere, weitaus größere Teil des Tauernfensters wird von metamorphen Gesteinsfolgen eingenommen, in denen P. TERMIER 1903 die direkte Fortsetzung der Mesozoikum enthaltenden „penninischen“ Zone der Westalpen erkannte, die an der West-Ostalpengrenze unter die obengenannten ostalpinen Einheiten untertaucht. In einem Transport gewaltigen Ausmaßes wurden die letzteren, mehrere Kilometer mächtigen Gesteinsmassen über die penninische Zone geschoben, nachträglich dann wieder erodiert, so daß die zuerst versenkten und dabei metamorph gewordenen Gesteine heute in einem Fenster wieder sichtbar geworden sind (Abb. 1).

Seriengliederung im Pennin und Fazieszonen der Bündnerschiefer

Seit altersher wird in diesem tieferen, penninischen Fensteranteil zwischen den Zentralgneisen und der Schieferhülle unterschieden. An stratigraphisch verwertbaren Fossilresten in der Schieferhülle ist bis jetzt noch immer der *Perisphinctes* (R. KLEBELSBERG, 1940; G. MUTSCHLECHNER, 1956) aus dem Oberjura des Hochstegenkalkes von Mayrhofen im Zillertal neben einem Fund von vermutlich mitteltriadischen Kalkalgen (H. BOROWICKA, 1966) aus dem Triaszug im Dietslbachtal WSW Kaprun, allein geblieben. Trotzdem eine Alterseinstufung mit Fossilien unmöglich ist und trotz der Schwierigkeiten, die durch die allgemeine herrschende Metamorphose und kräftige Verschieferung entstehen, sind wir doch in der Lage, glaubhaft mesozoische und paläozoische Anteile in der Schieferhülle auch kartenmäßig zu unterscheiden. Die Methode dazu ist das genaue Studium der primär-sedimentären Gesteinszusammenhänge und der Serienvergleich mit altersmäßig besser fixierten Gesteinsfolgen auch außerhalb des Tauernfensters.

Auf diese Weise sind nach G. FRASL 1958 in der penninischen Schieferhülle, besonders im Mittelabschnitt, fünf große Serien unterscheidbar:

1. Das Altkristallin; das heißt schon vormesozoisch stark metamorph umgeprägte Gesteinsfolgen von vorwiegend Paragneisen bis Glimmerschiefern, daneben Amphibolite, granitoide Orthogesteine und Migmatite. Naturgemäß ist die scharfe Abtrennung dieser Serie von der nächstgenannten teils wegen der bereichsweise recht kräftigen alpidischen Tauernmetamorphose und teils wegen eines bereichsweise

schon vormesozoisch vorhandenen Überganges in schwach metamorphe Deckschichten nicht immer möglich.

2. Habachserie; eine im wesentlichen altpaläozoische Geosynklinalserie von kalkfreien, dunklen Phylliten und Hellglimmerschiefern, verbunden mit riesigen Massen basischer, aber auch intermediärer und saurer Vulkanite (besonders im äußeren Habachtal bis über das Stubachtal nach Osten verbreitet). In den übrigen Tauern ist das Paläozoikum mitunter in einer etwas anderen Serienzusammensetzung entwickelt.
3. Wustkogelserie; Permoskyth; oft grünlich gefärbte, da phengitführende² Arkoseschiefer- bis Arkosegneise, Quarzphyllite, Glimmerquarzite, Quarzite, Lagen von Porphyroid, Geröllagen.
4. Trias; Kalkmarmor, Dolomite, Rauhwacken, Gips, ursprünglich tonig-siltige Quarzschiefer (jetzt lichte Chloritoidphyllite) und Keuperquarzit.
5. Bündnerschieferserie; eine in mehrere Fazieszonen gliederbare, primär bis zu 3000 m mächtige Serie von Glimmermarmoren bis Kalkglimmerschiefern, bzw. Kalken – Kalkphylliten und Ophiolithen (= basische Vulkanite und Intrusiva, Serpentine), aber auch aus dunklen Phylliten, Quarziten, Karbonatquarziten, Arkosen, -gneisen, Breccien, Radiolarit und hellen Phylliten. Alter: Hauptsächlich Jura bis Unterkreide. Es ist anzunehmen, daß die Sedimentation spätestens in der Oberkreide endigt, der genaue Zeitpunkt ist nicht bekannt (siehe R. OBERHAUSER, 1964, A. TOLLMANN, 1965; G. FRASL und W. FRANK, 1966).

In der Diskussion über Entstehungsweise und Alter der Zentralgneise wurden oft stark divergierende Meinungen geäußert und dadurch wurde die Forschung auf diesem Gebiet besonders angeregt (siehe A. WEINSCHENK, 1894, 1903; F. BECKE, 1913, 1925; E. ANGEL und F. HERITSCH, 1931; A. BIANCHI und G. DAL PIAZ, 1934; S. PREY 1937; CH. EXNER, 1948, 1953, 1957; G. FRASL, 1957).

Die Zentralgneise liegen heute durchwegs in mehr oder weniger metamorpher Form, das heißt den Druck-Temperaturbedingungen der Tauernmetamorphose angepaßt, ebenso zu einem guten Teil in verschieferter Ausbildung vor und gehen auf Granite, Tonalite, Granosyenite und Migmatite zurück. Zur Altersfrage der Zentralgneise ist festzuhalten, daß der größte Teil jedenfalls vormesozoischen, vermutlich variszischen Alters ist. Denn Permomesozoikum liegt im N der Gneiskerne mit zum Teil noch erhaltenem diskordantem Transgressionskontakt darüber und ist von jeder Beeinflussung im Zusammenhang mit einer Intrusion freigeblichen (u. a. in den Tuxer Alpen, Äußeres Elskar, W. FRISCH, 1968; östliche Hohe Tauern, Rotguldensegebiet, CH. EXNER, 1963). Radiometrische Altersbestimmungen haben diese Ansicht bestätigt (LAMBERT, 1964; bei Bockstein ein Mindestalter von 234 ± 14 Millionen Jahre auf Grund von Rb/Sr Gesamtgesteinsbestimmung). Für die Tonalite des Venedigergebietes hingegen nimmt F. KARL 1959 ein frühpaläidisches Alter an, doch wird diese Ansicht nicht allgemein geteilt.

Die Zentralgneiskerne stellen samt der mit ihnen verschweißten älteren Schieferhülle einen zwar stark eingegngten, aber doch \pm autochthonen³ Bereich dar, der damit im großen ganzen, besonders im tektonischen Stil des N-Teiles mehr den helvetischen Massiven als den enorm ausgewalzten penninischen Gneisdecken der Schweizer Alpen entspricht. Auch in der Fazies der mesozoischen Bedeckung lassen sich manche Ähnlichkeiten zwischen dem Gotthardmassivischen Jura und den Bündnerschiefern, die den Tauerngneiskernen unmittelbar auflagern, erkennen.

Während die Trias in den ganzen Tauern im wesentlichen die germanische Dreigliederung aufweist und Unterschiede durch die Mengenverteilung von Dolomit und Kalk gegeben sind, weisen die Jura-Kreide Ablagerungen der Bündnerschiefer eine deutlicher zonenweise differenzierte Ausbildung auf. Unter der Annahme eines zusammenhängenden penninischen Sedimentationsgebietes grenzen wir mit CH. EXNER 1957 und A. TOLLMANN 1965, 1967 einen nordpenninischen Bereich ab. Seine Charakteristika sind

² Phengit ist ein meist grünlich gefärbter Hellglimmer mit höherem Mg, Fe- und SiO₂-Gehalt und niedrigerem Al₂O₃-Gehalt als Muskowit.

³ autochthon = ortsfest zum eigenen Untergrund.

die geringere Mächtigkeit, die unter 1000 m bleibt, das Vorherrschen dunkler Phyllite mit bereichsweise besonders starker klastischer Beeinflussung (u. a. Tuxer Arkoseschiefer, hier auch Radiolarit und damit vermutlich höherer Jura enthalten, V. HÖCK, 1968; Brennkogelfolge im Glocknergebiet). Es fehlen die großen Massen der kalkreichen Bündnerschiefer und die Ophiolithe sind nur untergeordnet. Am N-Rand des Tuxer Gneiskernes kam es in dieser Zone auch zur Transgression der schon erwähnten oberjurassischen Hochstegenkalkfolge mit einer geringmächtigen Basisserie, die auch ältere Schichtglieder umfassen kann (neu bearbeitet durch W. FRISCH, 1968).

Diese nordpenninische Ausbildung der Bündnerschiefer (= Brennkogelfazies) war ursprünglich vermutlich fast im gesamten heute als Kernbereich erschlossenen Areal verbreitet und reichte als selbständige Zone teilweise auch noch etwas weiter nach S (siehe Seidlwinkldecke). Obwohl in den Westlichen Hohen Tauern Verfrachtungen über die Hochstegenzone belegt sind, ist diese nordpenninische Bündnerschieferzone doch keine einheitliche und regionale Schubmasse, sondern in vielen Fällen noch mit ihrem ursprünglichen Untergrund verbunden.

Dagegen stammen die mengen- und flächenmäßig viel bedeutenderen kalkreichen Bündnerschiefer in Glocknerfazies samt den großen Ophiolithmassen zur Hauptsache aus dem Bereich S der heutigen Gneiskerne. Sie bilden die eigentlich eugeosynklinale Füllung des penninischen Troges und wurden später in Form einer wirklich regionalen Deckeneinheit der Oberen Schieferhülle ihrem nördlichen Vorland aufgeschoben. Diese Überlegung ergibt sich notwendigerweise aus der Tatsache, daß der Grenzhorizont zu den heute darunterliegenden nordpenninischen Bündnerschiefern an etlichen Stellen im gesamten Tauernfenster durch Triaslinien markiert ist. Über Einzelheiten des ursprünglichen Zusammenhangs der beiden Faziesstreifen ist noch kaum etwas bekannt.

Zur Metamorphose

Die Metamorphose im Tauernbereich weist eine deutliche Zunahme gegen die inneren Teile auf, Einzelheiten sind in den folgenden Kapiteln angeführt. Während die äußeren Teile nur in der schwächsten Subfazies der Grünschieferfazies umgewandelt wurden, wurde in den zentralen Teilen gerade noch die Almandin-Amphibolitfazies nach H. G. WINKLER 1965 erreicht. Während Staurolith nur an ganz wenigen Punkten bekannt geworden ist (siehe CH. EXNER, 1967), reicht demgegenüber Disthen bis weit in die Grünschieferfazies hinein und grenzt als Mineralzone in den Hohen Tauern bis fast an den N-Rand (vgl. H. P. CORELIUS und E. CLAR, 1939; F. KARL, 1956, Untersulzbachtal; G. FRASL, 1958, Mühlbachtal bei Niedernsill) und setzt nur wenig innerhalb der Chloritoidzone ein. Dies ist ein besonderes Charakteristikum der Tauernmetamorphose, wodurch sie sich auch von der Metamorphose im Schweizer Penninikum (E. NIGGLI und C. R. NIGGLI, 1965) unterscheidet. Die Erklärung dafür ist offensichtlich darin gelegen, daß bei der Tauernmetamorphose relativ hohe Drucke bei niedrigen Temperaturen erreicht wurden und daß Disthen sich entgegen anderen für die Regionalmetamorphose typomorphen Mineralen (z. B. Pyrophyllit, Diopsid, Staurolith, Cordierit, nach H. G. F. WINKLER, 1965; G. HOSCHEK, 1967) anscheinend bei höheren Drucken zugleich auch bei geringeren Temperaturen bilden kann.

Aus der generellen geologischen Situation können wir mit ziemlicher Sicherheit feststellen, daß die Überlagerung über dem heute als zutiefst aufgeschlossenen Tauernbereich maximal etwa 15 km, aber auf keinen Fall mehr als 20 km betragen hat. So läßt sich ein maximaler Überlagerungsdruck von ungefähr 4 Kilobar oder nur wenig darüber mit ziemlicher Sicherheit angeben. Im Vergleich mit den bisher bekannten Daten der experimentellen Metamorphose (Disthenbildung nach H. G. F. WINKLER, 1965, bei 7–8 kb) sind dies recht geringe Drucke, da ja die Disthenbildung im schwachmetamorphen Bereich der Tauern schon bei nur wenig mehr als 3 Kb Überlagerungsdruck beginnen dürfte. Dieses Mißverhältnis gibt vielleicht einmal die Möglichkeit, wenn mit größerer Sicherheit auf die Natur zu übertragende experimentelle Daten vorliegen, die

Größenordnung des bei der Metamorphose herrschenden zusätzlichen tektonischen Druckes abschätzen zu können. Dieser tektonische Druck könnte gerade im Tauernfenster als einem relativ engbegrenzten Bereich, überlagert von relativ steifen Massen, größer als anderswo gewesen sein.

Jedenfalls wurden bei der Tauernmetamorphose maximale Temperaturen von wenig mehr als 560° C (Beginn der Staurolithbildung, G. HOSCHER, 1967) vornehmlich durch Tiefenversenkung und nicht so sehr durch Aufwärmung von unten her erreicht. Die einzelnen Metamorphosezonen gehen zum Teil quer über die tektonischen Einheiten, bilden also einen späteren statischen Zustand ab. Die Kristallisation hat die Durchbewegungen in den zentralen Teilen ausnahmslos überdauert, in den äußeren Schieferhüllteilen laufen beide Vorgänge häufiger nebeneinander ab. Diese Erscheinung paßt gut mit den Vorstellungen zusammen, wie sie im Absatz über die Strukturen geschildert werden⁴.

Die tektonischen Einheiten und Strukturen in der Glocknergruppe

Das Glocknergebiet zeichnet sich durch die schon auf Übersichtskarten auffällige Quermulde der Glocknerdepression aus, in der das Mesozoikum den Bereich der vormesozoischen Zentralachse der Tauern unterbricht. Wir finden im Sinne der Gliederung von H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1935, nur mit zum Teil geänderter Deutung im Westen der Oberen Schieferhülle als tiefste Einheit den Granatspitzkern mit seiner vormesozoischen Hülle, darüber die gleichfalls überwiegend aus vormesozoischen Gesteinen bestehenden Riffeldecken, im E aber die aus Permtrias und Jura bestehende Seidlwinkldecke. Über der Oberen Schieferhülle folgt im S die Matreier Zone und im N die Fuscher Schieferhülle (entspricht räumlich nur zum Teil der alten Nordrahmenzone). Der Bestand dieser Serien wird in den folgenden Kapiteln beschrieben, die räumliche Verteilung in Abb. 2 dargestellt.

Der aus den regionalen Verhältnissen notwendigerweise zu fordernde N-Transport der Schieferhülle wird im engeren Glocknergebiet letzten Endes nur im Auskeilen der Riffeldecken im N, im allgemeinen Anschwellen der Schieferhülle im N und vor allem durch die gegen N bzw. NE geschlossene, liegende Falte der Seidlwinkldecke überzeugend sichtbar. Das Verformungsbild im einzelnen wird, von wenigen Ausnahmen abgesehen, im zentralen Kuppelbereich von den N-S verlaufenden Querfalten beherrscht. In allen Größenordnungen erkennt man diese zum generellen Gebirgsstreichen quer orientierte Richtung: Im Mikroskop in Korngefüge und Schliffbild, im Handstück und Aufschluß in Lineation, Stengelung, Mineralelongation, Feinfältelung und Faltung (besonders plastisch in Quarziten) und bis zur Faltung im Profilbereich (Fuscherkarkopf S-Seite, E unter dem Hohen Tenn und am ausgedehntesten im Talschluß des Fuscher Tales, siehe Panorama). Bei der flächenhaften Verfolgung der Querstrukturen erkennt man in Abb. 2 die Tendenz zum Auffächern im N und S, sozusagen außerhalb des Wirkungsbereiches der Gneiskerne als relativ starrer Bereiche. Im N und S schließen sich an diesen Querfaltenbereich Durchbewegungstreifen mit dem generellen Gebirgsstreichen parallelaufenden, grob gesagt um die E-W-Richtung pendelnden Achsenlagen an. Diese erweisen sich im Überlagerungsbereich (besonders schön im nördlichen Schwarzkopfgebiet) allgemein als jünger als die Querachsen. Diese zum Teil also sicher jüngeren Strukturen werden im genetischen Zusammenhang mit N-wärts gerichtetem Ableiten der darüberliegenden oberostalpinen Einheiten und auch mit der fortschreitenden Einengung der Tauern in N-S Richtung entstanden gedeutet. Bei dem letzteren Mechanismus kommt es auch naturgemäß in den N-wärts einfallenden Schichtstößen der Schieferhülle zu S-vergenten Strukturen (A. MATURA, 1967).

⁴ Das Alter der Metamorphose ist noch nicht mit exakten Werten anzugeben, aber wir wissen durch die Mineralaltersbestimmungen im Südost-Teil der Hohen Tauern durch R. LAMBERT 1964 und E. R. OXBURGH et al. 1966, daß bei der Abkühlung der aufgewärmten Tauerngesteine vor rund 20 Millionen Jahren (im Miozän) hier eine Temperatur von ungefähr 300° C unterschritten wurde.

Die Ursache der Querfaltenbildung ist offensichtlich darin gelegen, daß bei starker Faltung und Einengung, ähnlich wie in einem gewalzten Teig, im Gebirgsstreichen eine Längung entsteht, die klarerweise in den am tiefsten versenkten und damit auch am stärksten aufgeweichten und plastischen Zonen das größte Ausmaß erreicht. Diese Längung muß nun in Querstrukturen ausgeglichen werden, wenn eine bogenförmige Krümmung nicht möglich ist. Der Anlaß zur Ausbildung einer solchen Zone gerade im Glocknergebiet dürfte im Vorhandensein einer schon vormesozoischen Schieferhülle in der Gneisachse gegeben sein, die eine relative Schwächezone darstellt. Es geht aus dem vorher Gesagten deutlich hervor, daß die Bildung der Querstrukturen nach der von S nach N vor sich gehenden Deckenstapelung einsetzte, da dieser Stapel ja einheitlich davon erfaßt wurde. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Querfaltungen nicht bis in die höchsten Teile der Schieferhülle hinaufreichte. Die aus der Profilsérie in Abb. 3 hervorgehende Kuppelform des inneren Tauernbereiches stellt damit eine Erscheinung dar, die erst nach der Bildung der Querachsen so stark ausgebildet werden konnte.

Die Baueinheiten der Glocknergruppe

Der Granatspitzkern

Blickt man bei klarer Sicht von einem Gipfel der westlichen Pasterzenumrahmung nach Westen in die Granatspitzgruppe so sieht man die Granitgneiskuppel des Granatspitzkernes durch die hellere Farbe und die andere Morphologie der massigen Granitgneise sich eindrucksvoll aus den dunklen Schichtstößen der Schieferhülle emporwölben. Der Granatspitzkern ist mit etwa 10 km Durchmesser der kleinste Gneiskern der Hohen Tauern, seine obere Grenzfläche gleicht einer riesigen Kugelkalotte und taucht rundherum unter die Schieferhülle ab. Im N ist dieses Abtauchen sehr steil, im SW ist die Grenzfläche durch Schieferhülleinfaltungen kompliziert (G. FUCHS, 1958). Fremdgesteinseinschlüsse, meistens Schollen von Amphibolit, gibt es im hiesigen Zentralgneis nur selten, mit seiner Hülle ist er jedenfalls an der Bocksperrklamm beim Enzingerboden durch Intrusivkontakt verbunden (H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939), diese ist daher offensichtlich älter als der Granitgneis.

Das Material ist überwiegend ein heller, bankiger und geschieferter – grobgefaserter Zweiglimmergranitgneis, wobei Biotit stark zurücktritt. Die Kalifeldspate erreichen oft eine durchschnittliche Größe von 1 cm, die übrigen Gemengteile bleiben feinkörnig. Noch weitgehend unversehrtes granitisches Gefüge ist im Bereich von Dorfer Öd und Amertal verbreitet.

Eine sehr typische und weit verbreitete Erscheinung sind grünlichgraue, grobblättrige Pinitpseudomorphosen nach Cordierit (G. FRASL, 1967), naturgemäß in den am wenigsten verschieferten Typen noch am besten erkennbar. Bezüglich des Granatspitzkernes besteht heute Einigkeit in der Auffassung, daß dieser einen vormesozoischen Granitkörper darstellt, der (im Karbon?) in mäßiger Tiefe von einigen Kilometern intrudierte. Durch Wiederaufwärmung und Durchbewegung während der alpidischen Orogenese wurde im wesentlichen der heutige metamorphe Mineralbestand geprägt. Cordierit wurde restlos in Pinit umgewandelt, Orthoklas in Mikroklinperthit, die ursprünglichen Plagioklase wurden instabil und es bildeten sich in ihnen die „Füllungsmikrolithen“. Um- und Neukristallisation der Glimmer, von Quarz und Albit setzte ein. Obwohl offensichtlich kein größerer Transport damit verbunden war, ist doch die Durchschieferung im Dachbereich der Kuppel beträchtlich, stark verflaserte Granitgneise mit augenförmigen Feldspäten entstehen so. Im Extremfall kam es dabei unter mechanischer Kornzerkleinerung und Stoffabfuhr zur Bildung von Muskowitquarzschiefern den sogenannten Weißschiefern. In der glazialgeformten Rundhöckerlandschaft (besonders Tauernmoos- und Weisseesee) ist die Morphologie vornehmlich durch diese weichen Schieferzonen beeinflusst.

Die Granatspitzhülle

Der Granatspitzkern wird von einer im S geringmächtigen, aber im N bis zu etwas mehr als 2 km Mächtigkeit anschwellenden Schieferhülle umgeben, die keine Anzeichen von alpidischem Ferntransport erkennen läßt.

Zwei Serien können hier unterschieden werden. Im N (hauptsächlich schon W außerhalb des Gebietes der Glocknerkarte) eine dunkle, grobkörnige Amphibolitfolge, die wahrscheinlich auf gabbroide Intrusivmassen zurückgeht und durch ihre Verknüpfung mit grob gefeldspateten Biotitgneisen im Gebiet des Glanzkopfes eine voralpidische Metamorphose erkennen läßt, die stärker war, als die in diesem Gebiet allgemein herrschende alpidische Tauernmetamorphose. In Struktur und Mineralbestand besteht größte Übereinstimmung mit den Amphiboliten im altkristallinen „Zwölferzug“ im äußeren Stubachtal (nach dem Zwölfer W Wiesen in Stubachtal, H. P. CORNELIUS, 1935; G. FRASL, 1958). In dieser gabbroiden Erscheinungsform tritt der Amphibolit noch W vom Enzingerboden auf, in der weiteren Fortsetzung aber schon in wesentlich feinerkörniger Ausbildung und hier ist auch die altkristalline Vergangenheit nicht mehr erkennbar. Der große Stubacher Serpentinzug (darin noch lagenweise abwechselnde Pyroxenit- und Peridotitvorkommen im Blockwerk W Stausee Enzingerboden (F. BECKE, 1895; E. WEINSCHENK, 1894; H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939) und seine abgetrennten Vorkommen⁵ scheinen infolge der engen Verbindung mit der Amphibolitfolge auch genetisch eng mit dieser verknüpft zu sein.

Über diesem altkristallinen Basalthorizont umhüllt den Granatspitzkern im N und E eine zur Habachserie zählende, mehrere 100 m mächtige Abfolge, die W des mittleren Stubachtales zu mehr als 2 km Mächtigkeit anschwillt und hauptsächlich aus basischen bis intermediären Eruptivmassen besteht. Im N des Tauernmoossees ist diese Folge besser gliederbar als weiter im S und hier liegen an der Basis biotitführende, dunkle, albitreiche Schiefer mit teilweise basischer tuffogener Verunreinigung (Biotitporphyroblastenschiefer der Glocknerkarte) und Graphitquarziteinschaltungen, die auf ehemalige Lydite zurückgehen (diese und die folgenden Gesteine sind am Weg vom Tauernmoossee ins Schwarzkarl gut zu studieren). Darüber folgt eine sehr wechselhafte Zone, die hauptsächlich aus verunreinigten basischen Tuffen entstanden sein dürfte. Chloritmuskowitalbitschiefer wechseln in allen Übergängen mit Biotitalbitschiefern und Prasiniten, eingelagert sind Züge von hellen, oft grobkörnigen Granatmuskowitschiefern, Muskowitalbitschiefer und auch dunkle Phyllite.

Auch noch zur Granatspitzhülle zu rechnen ist das als „Tonalitgneis“ auf der Glocknerkarte ausgeschiedene Gestein zum Beispiel N vom Schwarzkarlsee, welches als einheitlicher Gesteinszug über 10 km lang nach NW verfolgbar ist, dort mächtiger wird und sich primär mit den Eruptivgesteinen der Habachserie verzahnt. Als Ausgangsmaterial für diese Biotitalbitepidotgneise sind intermediäre, relativ kalireiche Effusiva anzusehen. Alle zuletzt erwähnten Gesteine liegen heute in alpin metamorpher Ausbildung vor, eine ältere stärkere Metamorphose ist nicht nachweisbar, eine bereits vormesozoische Epimetamorphose ist zwar vielfach wahrscheinlich, jedoch vom heutigen Bestand nicht abtrennbar.

Den Abschluß der parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes bilden Gesteine des Permoskyths (z. B. Stubachtal, S Fellern, S Kote 1156) mit Trias (bei Hofer Hochalm im Guggernbachtal) und wenig kalkarme Bündnerschiefer. Diese mesozoische Bedeckung keilt jedoch gegen SW aus (W. FRANK, 1965).

⁵ Z. B. die Serpentinlinse vom Totenkopf unter der Hohen Riffel mit verschiedensten Mineralfunden (E. ZIRKL 1966).

Die Riffdecken

Als nächsthöhere „Zwiebelschale“ folgen über der Granatspitzhülle die Riffdecken, zur Hauptsache aus vormesozoischen Gesteinen bestehend. Durch schmale mesozoische Deckenscheider an ihrer Basis (Kalkglimmerschiefer N vom Hochsedlkopf, W der Hohen Riff), die allerdings schon in der Granatspitzhülle eingefaltet sind, ist die alpidische Verfrachtung dieses Paketes belegt. Im einzelnen ist die tektonische und serienmäßige Auflösung recht kompliziert und so sei nur das Schema skizziert, das heute am wahrscheinlichsten erscheint. Schon die eingeschalteten Züge mesozoischer Gesteine (Trias im Dorfertal, Bündnerschieferzug Dorfertal – Hohe Riff u. a.) zeigen, daß die Riffdecken von etlichen alpidischen Schubflächen zerteilt sind, die nicht durchgehend verfolgbar sind. Denn die trennenden Mesozoikumspäne treten nicht immer im gleichen Horizont auf und dort wo sie fehlen hat die Tauernkristallisation die Bewegungsbahnen nachträglich wieder bis zur Unkenntlichkeit verheilt und verschweißt. Noch komplizierter wird das Bild, wenn man eine Trennung in vormesozoisches Altkristallin und in zur Hauptsache nur alpinmetamorphe Anteile versucht.

Hauptgestein der Riffdecken sind die streifigen Biotitgneise bis Glimmerschiefer (= injizierte Biotitglimmerschiefer und streifige Biotitgneise der Glocknerkarte), darin stecken einige Amphibolite. Obwohl die alpidische Durcharbeitung und Umkristallisation meist beträchtlich ist, gibt es doch Bereiche, die sich dabei resistenter verhalten haben, so etwa im Gebiete des Hocheisers und N davon. Hier sind dann auch die Erscheinungen der starken vormesozoischen Metamorphose, bei der es bis zur Bildung kleinerer Körper granitoider Gesteine (Hochweißenfeldgranit, NNE Hocheiser) samt ihrem diskordanten Gangefolge kam, noch gut von der Tauernmetamorphose abtrennbar. Während man früher mehr geneigt war, die lagenweise Bänderung durch helle, albitreiche Lagen in den Biotitparagneisen auf aplitische Injektion zurückzuführen, wird dieser stoffliche Lagenbau heute mehr als primärsedimentäre Anlage mit metamorpher Überarbeitung gedeutet.

Neben diesem Altkristallin sind aber auch Gesteine der Habachserie in den Riffdecken eingebaut. Teilweise wurden sie auf der Karte unter der Gruppe der injizierten Glimmerschiefer miteingefügt, wie etwa der Zug im Wurfkar in der Karstufe von 1900 bis 2000 m zwischen basalem Orthogneiszug und dem Scharkogelgneis. Hier wechseln lagenweise Chloritalbitschiefer bis Prasinite mit verschiedenen hellen Muskowitalbitgneisen (vermutlich saurer vulkanogener Herkunft) und seltenen Einschaltungen von chloritoidführenden Hellglimmerschiefern. Auch der Scharkogelgneis im gleichen Gebiet ist mit dieser Serie eng verknüpft. Nach den am besten erhaltenen Stücken zu schließen (Scharkogel Ostgrat bei 2670 m; hier noch gut erhaltene Kalifeldspate in recht feinkörniger Muskowit-Albit-Quarz-Biotit Grundmasse), scheint er ein Analogon zu dem, zur Habachserie zählenden Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (G. FRASL, 1953) zu sein. Ebenso finden sich auch die „injizierten Prasinite“ der Glocknerkarte in gleicher Erscheinungsform in der einheitlichen Habachserie des Guggenbachtals (W Seitental im mittleren Stubachtal).

Für die große Masse der oben erwähnten Biotitgneise findet man jedoch kein ähnliches Substrat in der gesicherten Habachserie, weshalb man mit gutem Grund annehmen kann, daß diese hauptsächlich aus Arkoseschiefern hervorgegangenen Paragesteinsserie („Serie der Alten Gneise“, F. KARL, 1957; W. FRANK, 1965) noch älter ist als jene, eventuell sogar präkambrisch (vgl. O. SCHMIDEGG, 1955, 1961).

Zum Serienbestand der Riffdecken zählen weiters noch verschiedene Orthogneiszüge, die meist an der Basis auftreten (Kapruner Törl), stark tektonisiert sind und Ähnlichkeiten mit den Zentralgneisen des Granatspitzkernes haben.

Die Entstehung dieser engen Vermengung zweier Serien hat man sich am ehesten so vorzustellen, daß während einer vormesozoischen Gebirgsbildung (zuletzt jedenfalls durch die variszische) die ältere klastische Paragesteinsserie stark metamorphisiert und dabei wohl auch die altpaläozoische Bedeckung noch etwas erfaßt und mit dem Untergrund verfaltet wurde. Darüber transgredierte dann später Permoskyth, Trias und

Bündnerschiefer (in den südlichsten Teilen wahrscheinlich schon die mächtige Glocknerfazies). Im Zuge des alpidischen Deckentransportes wurde dann dieses ganze Paket nordwärts über den Granatspitzkern vorgetrieben, mit dem Mesozoikum verschuppt und in der Stirnregion wild verfaultet. Diese Stirntektonik herrscht besonders im Reichensbergkar, hier sind auch größere auf der Glocknerkarte als Orthogneis ausgeschiedene Gesteine zum Teil als Permoskytharkosen zu deuten. Der altkristalline Kern blieb bei dieser Verfrachtung mehr zurück, die umhüllende Habachserie reicht noch weiter gegen NW, und die Riffdecken enden mit den Vorkommen der Habachserie N vom Brustinger (NW der Schneiderau im Stubachtal) zwischen dem parautochthonen Mesozoikum im Liegenden und der Oberen Schieferhülle im Hangenden.

Verfolgt man die Einheit der Riffdecken um den Granatspitzkern herum, so kann man im Querschnitt des Dorfertales besonders starke alpidische Umformung des Altbestandes feststellen. Auch eine scharfe Trennung von der Granatspitzhülle bleibt im S des Granatspitzkernes zum Teil problematisch.

Geht man weiter gegen W so gelangt man in einen Bereich von wesentlich weniger starker alpidischer Verformung der Riffdecken, weil sie hier anscheinend durch den Einfluß der großen Tonalitmassen des Venedigergebietes, die darin stecken, besser geschützt blieben. Hier ist auch die mehr oder weniger in situ Bildung von granitoiden Körpern in der Serie der Alten Gneise zum Beispiel schon an den Straßenanschnitten der Felbertauernstraße N vom Wh. Landecksäge gut zu studieren. Verfolgt man dieselbe Serie weiter nach N über den Tauernhauptkamm ins Hollersbachtal, so läßt sich keine scharfe Grenze des Altkristallins gegen die Habachserie ziehen, da hier die kräftige vormesozoische Metamorphose noch in diese hineinreicht (Amphibolite N der Fürther Hütte), dann nach N zu schwächer wird, bis etwa 1 km S des Wh. Edelweiß die riesigen Massen altpaläozoischer Gesteine nur mehr in tauernkristalliner Ausbildung vorliegen. Da in diesem Gebiet die Schieferhülle zum Teil noch in ungestörtem Intrusivzusammenhang mit den großen Gneiskernen der westlichen Hohen Tauern steht, verbindet sich der Deckenlappen der Riffdecken im E des Granatspitzkernes (dort in N-S-Richtung gemessen, an der Basis 12 km Überschiebungsweite durch mesozoische Linsen belegt) nach W mit einem Gebiet, dem eine wesentlich autochthonere Position zukommt. Dies ist eine charakteristische Erscheinung im tieferen Stockwerk der Hohen Tauern unter der ferntransportierten Oberen Schieferhülle, bedingt durch die allgemeine Erweichung und Einengung des Untergrundes mit zunehmender Transporttendenz in den höheren Niveaus.

Die Obere Schieferhülle

Diese ist eine mächtige, aus Bündnerschiefern mit wenig Trias an der Basis bestehende Deckeneinheit, deren überschobene Position in den ganzen Tauern ziemlich eindeutig ist. In unserem Gebiet dürften die obersten Teile der Riffdecken zu dem vormesozoischen Untergrund gehört haben, auf dem die Gesteine der Oberen Schieferhülle ursprünglich abgelagert wurden. Im Glocknergebiet muß man eine Obere Schieferhülle im eigentlichen Sinne abgrenzen, die durch die geschlossene Masse der tektonisch tieferen Kalkglimmerschiefer und Prasinite von den phyllitreicheren Bündnerschiefern des äußeren Fuscher- und Rauristales gut abgrenzbar ist. Durch die Quermulde der Glocknerdepression verbindet diese Einheit im Wiesbachhornkamm eindrucksvoll Nord- und Südflügel der Hohen Tauern. Blickt man von E auf diesen Kammzug, so folgen über den auffallenden Triaslinen an der Basis (z. B. unter Walcher- und Sandbodenkees, teilweise schon in der unterlagernden Brennkogelserie eingeschaltet) zuerst die aus gut geschichteten, zum Teil schwach sandigen kalkreichen Mergeln hervorgegangenen Kalkglimmerschiefer (= Serienbezeichnung, petrographisch hauptsächlich Glimmermarmore). Sie bauen den ganzen Kammzug auf und bilden in der Hochregion die charakteristischen „Bratschenhänge“, darin eingeschaltet sind geringmächtige phyllitische Lagen und granatführende Quarzmoskowschiefer (z. B. die härteren Bänder im Fuscherkarkopf NW-Grat). In den höheren Horizonten dieses Gewölbes schalten sich dann die mäch-

tigen Prasinite des Großglockners und vom Freiwandack ein, die im Nordflügel in den Prasinitzügen vom Kleinen Schmiedinger und der Lakarschneid ihr Analogon haben. Gebänderte Typen sind in diesen metamorphen basischen Vulkaniten weit verbreitet und als Tuffkomplexe aufzufassen. Die ungeschichteten, kompakten Typen gehen zum Teil jedenfalls auf Lavadecken zurück. Recht selten sind von der Metamorphose verschonte vulkanogene Relikte, so zum Beispiel die Pseudomorphosen nach Feldspat-einsprenglingen im Bereich des Glockners in ehemals porphyritischen Ergußgesteinen (F. ANGEL, 1929; M. STARK, 1930; H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939; H. P. CORNELIUS, 1942; Kleinglocknergipfel, unterer Salmkamp, Weg von S auf Adlersruhe bei 3300 m). Alle diese Hauptgesteine der oberen Schieferhülle sind am Weg vom Franz-Josefs-Haus zur Hofmannshütte gut zu studieren. Hier befindet man sich auch im Bereich der stärksten alpidischen Metamorphosezone, die etwas asymmetrisch zur Tauernkuppel in deren S-Teil durchstreicht. Der Zug von eklogitischen Prasiniten in der Gamsgruben E-Wand mit Granat, Alkali amphibol und spärlich Glaukophan (siehe H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939; 159 ff.) weist auf relativ hohen Druck während der alpinen Tauernkristallisation hin. Die Paragenese entspricht der glaukophanitischen Grünschieferfazies von H. G. F. WINKLER, 1965. Hier tritt sporadisch auch Granat und Diopsid in kalkhaltigen Gesteinen auf, womit teilweise die Amphibolitfazies erreicht ist. Eine interessante Aufschlußstrecke in derselben Serie liegt auch an der Felbertauernstraße S Ranewurg. Zwischen Winterbrücke und Berg wechseln hier Kalkglimmerschiefer und Prasinite in dünnen Lagen miteinander ab, auch ein Horizont mit bis zu 1/2 m großen Prasinitbrocken im Kalkglimmerschiefer tritt auf, offensichtlich vulkanische Bomben im ehemaligen Kalkmergel.

Zu den mesozoischen Ophiolithen gehören dann noch die vielen Serpentinvorkommen, wovon das größte, der Heiligenbluter Serpentinzug, an der Basis der Oberen Schieferhülle bzw. im Grenzbereich zur tieferen Brennkogelserie auftritt (z. B. Brennkogelgipfelbau, Material in der Elendgrube). Spärlich sind gabbroide Intrusivkörper (Gabbroamphibolit und Epidotamphibolit der Karte), am besten schon außerhalb des NW-Eckes der Glocknerkarte, N der Ferschbach HA entwickelt.

Die Obere Schieferhülle im eigentlichen Sinn taucht dann N von Ferleiten in der Bärenschlucht gewölbeartig steil in die Tiefe und verschwindet W des Stubachtales tunnelförmig gegen NNW, indem sie hier mit dem parautochthonen älteren Untergrund verfaltet ist. Dadurch kommt es auch zu dem weiten Eingreifen des Paläozoikums (Falkenbachlappen der Habachserie) bis ins Kaprunertal.

Über dieser einheitlichen Oberen Schieferhülle im eigentlichen Sinn folgen als tektonisch noch höhere Einheiten die Matreier Zone im S und die Fuscher Schieferhülle im N.

Die Matreier Zone

Durch ihren Schieferreichtum bedingt sie eine Reihe von Sätteln (Kals-Matreier Törl, Bergertörl), Längstälern und weicheren Formen und markiert so deutlich die Zäsur zwischen den „Bretterwänden“ der Kalkglimmerschiefer und den klotzigbrüchigen Felspartien des im S folgenden Altkristallins. Diese von S her aufgeschobene ostalpine Kristallinmasse der Schobergruppe besteht basal hauptsächlich aus Glimmerschiefern – Paragneisen mit kräftiger Diaphthorese (Diaphthorese = rückschreitende Metamorphose, verbunden mit Durchbewegung, d. h. Zerstörung eines älteren, höher metamorphen Bestandes).

Die wenig standfesten Schiefer der Matreier Zone geben an den Talflanken zu ausgedehnten Sackungen Anlaß, so zum Beispiel der ganze N-Hang des Ködnitztales und der Glunzerberg NE Matrei in O. (siehe auch U. ZISCHINSKY, 1967). Der damit verbundene Anfall großer Schuttmassen bedingt die oft verheerenden Hochwasserschäden.

Von den meisten Autoren (M. STARK, 1912; L. KOBER, 1922; W. J. SCHMIDT, 1950 bis 1952; A. TOLLMANN, 1963) wird die Matreier Zone auf Grund der tektonischen Position und lithologischer Analogien als Unterostalpin bzw. penninisch-unterostalpine Mi-

schungszone aufgefaßt. Zuletzt zeigte S. PREY, 1967, im benachbarten Sadniggebiet, daß die Fazies des Mesozoikums mehr der penninischen Schieferhülle als dem Unterostalpin gleicht und die Auffassung der Matreier Zone als ein tektonisiertes, hauptsächlich S-penninisches Schuppenpaket zutreffender ist. Gleiches trifft auch für die Glocknergruppe zu, zumal sich hier eine Reihe von Parallelen zu Gesteinen der Fuscher Schieferhülle ergeben. Die Beteiligung unterostalpiner Schollen ist durchaus zu erwarten, aber im einzelnen hier kaum erweisbar. Die Metamorphose hat hier nur mehr geringes Ausmaß, die Albitsprossung, in den tieferen Lagen der Schieferhülle außerordentlich verbreitet, ist hier unbedeutend. Hauptgesteine sind dunkelgraue, seltener graugrünlich gefärbte Phyllite mit Übergängen zu Kalkphylliten und quarzitischen Typen. Daneben noch wenige Prasinit-, Serpentin- und Radiolaritvorkommen (z. B. Weißer Knoten SE-Grat, bei Bergerstörl). Während die Basis der Matreier Zone gegen die Obere Schieferhülle unscharf ist und hier offensichtlich ein Übergang in die Phyllite gegeben ist, weisen die eingeschalteten Triaszüge (Kalke, Dolomite, Rauhacken, Gips) samt den begleitenden Serizitquarzitschiefern und Breccienzügen und auch die diaphthoritischen Altkristallinspäne deutlich auf die mehrfache tektonische Wiederholung hin. Diese Komplikationen wechseln aber stark im Streichen, und eine Gliederung hat nur lokale Gültigkeit.

Die Fuscher Schieferhülle

Nördlich der Linie Gleiwitzer Hütte–Embach im Fuschertal reicht die Glocknerkarte noch in ein phyllitreiches Gebiet, das von H. P. CORNELIUS als Nordrahmenzone und heute als Fuscher-Schieferhülle bezeichnet wird. G. FRASL, 1958, konnte zeigen, daß diese Zone neben geringen Einschaltungen von Permotriasvorkommen zur Gänze der Bündnerschieferserie zuzurechnen ist. Da auch die Klammkalkzone zum Pennin gestellt wird (H. MOSTLER, 1963), reicht die mesozoische penninische Schieferhülle von Utten-dorf bis Schwarzach im P. bis an das Salzachtal heran und grenzt hier unmittelbar an die Grauwackenzone (für die genaueren Verhältnisse siehe E. BRAUMÜLLER, 1939, und H. MOSTLER, 1964). Nur von W her schiebt sich die Habachserie im Falkenbachlappen in das geschlossene Verbreitungsgebiet des Mesozoikums vor, bis sie W unter dem Imbachhorn endigt. Als Gesteinsbestand der Fuscher Schieferhülle sind zu erwähnen: Grobe „Lias“-breccien (z. B. N Königstuhlhorn im N Schwarzkopfgebiet); die Sandstein-Breccienzone im Wolfbachtal mit Arkosesandsteinen, Quarziten, Sandkalken, Breccien; Kalke und Kalkphyllite; dunkle Phyllite kalkarm – kalkfrei in Verbindung mit allen übrigen Gesteinsgruppen und selbständigen mächtigeren Zügen, mit Einschaltungen von Gabbrolagergängen und Metadiabasen, Kalkglimmerschiefern und Quarziten; größere Kalkglimmerschiefer – Kalkphyllitzüge mit feindrecciosen Tüpfelschiefern, Prasinite bis Grünschiefer; Radiolarite und Radiolaritschiefer (sehr gut SE vom Imbachhorn bei 2020 m entwickelt), zum Teil in Verbindung mit gelblichen chloritführenden Kalkglimmerschiefern (Weg Fusch – Gleiwitzer Hütte bei 1500 m (? Aptychenkalk ?)); dunkle – helle Muskowitquarzschiefer; helle Chloritmuskowitphyllite (besonders in der Klammkalkzone).

Die Metamorphose ist in den äußeren Teilen dieser Zone schon deutlich geringer als im zentralen Tauernbereich. Stilpnomelan ist ein typisches Zonenmineral und von etlichen Punkten etwa 4–5 km S der Salzach bekannt (G. FRASL, 1958), S davon auch Chloritoid, allgemein sind Serizit, Phengit, Albit, Chlorit und Epidot verbreitet. Eine aktinolithische Hornblende ist die herrschende Abart neben Uralit. Biotit, Granat und Disthen fehlen in dieser Zone. Die Grüngesteine sind in den äußeren Teilen in Form feinkörniger Grünschiefer, und nicht mehr als Prasinite entwickelt, Karbonatgesteine kommen am N-Rand nur mehr in feinstkristalliner Ausbildung vor. Durch die geringe Kristallinität bedingt, sind daher sedimentäre Strukturen oder Reliktstrukturen in den Ophiolithen noch gut zu studieren, falls sie vor der Verschieferung bewahrt blieben.

Die Fuscher Schieferhülle hängt nun im SE mit der Oberen Schieferhülle des Gasteiner Raumes eindeutig zusammen, bzw. bildet dort die höheren Horizonte (Oberer Schwarz-

phyllithorizont von CH. EXNER, 1957). Im nördlichen Glocknergebiet ist ihre tektonische Selbständigkeit deutlicher entwickelt. Gewiß ist sie ein Schuppenpaket, da aber eine einigermaßen gesicherte Stratigraphie und durchgehende Trennungshorizonte fehlen, ist über die Interntektonik im einzelnen wenig Sicheres bekannt. Zu einem Teil dürften diese Bündnerschiefer als nach N abgeschobene, stratigraphisch höhere Teile der Oberen Schieferhülle zu deuten sein, zum anderen Teil sind es wohl von noch weiter aus dem S herkommende Elemente. Die faziellen Übergänge in der südlichen Glocknergruppe von Kalkglimmerschiefern in Phyllite (Göschnitzal; Bunzkögele bei Matrei, U. ZISCHINSKY, 1967) zeigen ja, daß sich hier eine phyllitreichere Entwicklung im S an die kalkglimmerschieferreiche Glocknerfazies anschließt. Eine auch noch offene Frage ist es, inwieweit an der Basis dieser Fuscher Schieferhülle im äußeren Seidlwinkl- und Wechselbachtal durch die sich einbohrende Stirn der Oberen Schieferhülle im eigentlichen Sinn nicht auch Teile des parautochthonen Sedimentmantels (– „Mittlere Schwarzphyllitzone“ von CH. EXNER, 1957) hochgeschürft wurden.

Seidlwinkldecke

Nach dem Gang vom Granatspitzkern im W bis in die höchsten Horizonte der Schieferhülle bleiben noch die tieferen Bauelemente im E-Teil des Glocknergebietes zu besprechen. Sonderbarerweise tauchen hier im E der Oberen Schieferhülle nicht mehr die vormesozoischen Gesteine der Riffldecken auf, sondern eine mit gutentwickelter Trias stratigraphisch verbundene Bündnerschieferserie in Brennkogelfazies (d. h. vornehmlich aus dunklen Phylliten und Quarziten bestehend) auf. Trias und Bündnerschiefer bilden zusammen die Seidlwinkldecke. Diese entspricht der Seidlwinkldecke einschließlich der Brennkogeldecke im Sinne von H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1935, da damals die Brennkogelschiefer zum Teil als paläozoisch angesehen wurden. Diese Einheit hat W des Wiesbachhornkammes kein Analogon, von dem Fenster im Bereich des Wasserfallbodens abgesehen. Die Gesteine dieses übrigens kaum scharf abgrenzbaren Fensters stehen aber wohl noch im Zusammenhang mit der Seidlwinkldecke im E.

Die Schichtfolge der Seidlwinkltrias – der schönsten Triasentwicklung innerhalb des Tauernfensters – beginnt mit der permoskythischen Wustkogelserie. Über phengitreichen Arkoseschiefern bis -gneisen mit Porphyroid- und Gneisgeröllen (im Baumgartlkar unter der Hummelwand; W unter Wustkogel G. FRASL, 1958; diese Folge entspricht als „Verrucano“ wahrscheinlich dem Unterrotliegend im Sinne von G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965) folgt geringmächtiger Permoskythquarzit. Der im wesentlichen mitteltriadische Karbonatgesteinskomplex beginnt mit einer geringmächtigen, polymikten, sandigschiefrigen Rauhwacke, die teilweise durch einen Phyllitschollenhorizont in den basalen Kalkmarmoren vertreten wird. Über den reinen, grau-weißen Kalkmarmoren folgen dann Dolomite in verschiedener Ausbildung, zum Teil mit Gipslinsen (Bereich Kendlkopf) und vielfach in monomikte, schichtig-zellige Rauhwacke umgewandelt. (Alle diese Triasgesteine sind am besten auf einer Gratwanderung von der Edelweißspitze zum Kendlkopf ins Baumgartlkar gut zu studieren.) Die germanische Fazies der Trias betonen besonders die Quartenschiefer des Keupers, heute lichte Muskowitphyllite mit viel Chloritoid und zum Teil Chloritflecken. Mit den Dolomiten durch allmählichen Übergang verbunden, leiten die Quartenschiefer lithologisch auch schon zum Jura über, indem sie mit reinen Quarziten (Keuperquarzite), die von den sicher jurassischen Quarziten lithologisch nicht abgetrennt werden können, ebenso eng verbunden sind (Felsinsel unmittelbar unter Rehrhaus am Fuschertörl). Die darüberfolgenden Bündnerschiefer in Brennkogelfazies zeichnen sich besonders durch die starke Sand- und selten auch Breccieneinschüttung in die Normalsedimentation der dunklen Tonschiefer aus. Diese Einschaltungen liegen heute als dunkelgraue – helle Quarzite, Karbonatquarzite (z. B. Hexenküche an der Glocknerstraße; Mäuskarkopf), Breccienlagen mit Triaskomponenten (besonders am Hochtör sowie an der Pfandscharte) und Bündnerschieferarkosegneise vor (G. FRASL, 1958; im inneren Seidlwinkltal, Weg Baumgartlalm – Gruberalm

1510 m, S Diesbachalm). Wenige Kalkglimmerschiefer, Prasinit- und Serpentinorkommen vervollständigen die Serie. Der Metamorphosegrad der dunklen Schiefer ist charakterisiert durch das Auftreten von Chloritoid neben Disthen in dunkel pigmentierter Ausbildung in den „Rhätizitschiefern“ besonders im Schwarzkopfgebiet, Tremolit kommt häufig in der karbonatischen Trias vor. Im Bereich des Hochtores war die metamorphe Umprägung besonders stark, am E-Grat zum Margrötzenkopf hinauf findet man grobes Granatwachstum in schon relativ grobkristallin erscheinenden dunklen Glimmerschiefern, dann auch eklogitische und granatführende Prasinite (H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939).

Die geometrische Form der Seidlwinkldecke kann man ganz grob als eine nach N getriebene, tropfenförmige, liegende Falte kennzeichnen. Im inneren Seidlwinkltal noch flach liegend, taucht die Stirn der Trias im N steil unter die Talsohle. Der Permoskythkern endigt schon an den Talflanken N der Hirzkaralm bzw. im Gehänge an der E-Flanke des Seidlwinkltales. Die umhüllenden Bündnerschiefer tauchen unter der liegenden Triasfalte in gleicher Ausbildung wie im darüberliegenden Brennkogelgebiet im Seidlwinkltal wieder hervor. Es ist noch eine offene Frage, inwieweit und ob überhaupt die sicher mit der Trias verbundenen Bündnerschiefer von den tieferen Bündnerschiefern des Diesbachkares, die eine ähnliche Ausbildung aufweisen, abzugrenzen sind. Es wäre auch denkbar, daß in dieser Zone im Liegenden der Seidlwinkldecken-Großfalte Teile der Oberen Schieferhülle eingewickelt wurden, wie schon E. BRAUMÜLLER und S. PREY, 1943 vermuteten. Die Tektonik im Aufschlußbereich ist bedingt durch die außerordentlich starke Verfaltung um N-S-Achsen, die nicht mit der Großkörperform übereinstimmt und dieser als jüngere Strukturbildung aufgeprägt wurde.

Durch diese starke Querfaltung kommt es zur oftmaligen Wiederholung und starken Verdickung mancher Schichtglieder. Im Grenzbereich zweier Gesteinsserien kann man die Verfaltung besonders gut verfolgen, so steigert sie sich zum Beispiel im Talschluß des Fuschertales bis zu mehr als 2 km langen Falten, wie man an dem Kalkglimmerschieferlappen sehen kann, der weit in die Brennkogelschiefer bis unter den Parkplatz Hochmais eingedrungen ist.

Die tektonische Überlagerung der Seidlwinkldecke durch Obere Schieferhülle ist durch das Vorkommen von Triaslinen im fraglichen Grenzhorizont, besonders E von Ferleiten, an den Gamskarköpfen und oberhalb der Trauneralm deutlich belegt. Im Sinne der eingangs dargelegten Vorstellung (siehe S. 98) wird angenommen, daß die Brennkogelfolge eine selbständige Fazieszone im N Teil penninischen Troges darstellt, entsprechend dem mittleren Schwarzphyllithhorizont von CH. EXNER, 1957, im östlichen Nachbargebiet. Da in unserem Gebiet aber noch kein höherer Jura in der Brennkogelfolge sichergestellt werden konnte, ist letzten Endes die Gleichaltrigkeit mit der Glocknerfolge noch nicht endgültig bewiesen. So könnte man auch meinen, die Glocknerfolge habe schon im Jura auf den Ablagerungsraum der Brennkogelfolge übergreifen und die Triaslinen E von Ferleiten wären an einer Schubfläche innerhalb der Schichtfolge in ihre heutige Position gekommen. Sicher ist jedenfalls, daß der Ablagerungsraum der Seidlwinkldecke im S bzw. SW des Sonnblickkernes in jenem Bereich anzunehmen ist, der dann später zur Roten Wand-Moderecklamelle umgeformt wurde (siehe auch CH. EXNER, 1964, Geologische Karte der Sonnblickgruppe und Erläuterungen 1967). Den Ablagerungsraum der Glocknerfazies hat man sich zur Hauptsache noch etwas weiter im S vorzustellen. Bemerkenswert ist darüber hinaus, daß in den als parautochthon anzusehenden Schieferserien der Mittleren und Östlichen Hohen Tauern, die primär im N der namengebenden Brennkogelfolge zu denken sind, die klastischen Einschaltungen nicht so sehr hervortreten bzw. teilweise fehlen können. Es ist zu erwarten, daß hier weitere Untersuchungen noch interessante Details zur Paläogeographie des penninischen Troges bringen werden.

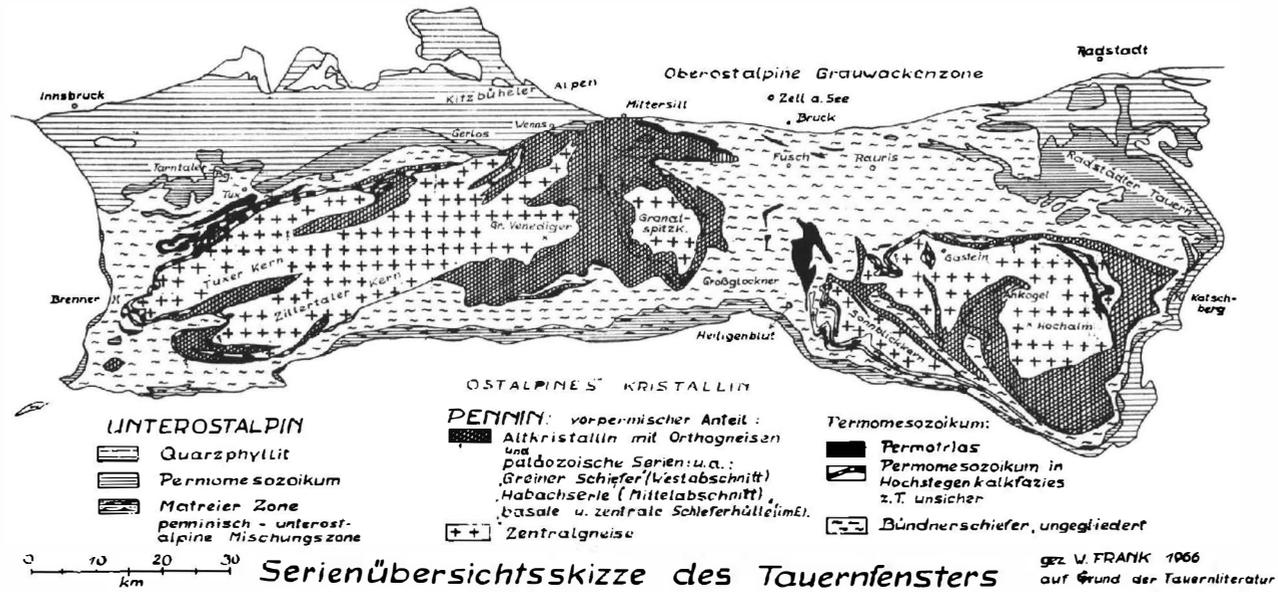


Abb. 1: Serienübersichtsskizze des Tauernfensters

Die geologische Entwicklung im Tauernfenster und ihre vermutliche Einordnung in das stratigraphische Schema

Zeiten		Tektonik	Magmatismus Metamorphose und Kluftmineralbildung	Abtragung, Sedimentation und weitere Ereignisse		
KÄNOZOIKUM	HOLOZÄN = Alluvium	Fortdauer der Hebung	Absätze der Thermalwässer ↑ ↓ Kluftmineralbildung	vorw. lokale Talzuchtiefen-erosion des Wassers lokale Gletscher vorstöße und Bergsturz regionale Vergletscherung in den Kaltzeiten Trog- talbildung		
	PLEISTOZÄN = Diluvium vor 1 Mio. Jahren	Nordrandstörung 3. Akt: Längsachsen- tektonik	streifenweise Mylonitierung u. Phyllonitierung teilweise retrograde Metamorphose	präglaziale Anlage der Talsysteme im Fenster Abtragung der ostalpinen Überdeckung		
	Jung- TERTIÄR					
	MESOZOIKUM	Alt- TERTIÄR	Alpidische Orogenese 2. Akt: tiefe seitl. Einengung mit innerh. des Querachsen Ostalpen- tektonik 1. Akt: gr. Deckenüberschiebungen beim Darüberfahren der ostalp. Deckenmassen	alpidische Regional- metamorphose = Tauern- kristallisation darunter wahrsch. syntektonische Aufschmelzung unter der Gebirgsachse	Ende der Sedimentation im Fensterbereich	
vor 70 Mio. Jahren Ober- KREIDE						
Unter- KREIDE						
JURA		alpidische Geosynklinalbildung	Einengung der Geosynklinale z. T. sehr starke Absenkungen im Zusammenhang mit der Trogbildung	Ophiolithe = basischer und ultrabasischer Magmatismus, meist Vulkanismus	eugeosynklinale, daneben mächtig. Hochstegen- kalkserie = Ablagerungen der Bündner- fazies (mehr schiefer Abtrag als Ablagerung)	
						Ober- JURA
						Mittel- JURA
TRIAS	epikontinentaler Zustand			Regression: Keuperschf., Gips, Rauhw., Dolomit, Flachmeerbildung, Kalk und Dolomit Transgression } Seid- winkl trias		
					Ober- TRIAS	
PALÄOZOIKUM	vor 220 Mio. Jahren Ober- PERM	variszische Orogenese = herzynische Gebirgsbildung, in mehreren Phasen	saurer Vulkanismus	Verwitterung und Abtragung zum Rumpfgebirge Quarzite, alpinere Verrucano } Wust- kogel serie		
	Unter- PERM					
	Ober- KARBON					
	KARBON	kaledon. Orogenese?	post. } tectonischer vorw. saurer Plutonismus syn- } Zentralgranit etc. mit Bildg. des Altkristallins in tief. Rindentteilen	?		
					Unter- KARBON	
	DEVON SILUR ORDOVIK	kaledon. Orogenese?	starke magmat. Tätigkeit besond. von basischem Vulkanismus, Ultrabasisit und Quarzkeratophyr ?	varisz. } Geosynklinalbildungen, z.T. als „Habachserie“ erhalten kaled. }		
KAMBRIMUM vor 600 Mio. Jahren						
PRÄKAMBRIMUM	präkambrisch. Orogenesen?	z. T. Altkristallinbildung	?	?		

PROFILE DURCH DIE MITTLEREN HOHEN TAUERN

0 1 2 3 4 5 km V. FRANK 1965

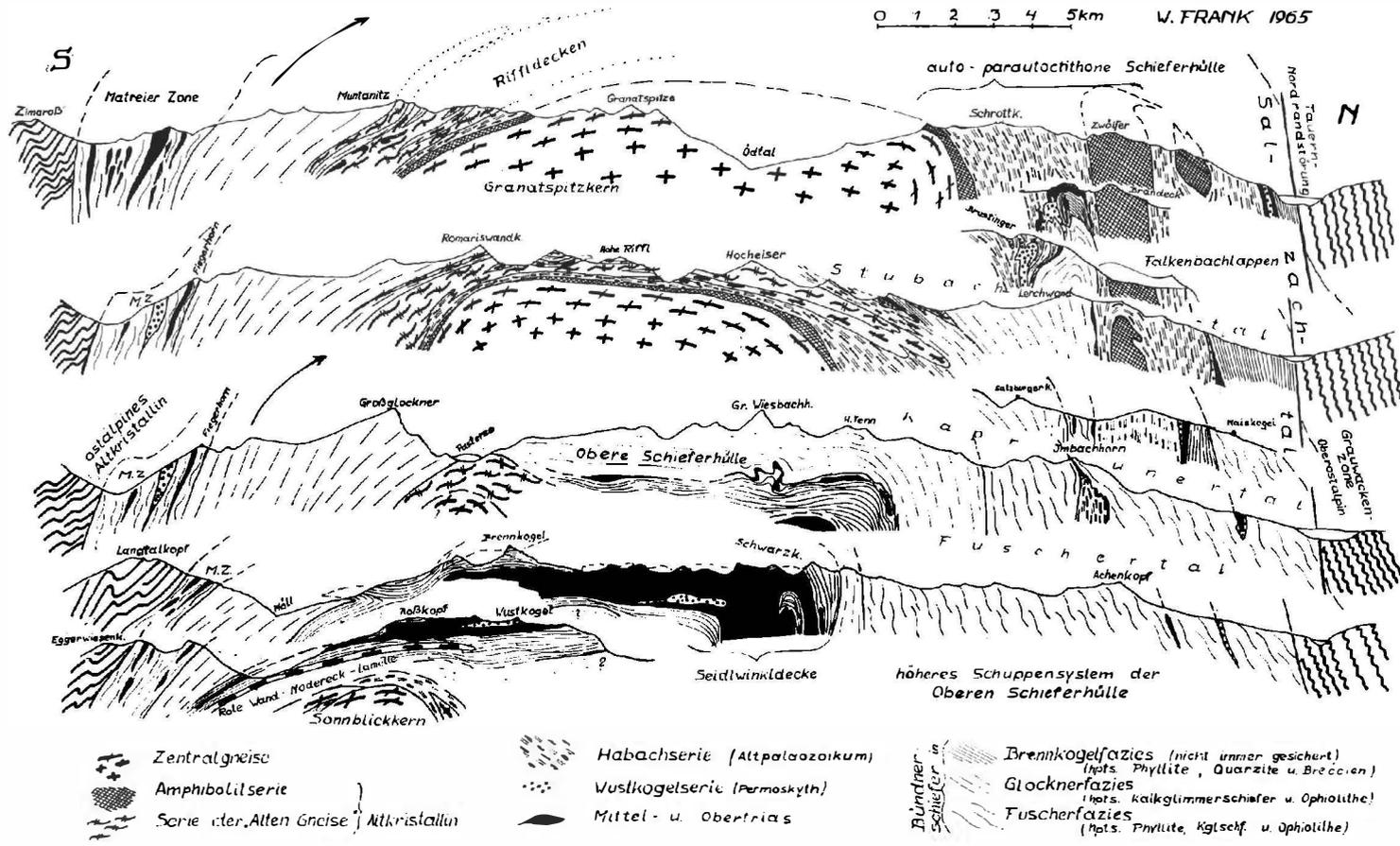


Abb. 2: Profile Mittlere Hohe Tauern.

Die einzelnen Profilschnitte sollen den prinzipiellen Bau kennzeichnen. Die geologischen Verhältnisse sind annähernd so dargestellt, wie sie an den Faltenkn, von Osten gesehen, aufgeschlossen sind. Nur der Schnitt Hohe Riffel-Hocheiser ist von Westen gesehen (spiegelbildlich) dargestellt. Zum Teil sind seitliche Elemente in das Profil hineinprojiziert.

Abb. 3: Die tektonischen Einheiten und Strukturen in der Glocknergruppe. ▽

TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER GLOCKNER- UND GRANATSPITZGRUPPE

W. FRANK

-  Grauwackenzone
-  Quarzphyllitzone
-  Altkristallin (ms der Tauern)

} Ostalpin

-  Matreier Zone
- Pennin mit unterostalpinen Anteilen*

PENNIN:

-  Fuscher Schieferhülle
 -  Obere Schieferhülle i.e.S. (Glocknerdecke)
- Deckensystem der Oberen Schieferhülle, Bündnerschiefer und kleinere Späne von Permotrias

-  Seidwinkldecke
- Permotrias und Bündnerschiefer*

-  Riffeldecken (im E), im W im Zusammenhang mit der parautochthonen Schieferhülle des Venedigerkernes

Parautochthone Hülle des Granatspitz- u. Venedigerkernes samt Falkenbachlappen

-  Habachserie
- Permotrias und Bündnerschiefer*
-  altkristalline Amphibolitfolge

-  Granatspitzkern

Strukturen:

Faltenachsen aller Größenordnungen,
B-Lineationen, Mineral elongationen:

0° | 5° | 15° | 30° | 45° | 60° | 75° | 85° | 90°

↗ jüngere B-Achse ↖ überprägt ältere ↑

Die Pfeile entsprechen Mittelwerten im angegebenen Bereich. Messungen im Bereich des Felbertauern z.T. nach G. Fuchs 1958

s-Flächen-Fallen < 50° >

0 5 10 km

